

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1965

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3, 1965 г.
МАЙ — ИЮНЬ

СОДЕРЖАНИЕ

• А. А. Гаврилов. Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс Южного Урала	3
• И. В. Круть. О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа	18
• Г. Н. Бровков. Ломоцитовая минерализация в вулканогенно-осадочной толще девона Минусинского прогиба	35
• П. В. Зарицкий. Изоморфизм железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна	45
• М. Д. Троянов. Особенности некоторых карбонатных отложений с сингенетической свинцово-цинковой минерализацией в одном из районов Западного Узбекистана	61
• Н. В. Логвиненко. О некоторых особенностях метатекста терригенных пород геосинклиналей	70
• М. В. Пастухова. К познанию аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов в соленосных породах	78
• Ю. Н. Брагин. Бентонитовые глины триасовых отложений Донбасса	91
• Н. В. Кирсанов, В. В. Власов, А. А. Сабитов. О минералогическом составе бентонитовых глин Нурлатского месторождения в Татарской АССР	96
• Е. И. Сахарова. Некоторые наблюдения над слоистостью современных золовых отложений в долине р. Оби	105
• А. В. Лапо. Об интерпретации результатов разделения углей на фракции	114

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

И. М. Беспалов. Проблемы поисков стратифицированных медных руд в Донецком бассейне	120
В. В. Могаровский. О включениях битумов в кристаллах целестина	123
Ю. В. Мухин. О роли геологического времени при уплотнении глинистых осадков	126
[А. В. Копелиович]. О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород	130

МЕТОДИКА

• Л. С. Пузанов, А. Л. Дмитрик. Некоторые вопросы методики исследований по декрепитации минералов	134
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

• П. Т. Тажибаева. Некоторые ошибочные представления о генезисе Джезгазганского месторождения	141
• А. В. Павлов. Замечания по поводу ответа А. А. Кордикова на нашу критическую статью «О геохимии угленосных отложений Южной Якутии»	145

ХРОНИКА

А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов. Второе совещание по физическим методам изучения минералов осадочных пород	147
А. П. Лисицын. Семинар по терригенной седиментации и геохимии железа и марганца в Тихом океане	152
Г. Ф. Крашенинников. Вопросы литологии на XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии	155
О работе журнала «Литология и полезные ископаемые» в 1963 и 1964 гг.	161
Библиография	163

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3, 1965
MAY — JUNE

CONTENTS

A. A. Gavrilov. Ordovician volcanogene-sedimentary complex on Southern Urals	3
I. V. Krut. On Middle Paleozoic volcanogene-sedimentary formations of the front range in Greater Caucasus	18
G. N. Brovko. Laumontite mineralization in a Devonian volcanic-sedimentary rock mass of Minussinsk depression	35
P. V. Zaritzky. Iron, magnesium and calcium isomorphism in carbonate concretions of Donetz Basin coal measures	45
M. D. Troianov. Specific features of some carbonate deposits with a syngenetic lead-zinc mineralization in one of the regions of Western Uzbekistan	61
N. V. Logvinenko. On some specific features in the metagenesis of terrigenous rocks in geosynclines	70
M. V. Pastukhova. To our knowledge of authigenous aluminosilicate minerals in saliferous rocks	78
Yu. N. Bragin. Bentonitic clays in Triassic deposits of Donetz Basin	91
N. V. Kirsanov et al. On the mineralogical composition of bentonitic clays from Nurlatsk deposits in Tataria	96
E. I. Sakharova. Some observations over the bedding of recent colian deposits in Ob valley	105
A. V. Lapo. On an interpretation of the results of coal fractionation	114

SHORT NOTES

I. M. Bespalov. Search problems for stratified copper ores in Donetz Basin	120
V. V. Mogarovsky. On bitumen inclusions in celestine crystals	123
Yu. V. Mukhin. On the role of geological time in clay sediment compaction	126
A. V. Kopeliovich. On the amount of displaced matter under a change in grain size owing to secondary alterations of sedimentary rocks	130

METHODS OF RESEARCH

L. S. Puzanov, A. L. Dmitrik. Some problems of research methods on the decrepitation of minerals	134
--	-----

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

P. T. Takhibaeva. Regarding certain erroneous concepts on the nature of Dzhezkazgan deposit	141
A. V. Pavlov. Remarks on A. A. Kordikov's answer to our critical article «On the geochemistry of coal measures in Southern Yakutia»	145

CHRONICLE

A. G. Kossovskaya, V. D. Shutov. Second conference on physical methods in a study of minerals in sedimentary rocks	147
A. P. Lisitzin. Seminar on terrigenous sedimentation and geochemistry of iron and manganese in the Pacific Ocean	152
G. F. Krashenninikov. Problems of lithology at the XXII Session of the International Geological Congress in India	155
Review of the work of the magazine	161
Bibliography	163

Технический редактор Е. И. Гришина

T-06537 Подписано к печати 28/V-1965 г. Тираж 1225 экз. Зак. 5645
Формат бум. 70×108/16 Печ. л. 14,7+2 вкл. Бум. л. 5 1/4 Уч.-изд. листов 16,6

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

УДК 551.733.1(471.503)

ОРДОВИКСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС ЮЖНОГО УРАЛА

А. А. ГАВРИЛОВ

Одним из путей решения проблемы влияния вулканизма на седиментацию является изучение естественных парагенетических ассоциаций пород — вулканогенно-осадочных комплексов, слагающих крупные геологические тела — формации. К настоящему времени некоторые типы морских вулканогенно-осадочных комплексов и формаций уже изучены. Так, например, хорошо изучены вулканогенно-кремнистые формации, известны работы по формациям с преобладанием вулканогенных обломочных осадков (Дзоценидзе, 1948; Хворова, Ильинская, 1963 и др.). Вулканогенно-осадочный комплекс, выделяемый среди ордовикских отложений Южного Урала, сходен с упомянутыми типами формаций. Но как будет показано ниже, этот комплекс является особой естественной парагенетической ассоциацией пород, возникшей под влиянием характерного типа вулканической деятельности и поствулканических процессов.

Присутствие вулканогенно-осадочных толщ в ордовике Сакмарской структурно-фациальной зоны (южная часть Южного Урала, западный склон) было установлено в 1933 г. Е. В. Лермонтовой и Е. К. Разумовским. Они выделили в кураганскую свиту «фиолетово-красные туфогенные сланцы» и связанные с ними эффузивы и туфы, залегающие выше палеонтологически охарактеризованных песчаников кидрясовской свиты тремадока. В результате последующих региональных геологических исследований было уточнено распространение кураганской свиты на Южном Урале и определен ее возраст — арениг — нижний лландейло (Войнова и др., 1941; Павлинов, 1936, 1937; Клочихин, 1949). Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский (1953) описали вулканогенные толщи, одновозрастные толщам кураганской свиты в районе широтного течения р. Урал (пос. Хабаровый). А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым к возрастным аналогам кураганской свиты была отнесена «свита кремнистых зеленых туфов и альбитофиоров» района с. Кос-Иstek в Северных Мугоджарах, ранее описанная Н. И. Леоненко (1955) среди кембрийских отложений под названием «кос-истекской свиты».

Кураганская свита и одновозрастные с ней толщи в Северных Мугоджарах сформировались в пределах единой геосинклинали и, как будет показано, очень близки по составу, облику и происхождению. Поэтому целесообразно объединить арениг-лландейльские свиты Сакмарской структурно-фациальной зоны в единый вулканогенно-осадочный комплекс.

На ордовикских образованиях с угловым несогласием залегают граптолитовые сланцы среднего лландовери — нижние слои сакмарской сви-

ты. Повсеместное на Южном Урале угловое и стратиграфическое несогласие между ордовиком и силуром затрудняет сопоставление разрезов вулканогенно-осадочного комплекса и изучение латеральных изменений верхней его части.

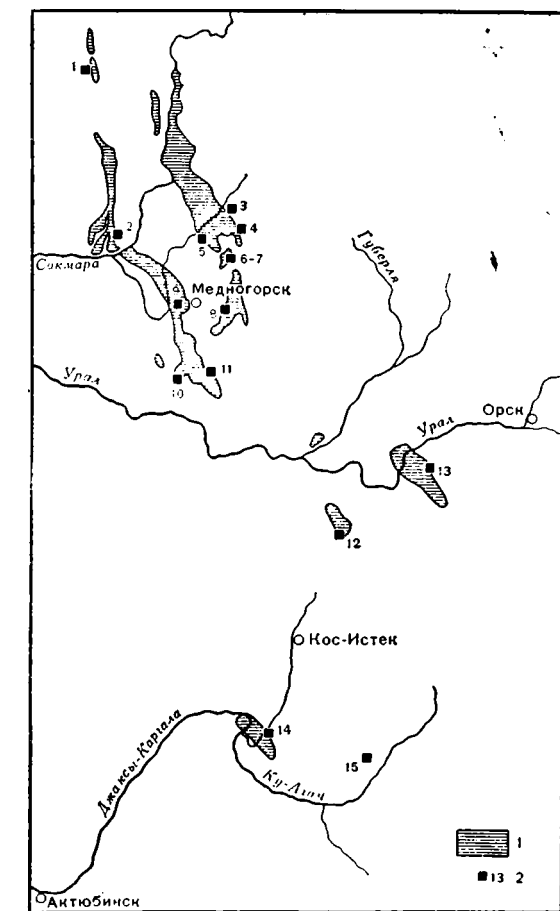
ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс сложен главным образом вулканогенными породами различного состава — от андезито-базальтового до плагиолипаритового. Наибольшее распространение имеют

вулканокластические образования кислого состава — туфы и туфогенные аргиллиты. Им подчинены кремнистые породы, которые встречаются почти везде. Характерной особенностью всех типов пород является красный и зеленый их цвет с оттенками от бирюзово-зеленого до фиолетово-красного. Мощность комплекса достигает 700—900 м.

В ордовикских толщах различных районов Сакмарской структурно-фациальной зоны пачки однотипных пород часто залегают на разных стратиграфических уровнях. Поэтому трудно выделить типовые разрезы ордовика; целесообразнее рассмотреть строение вулканогенно-осадочного комплекса выборочно, в нескольких пунктах.

В районе с. Новокурского (фиг. 1, 2) разрез ордовикских отложений состоит из трех частей. Нижняя представлена туфами альбитофиров (видимая мощность 100 м), средняя — вишнево-красными туфогенными аргиллитами (230 м), верхняя — яшмами (190 м). У г. Медногорска (см. фиг. 1, 9) вулканогенно-осадочный комплекс представлен двумя толщами. Нижняя — туфы альбитофиров, верх-

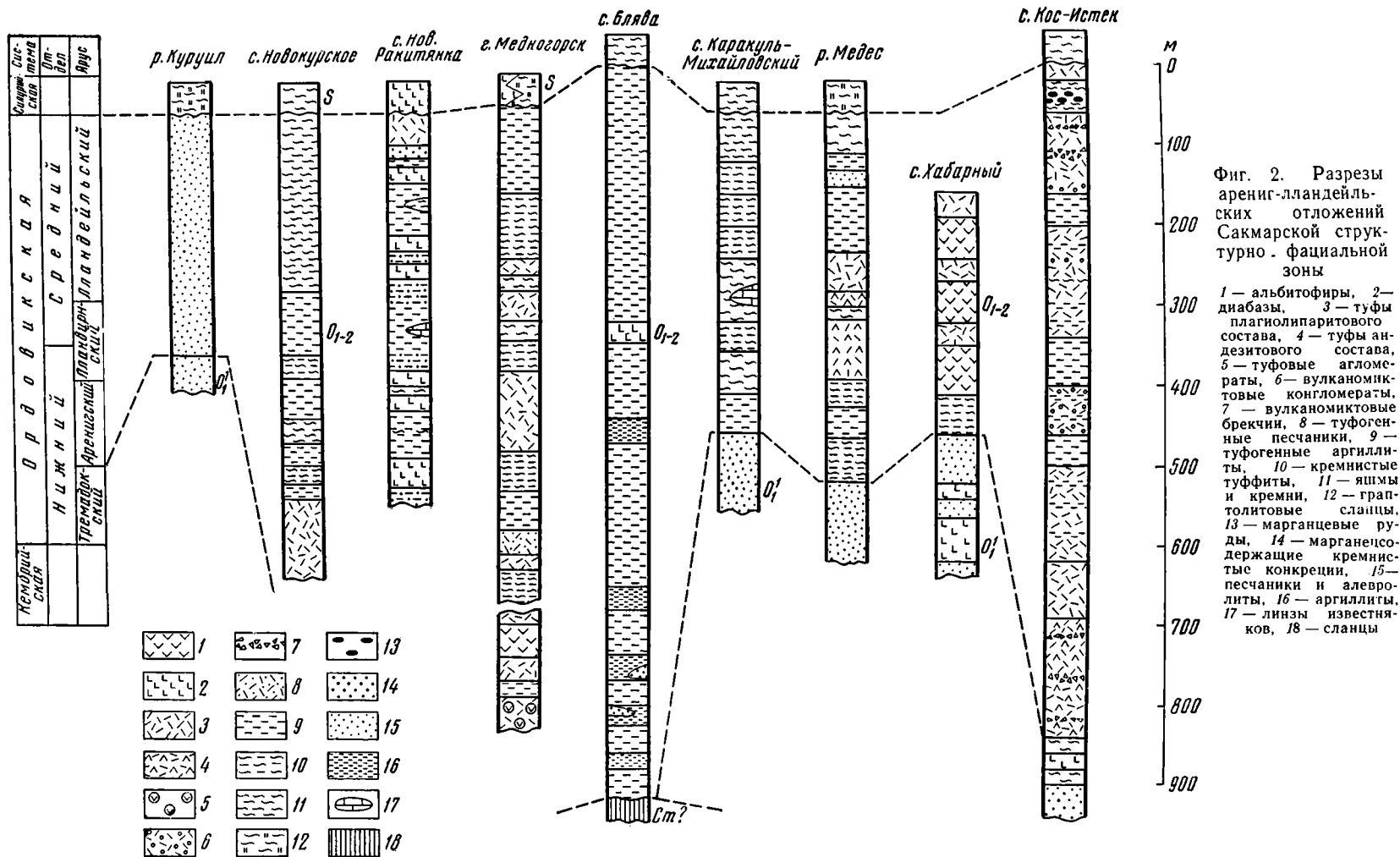


Фиг. 1. Схематическая карта выходов арениг-лландейльских отложений в Сакмарской структурно-фациальной зоне.

1 — выходы арениг-лландейльских отложений; 2 — изученные разрезы: 1 — куруильский, 2 — новокурский, 3 — новоказанский, 4 — новодемьяновский, 5 — новоракитяновский, 6-7 — раkitяновский, 8 — блявинский, 9 — медногорский, 10 — кидрясовский, 11 — каракуль-михайловский, 12 — медесский, 13 — хабарнинский, 14 — кос-истекский, 15 — обособленная известняковая глыба

няя — туфогенные аргиллиты; видимая мощность ордовикских отложений здесь более 660 м.

Если у Медногорска и с. Новокурского туфы альбитофиров слагают нижнюю часть комплекса, то у с. Новая Ракитянка (см. фиг. 1, 5)



Фиг. 2. Разрезы
арениг-лландейль-
ских отложений
Сакмарской струк-
турно-фациальной
зоны

1 — альбитофиты, 2 — диабазы, 3 — туфы плагиолаппаритового состава, 4 — туфы андезитового состава, 5 — туфовые агломераты, 6 — вулканомитовые конгломераты, 7 — вулканомитовые брекчи, 8 — туфогенные песчаники, 9 — туфогенные аргиллиты, 10 — кремнистые туфиты, 11 — яшмы и кремни, 12 — граптолитовые сланцы, 13 — марганцевые руды, 14 — марганеисодержащие кремнистые конкреции, 15 — песчаники и алевролиты, 16 — аргиллиты, 17 — линзы известняков, 18 — сланцы

они венчают разрез ордовика. В этом районе кураганская свита сложена красными туфогенными аргиллитами, переслаивающимися с покровами диабазов мощностью от 4 до 30 м. Здесь же наблюдаются линзы серых кремней и прослои красных яшмовидных туффов.

В Северных Мугоджарах на правом берегу р. Медес (см. фиг. 1, 12) пачки туфов и туфогенных аргиллитов не обособлены друг от друга, как в более северных районах, а чередуются по всему разрезу.

Появление туфов в описанных выше районах на разных стратиграфических уровнях, по-видимому, отражает изменение интенсивности вулканических выбросов во времени и изменение положения активных вулканических аппаратов. Накопления крупного пирокластического материала происходили вблизи вулканических центров, тогда как тонкообломочный материал (ныне туфогенные аргиллиты) откладывался в отдалении от них.

Обращает на себя внимание очень широкое развитие пирокластических образований, преимущественно кислого состава, при незначительном распространении аналогичных по составу лав. Последние были встречены в двух местах: в районе г. Медногорска (в выемке железной дороги у с. Идельбаево) и у с. Хабарного.

У с. Идельбаево обнажаются отложения, сформировавшиеся вблизи вулканического жерла. Это туфовые агломераты с глыбами темно-серых альбитофиров. Недалеко от них выходят на поверхность серые альбитофиры, псаммитовые туфы плагиолипаритового состава, вишнево-красные туфогенные аргиллиты. Толща залегает в основании разреза у г. Медногорска (фиг. 2).

Кислые эффузивные породы, переслоенные туфами, наблюдаются в разрезе у с. Хабарного (см. фиг. 1, 13), где они залегают на песчаниках булатской свиты тремадока (Херасков, Милановский, 1953).

В некоторых местах в вулканогенно-осадочном комплексе отсутствуют как кислые эффузивы, так и их туфы. Примером такого района, в ордовикскую эпоху находящегося далеко от вулканических центров, питавших бассейн пирокластическим материалом, является район с. Блявы (см. фиг. 1, 8). Здесь арениг-лландейльские отложения четко разделяются на две толщи. Нижняя представлена зелеными туфогенными аргиллитами с пачками терригенных аргиллитов и редкими линзами кварцевых песчаников, верхняя сложена вишнево-красными туфогенными аргиллитами с тонкими прослоями кремнистых туффов и кремней. В нижней ее части встречен покров диабазов. Общая мощность ордовикских отложений у с. Блявы 900 м.

Особый интерес представляют выходы вулканогенно-осадочного комплекса в районе излучины р. Кос-Истек (см. фиг. 1, 14), где обнажаются пачки переслаивающихся туфов, туфогенных аргиллитов, вулканомиктовых брекчий и конгломератов, сложенных обломками ордовикских туфов. Вулканомиктовые образования нигде, кроме бассейна р. Кос-Истек, в составе вулканогенно-осадочного комплекса не встречались. Они образуют линзы и прослои мощностью от 8 до 17 м. На правобережье р. Кос-Истек в верхней части разреза залегают темно-красные яшмы, в которых были обнаружены марганцеворудные конкреции. Мощность арениг-лландейльских отложений в бассейне р. Кос-Истек составляет 650 м.

Присутствие вулканомиктовых пород, некоторая ритмичность в переслаивании туфов и туфогенных аргиллитов, появление яшм с марганцевыми рудами — все это свидетельствует о своеобразии этого района.

Следует упомянуть об арениг-лландейльских толщах в верховьях р. Куруил (см. фиг. 1, 1) — крайнем северном обнажении ордовикских

отложений в пределах Сакмарской структурно-фациальной зоны. В этих районах породы, залегающие стратиграфически ниже граптолитовых сланцев среднего лландовери, представлены 300-метровой пачкой кварцевых алевролитов. Цвет пород кирпично-красный, в них встречаются тонкие прослои (5—15 см) зеленовато-серых алевролитов. Этот разрез отличается от всех вышеописанных отсутствием вулканических пород.

Таким образом, во всех упомянутых пунктах, за исключением последнего, в арениг-лландейльских толщах в различных количествах присутствуют туфы, туфогенные аргиллиты и кремнистые породы. Можно говорить о постоянном сонахождении этих типов пород. В то же время терригенные и карбонатные породы встречаются здесь очень редко.

ТИПЫ ПОРОД И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Повторяющееся сонахождение аргиллитов и кремнистых пород с туфами заставляет предположить, что их образование как-то связано с вулканической деятельностью. Однако одного этого еще недостаточно для установления генетической связи вулканизма с появлением глинистых пород, кремней, яшм, кремнистых и яшмовидных туффов. Чтобы понять эту связь, нужно изучить все эти типы пород, оценить количество пеплового материала в их составе, а также подобрать ряды переходных пород между типами (например, ряды: туфы — туфогенные аргиллиты, туфогенные аргиллиты — кремнистые туффы — яшмы и т. д.). Для установления вулканического источника кремнезема необходимо попытаться найти какие-либо дополнительные факты помимо постоянного совместного нахождения кремнистых и пирокластических пород в пределах всего вулканогенно-осадочного комплекса.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В описываемом районе развиты альбитофиры и альбитовые диабазы.

Среди альбитофиров выделяются две разновидности, отличающиеся друг от друга структурой основной массы. Первая — альбитофиры с апофельзитовой структурой. В них основная масса состоит из микрокристаллического кварца. Вторая разновидность имеет сферолитовую структуру и сложена округлыми, соприкасающимися сферолитами (0,1—0,3 мм), состоящими из радиальнолучистых сростаний кварца и альбита. Фенокристы в альбитофирах редки и представлены альбитом. Из вторичных минералов встречаются мелкие выделения сфена, лейкоксена, хлорита и окислов железа.

Альбитовые диабазы — темно-серые, почти черные породы, различно раскристаллизованные, часто миндалекаменные. Главными породообразующими минералами в них являются альбит и моноклинные пироксены (авгит и реже клиноэнстатит). Второстепенные минералы — сфен, магнетит, ильменит. Широко развиты вторичные минералы — хлориты, эпидот, пумпелиит, пренит, лейкоксен, кварц, окислы железа и марганца. Миндалины в диабазах заполнены хлоритом и колломорфными образованиями гидроокислов марганца. Последние образуют также сгустки в интерстициях и псевдоморфозы по плагиоклазам. Структура у большинства диабазов апоинтерсертальная, стекло разложено и замещено вторичными минералами. Очень часто породы имеют диабазовую структуру.

Химический состав эффузивных пород показан в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав эффузивных пород, %*

№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MnO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	P ₂ O ₅	Сумма
283	Альбитофир	79,66	0,26	10,36	1,42	0,60	0,08	—	1,65	Нет	4,16	0,70	0,41	0,18	0,34	0,08	0,02	99,92
301	»	79,21	0,27	10,57	1,24	0,54	0,03	—	0,88	0,36	4,58	0,11	1,79	0,40	0,02	0,16	0,05	100,21
1441	»	78,51	0,53	9,70	1,66	1,48	0,11	—	1,56	0,52	4,54	0,26	0,32	0,38	Нет	Нет	0,08	99,65
731	Диабаз	47,46	2,86	13,15	5,47	8,70	0,54	—	5,83	6,99	4,06	0,11	3,58	0,92	0,02	0,05	0,18	99,62
1105	»	47,80	3,65	17,50	6,93	7,10	0,76	—	3,00	2,60	5,41	0,35	2,92	0,78	Нет	Нет	0,89	99,69
1165	»	45,26	1,66	12,58	8,72	6,29	2,53	1,20	3,44	7,70	1,66	0,10	5,79	1,31	1,46	0,05	0,08	99,83

* Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Из краткой характеристики комплекса видно, что главную роль в нем играют вулканогенные обломочные породы. Среди них (согласно классификации, предложенной комиссией Первого всесоюзного вулканологического совещания, 1962) выделяются пирокластические (типичные туфы), осадочно-пирокластические и вулканогенно-терригенные породы. Осадочно-пирокластические породы (туффиты) состоят из пирокластического (больше 50%) и осадочного материала. Вулканогенно-терригенные (вулканомиктовые) образования возникли в результате разрушения и переотложения вулканогенных пород. Автором, кроме того, выделяется группа туфогенных обломочных пород.

Пирокластические породы представлены туфовыми агломератами и туфами плагиолипаритового и андезитового состава.

Туфовые агломераты состоят из крайне неотсортированных обломков различного петрографического состава. Размер их от нескольких сантиметров до 0,5 м, форма — округлая. Большая часть обломков (примерно 80%) — серые мелкокристаллические альбитофиры с микролитовозернистой структурой. Связующая масса сложена разномелким туфовым материалом.

Среди туфов плагиолипаритового состава выделяются псаммитовые (0,1—2,0 мм), алевритовые (0,1—0,01 мм) и пелитовые (тонкообломочные <0,01 мм) разновидности. В псаммитовых туфах обломки представлены кристаллами кварца и альбита, иногда с примесью обломков основной массы альбитофиров со сферолитовой структурой. Кристаллы и их обломки погружены в тонкообломочную связующую массу, состоящую из измененного витрического материала. Реликтовые витрокластические формы сохраняются редко, стекло замещено агрегатом хлоритов и кварца. В связующей массе присутствуют апатит, сфен, агрегаты лейкоксена, стильномелан, окислы железа.

Имеется особый тип туфов — это породы, состоящие из витрокластов, сохранивших реликты пепловой структуры, с небольшой примесью осколков кристаллов. Частицы стекла, имеющие рагульча-

тую, клиновидную и серповидную форму, раскристаллизованы в агрегат кварца, альбита и хлорита. Рентгеноструктурным анализом установлено наличие диоктаэдрической гидрослюда в составе тонкой фракции ($<0,001$ мм), выделенной из нескольких образцов туфов.

Очень распространенным типом является тип тонкообломочных туфов плагиолипаритового состава; вначале они состояли, по-видимому, из тонких осколков стекла. В дальнейшем, в результате уплотнения и девитрификации, частицы утратили свою форму и порода превратилась в микрозернистый агрегат кварца и хлорита с примесью осколков кристаллов кварца и альбита алевритовой размерности.

Туфы андезитового состава — литокристаллокластические, псаммитовой и алевритовой размерности. В составе кристаллической фракции преобладают плагиоклазы, в большинстве случаев — альбиты. Иногда плагиоклазы не альбитизированы, и тогда их состав отвечает андезину (№ 44—48) или лабрадору (№ 52—56). Обломки пород представлены андезитовыми порфиритами, чаще — их основной массой с микролитовой структурой.

Туфогенные обломочные породы. К этой группе отнесены породы, состоящие из свежевыброшенных (непереотложенных) пирокластических продуктов, отложившихся в морской среде и не содержащих чуждого, невулканического материала. Выброшенный материал прежде чем захорониться, подвергся сортировке, а относительно крупные обломки (крупнее мелкоалевритовых) — окатыванию. В эту группу объединены два типа пород: туфогенные песчаники и туфогенные аргиллиты.

Туфогенные песчаники довольно редко встречаются в изученных отложениях. Их строение можно рассмотреть на примере туфогенных песчаников из разреза у Медногогорска. Это — отсортированные, красновато-серого цвета породы, сложены они обломками кристаллов кварца и андезина (№ 44—48) размером 1—1,5 мм. Присутствуют обломки альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Зерна плагиоклазов слабо окатаны и имеют вытянутую призматическую форму, многие кварцевые зерна сохранили первичную оплавленную форму. Облик обломков ясно свидетельствует об их пирокластическом происхождении. Обломки кристаллов соприкасаются, обнаруживая в точках соприкосновения признаки взаимного растворения. Связующей массы в туфогенных песчаниках очень мало, она представлена рудным веществом (окислами железа и марганца), заполняющим поры между обломками.

Наиболее распространенным типом пород являются туфогенные аргиллиты. Это — продукты постседиментационного преобразования самых тонких разностей пеплов, наиболее удаленных воздушными и морскими течениями от вулканических центров. Они несколько отличаются от обычных аргиллитов и по некоторым признакам сходны с туфами (Гаврилов, 1964).

Туфогенные аргиллиты состоят из тонкодисперсной глинистой или кремнисто-глинистой массы, основным компонентом которой является диоктаэдрическая гидрослюда. В переменных количествах присутствует также триоктаэдрический хлорит. Реликтовый пепловый материал представлен преимущественно остроугольными мелкоалевритовыми кварцевыми зернами, иногда обломками кристаллов альбита. Среди туфогенных пород встречаются разности, в которых пепловые частицы раскристаллизованы с сохранением реликтовых витрокластических форм. В этих породах стекло также замещено гидрослюдой и агрегатами кварца и хлорита либо альбита и хлорита.

Происхождение аргиллитов устанавливается на основании следующих фактов: 1) переслаивания туфов и аргиллитов, а также их взаим-

ных латеральных переходов; 2) облика пород — красный и зеленый цвет, отсутствие плитчатой отдельности, костыльчатая щебенка; 3) реликтов пеплового материала в некоторых аргиллитах; при микроскопическом изучении можно подобрать непрерывный ряд переходных пород от туфов к аргиллитам; 4) сходства вторичных изменений материала туфов и туфогенных аргиллитов; во фракции $<0,001$ мм из нескольких образцов туфов помимо хлоритов присутствует диоктаэдрическая гидрослюда; 5) повышенного содержания в аргиллитах, как и в туфах, TiO_2 и MnO , а также присутствия малых элементов — Pb и Zn, характерных для пирокластических пород; 6) отличия минерального состава туфогенных глинистых пород от состава обычных аргиллитов; в последних постоянно присутствуют дефектные хлориты — минеральные образования смешанно-слоистой структуры (Гаврилов, Александрова, 1964). Рентгеноструктурными исследованиями¹, удалось установить развитие в туфогенных аргиллитах гидрослюда модификации 1М — низкотемпературного новообразованного минерала, тогда как обломочная гидрослюда, происходящая из высокотемпературных (или метаморфических) мусковитов, принадлежит полиморфной модификации 2М (Weaver, 1958).

Все приведенные наблюдения, несомненно, свидетельствуют о туфогенной природе изученных аргиллитов. Большая их часть в южноуральском комплексе образовалась при постседиментационном изменении тонких пеплов кислого, плагиолипаритового состава, но присутствуют также и такие, которые возникли при разложении андезитового витрокластического материала.

Осадочно-пирокластические породы представлены кремнистыми туффитами — образованиями, состоящими из смеси пирокластического и осадочного материала (кремнезема). Эти породы залегают в виде прослоев и линз ($8 \times 0,7$ м, $3,0 \times 12$ м и т. д.) среди вулканокластических пород, а иногда вместе с яшмами образуют мощные пачки, обособленные в разрезе. Слоистые полосчатые разности красных и зеленых кремнистых туффитов целесообразно называть яшмовидными туффитами.

Кремнистые туффиты состоят из тонкообломочного пеплового материала (больше 50% породы), смешанного с тонкокристаллическим агрегатом кварца. Сохранившийся пирокластический материал представлен мелкоалевритовыми обломками кристаллов плагиоклазов и кварца, зернами рудных минералов. Кристаллокласты иногда образуют в породе тонкие прослойки, видимые только под микроскопом. Реликтов витрокластического материала не сохранилось, он замещен гидрослюдой, хлоритом и агрегатом лейкоксена. Яшмовидные туффиты окрашены в красный цвет выделениями гематита.

Химический состав кремнистых туффитов характеризуется большим количеством кремнезема (от 76 до 85%) при 5—10% Al_2O_3 и 0,3—0,5% TiO_2 .

Вулканотерригенные (вулканомиктовые) образования, возникшие в результате разрушения и переотложения местных вулканических пород без примеси постороннего материала, встречены только в разрезе у с. Кос-Истек. Среди этих пород выделяются вулканомиктовые песчаники (0,5—1 мм), гравелиты (2—10 мм) и конгломераты (размер обломков превышает 1—2 см).

Вулканомиктовые песчаники и гравелиты состоят из хорошо окатанных и отсортированных обломков кислых туфов, альбитофиров и кварце-

¹ Рентгеноструктурные исследования проводились В. А. Александровой в лаборатории аутигенной минералогии Геологического института АН СССР.

вых альбитофиров. Вулканомиктовые конгломераты сложены обломками туфов альбитофиров размером от 2—3 до 20—25 см. Иногда среди них попадаются валуны и глыбы размером до 0,5 м. Обломки округлые и плохо окатанные, нередко встречаются слегка обтертые тонкие плитки туфов. Связующая масса в вулканомиктовых породах состоит из измененного пирокластического материала, выброшенного во время образования осадков.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среди осадочных образований присутствуют кремнистые, терригенные и карбонатные породы.

Кремнистые породы представлены темно-красными яшмами и серыми кремнями. Эти породы характеризуются высоким содержанием кремнезема (от 85 до 95%). Присутствие в них Al_2O_3 (от 1,5 до 5%) и TiO_2 (до 0,2%) можно отнести, вероятно, за счет примеси пепловых частиц.

Яшмы сложены гематитово-кремнистым криптокристаллическим агрегатом с большим количеством остатков радиолярий, порой хорошей сохранности. В яшмах наблюдается неравномерная перекристаллизация: некоторые участки выполнены мелкозернистым мозаичным кварцем.

Кремни залегают в виде небольших линз. Мощность слоев часто составляет 2—7 см, иногда возрастая до 30—40 см. Линзы имеют вздутую форму, их толщина 0,8—3 м при длине 3—8 м. Кремни состоят из микрокристаллического агрегата кварца с небольшим количеством тонковолокнистого хлорита, листочков гидрослюда и агрегатов лейкоксена — вторичных минералов, возникших за счет пепловой примеси.

По внешнему облику, микроскопическому строению и химическому составу собственно осадочные кремнистые породы близки к вышеописанным кремнистым туффитам. Эти типы пород являются членами одного непрерывного ряда. Можно подобрать полную гамму перехода от кремнистых яшмовидных туффитов к кремням и яшмам. Отнести породу к тому или другому типу можно, лишь оценив количество пеплового материала. Что касается кремнезема, то источник его, очевидно, был единым как в случае образования собственно осадочных кремнистых пород, так и при формировании кремнистых туффитов.

Проблема происхождения кремнезема очень трудна, и не всегда появление кремнистых пород в вулканической области можно связать с деятельностью какого-либо определенного вулканического аппарата. Но возможность установления такой связи существует, примером может служить состав вулканогенно-осадочного комплекса у с. Новая Раки-тянка. Особенностью ордовикского комплекса в этом районе является большое количество кремнистых пород и присутствие покровов альбитовых диабазов на нескольких стратиграфических уровнях. В обнажениях можно увидеть, как линзы и прослои кремней, кремнистых и яшмовидных туффитов залегают либо непосредственно на покровах диабазов, либо замещают их по простираанию. Это указывает на то, что излияния основных лав сопровождались выносом кремнезема (очевидно, гидротермальными растворами) в морскую среду и осаждением какой-то его части вблизи покровов.

Труднее установить генетическую связь с вулканизмом кремнистых осадков, отложившихся в районах, относительно удаленных от вулканического центра. Так, например, у с. Новокурского яшмы в виде мощной (190 м) обособленной пачки залегают на толще вулканокластических образований. Но и в этом случае существуют косвенные данные, свидетельствующие о том, что вулканизм являлся источником кремнезема.

При послыйном изучении яшм среди них было обнаружено несколько маломощных прослоев (от 0,3 до 4 м) псаммитовых туфов андезитового состава, тогда как вся толща отложений, залегающая у с. Новокурского стратиграфически ниже кремнистой пачки (330 м), сложена туфогенными аргиллитами и туфами плагиолипаритового состава. Смена кислых вулканокластических пород туфами андезитового состава свидетельствует об изменении состава силикатного расплава и характера вулканизма. Сократилось количество эксплозий, и соответственно могла возрасти интенсивность подводной фумарольной деятельности. В связи с таким изменением характера вулканизма становится понятным появление в данном районе толщи кремнистых осадков.

Терригенные породы не характерны для описываемого комплекса. Песчаники, алевролиты и аргиллиты слагают маломощные прослои и линзы в туфогенных аргиллитах. Среди них чаще наблюдались красно-коричневые очень крепкие песчаники. Они состоят из обломков кварца (до 80%) и плагиоклаза (альбит), сцементированных дисперсно-чешуйчатым глинистым или глинисто-железистым веществом. В песчаниках постоянно присутствуют обломки эффузивных пород, размер которых, как правило, намного превышает средние размеры остальных зерен. Обломки эффузивов представлены альбитофирами, андезитовыми порфиритами и диабазами.

Карбонатные породы встречаются в вулканогенно-осадочном комплексе в виде единичных линз, длина которых не превышает 50 м, а мощность 8—10 м. Чаще длина линз составляет лишь 3—5 м. Карбонатные породы представлены известняками, цвет которых варьирует от светло-серого до розового и вишнево-красного. Среди известняков распространены разности с органическими остатками (трилобиты, брахиоподы, криноидеи). В линзе известняков на правом берегу р. Ку-Агач (см. фиг. 1, 15) некоторые горизонты сильно обогащены литокластическим пепловым материалом.

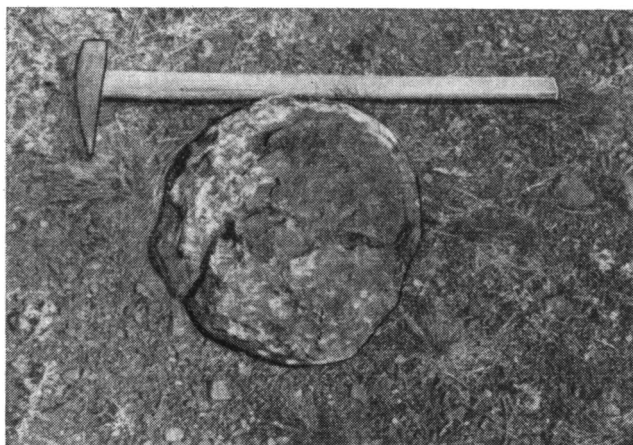
Таким образом, обзор типов пород показывает, насколько велико было влияние вулканизма как источника вещества на образование осадков. Почти весь обломочный материал своим происхождением обязан эксплозивной деятельности. Появление кремнезема в виде кремней, кремнистых туффитов и яшм также связано с вулканизмом, а именно с поствулканической деятельностью, сопровождавшей излияние лав основного состава.

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

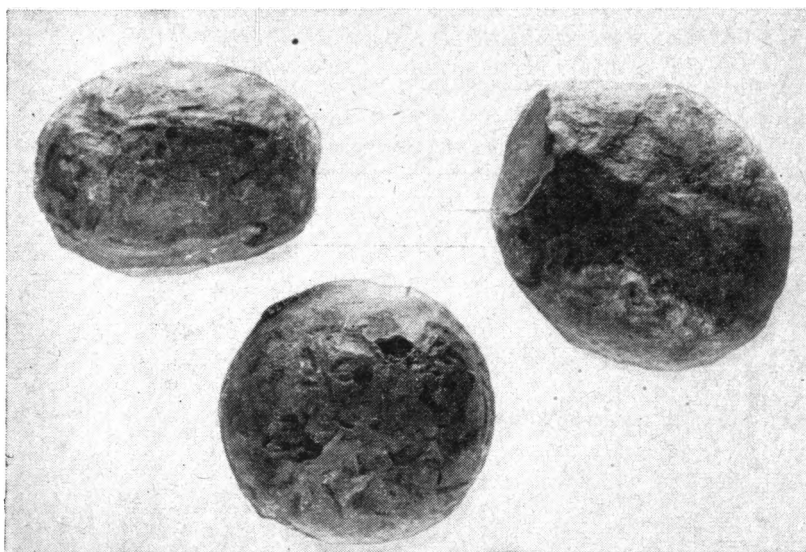
Рудопоявление марганца обнаружено в Северных Мугоджарах на правом берегу р. Кос-Истек в 8 км ниже одноименного поселка (см. фиг. 1, 14). Марганцевые руды в виде конкреций залегают в 26-метровой пачке яшм, причем рудоносный горизонт (темно-вишневые, слегка омарганцованные яшмы) занимает ее центральную часть и не превышает по мощности 10 м. Этот горизонт прослежен от реки к северо-западу и западу на 2,5 км, после чего рудные конкреции исчезают. Горизонт темно-вишневых омарганцованных яшм после выклинивания руд прослеживается еще дальше на запад, но и его мощность резко сокращается.

Марганцевые конкреции имеют разнообразные размеры и форму. Чаще всего встречаются уплощенные тела, имеющие в плане округлые очертания (фиг. 3). Диаметр их колеблется от 0,3—0,4 до 0,8—1,0 м при мощности в 7—25 см. Иногда попадаются вздутые конкреции с плоской подошвой и выпуклой верхней поверхностью (диаметр 0,4—

0,6 м, мощность 15—22 см). Значительно реже наблюдаются плоские рудные линзы длиной 1—1,5 м, их мощность не превышает 15—20 см. Еще более разнообразные формы у мелких конкреций (диаметр от 3 до 15, чаще 7—10 см), среди них встречены округлые, эллиптические, уплощенные и конкреции изометричной формы.



Фиг. 3. Конкреция марганцевой руды с. Кос-Истек, Северные Мугоджары



Фиг. 4. Марганецсодержащие кремнистые конкреции (натуральная величина), с. Новая Ракитянка, Южный Урал

Марганцевая руда представляет собой темно-серую или черную пачкающую зернистую массу, местами с металлическим блеском. Наиболее крупные конкреции имеют сложное внутреннее строение. В них рудное вещество расслоено на несколько зон так, что участки более плотной руды обособлены от пористой, кавернозной массы с включением охристо-желтого кремнистого вещества. Такие крупные тела сверху

всегда покрыты очень плотной черной коркой (1—2 см). Мелкие конкреции сложены однородной либо плотной, либо пористой рудой.

По данным П. Ф. Андрущенко, изучавшей минералогию кос-истекских руд, рудное вещество состоит из окисных соединений марганца: манганита, гаусманита, рансьенита, криптомелана, псиломелана, вернадита. Манганит и гаусманит являются первичными, остальные минералы образовались в результате их окисления. Межзерновые пространства выполнены кремнеземом.

Во вмещающих темно-вишневых яшмах марганец содержится в количестве 0,7—1,5%. Очевидно, марганец первоначально находился в кремнистых осадках в рассеянной форме. Современные концентрации марганца, судя по морфологии рудных тел, возникли в результате его стягивания в диагенезе. Поэтому кос-истекские руды можно считать седиментационно-диагенетическими.

Залегание яшм с рудными конкрециями в толще вулканокластических пород, отсутствие в разрезе у с. Кос-Иstek терригенных невулканических образований, и значительное удаление источников сноса от этого района свидетельствуют о вулканогенном происхождении марганцевых накоплений.

Необходимо отметить, что содержание марганца (MnO) во всех типах пород вулканогенно-осадочного комплекса довольно высокое (табл. 2). Так, в туфах оно иногда достигает 0,5%, а в туфогенных аргиллитах среднее содержание составляет 0,4% (из 22 образцов). В отдельных образцах туфогенных аргиллитов и туфогенных песчаников содержание MnO возрастает до 1,2—1,5%.

В туфогенных аргиллитах в районе с. Новая Ракитянка собрано очень много мелких кремнистых конкреций (фиг. 4), обогащенных марганцем (до 5% MnO). Их формирование является не чем иным, как за-

Таблица 2
Содержание марганца и железа в рудных конкрециях, %

Форма конкреции	Место взятия пробы	№ образца	Mn	Fe
Уплотненная, округлая в плане; диаметр 40, мощность 10 см	Верхняя корка	1865	41,04	1,73
	Средняя часть	1864	38,56	0,40
	Подшоша	1863	35,17	1,99
Вздутая, округлая в плане; диаметр 61, мощность 22 см	Верхняя корка	1871	32,46	2,02
	Средняя пористая часть	1870	21,21	0,90
	Нижняя часть	1869	47,73	0,43
Плоская, линзовидная; длина 150, мощность 10 см	Верхняя корка	1932	23,34	1,48
	Нижняя пористая часть	1930	30,30	1,88
Плоская; диаметр 15, мощность 3 см		1859	40,07	1,15
Округлая, диаметр 7 см		1859a	33,70	3,25
Изометричная, диаметр 7 см		1859b	39,37	0,90
Эллиптическая, 10×4 см		1868	34,76	1,95
Плоская, 4×1 см		1734	37,59	2,31

чаточной формой процесса рудообразования. Эти конкреции найдены в районе, для которого, как выше указывалось, характерно присутствие в ордовикских толщах покровов диабазов и линз кремней на нескольких стратиграфических уровнях, причем содержание MnO в кремнистых породах и туфогенных аргиллитах, залегающих на диабазов, иногда достигает 1,4—1,8%.

Обращает на себя внимание повышенное содержание марганца в самих диабазов (см. табл. 1). По-видимому, кремнезем и марганец

были внесены в бассейн в результате поствулканической деятельности, а затем выпали в осадок.

Можно заключить, что марганценосность, выраженная в высоких кларковых концентрациях и наличие рудных скоплений, является характерной чертой ордовикского вулканогенно-осадочного комплекса.

ОБСТАНОВКА ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В аренигский и лланвирнокий века и в начале лландейльского века на территории Сакмарской структурно-фациальной зоны располагался морской геосинклинальный бассейн. На протяжении всего этого времени здесь происходила активная вулканическая деятельность, существенным образом влиявшая на седиментацию.

Большая часть осадков, доступных сейчас наблюдению, представляет собой относительно глубоководные образования. В пользу этого свидетельствует преобладание илистых осадков и отсутствие остатков бентосной фауны. В породах вулканогенно-осадочного комплекса нет текстурных признаков, характерных для осадков мелководного бассейна и широко распространенных в нижележащей кидрясовской свите тремадока. На относительно глубоководные условия указывают также отсутствие перемыва осадков и плохая обработка пирокластического материала. Вулканотерригенные породы и туфогенные песчаники не характерны для большей части комплекса. Все это свидетельствует о том, что накопление вулканогенных осадков происходило на уровне, располагавшемся глубже нижней границы зоны взмучивания. Однако сразу следует исключить вероятность очень больших глубин, так как на больших глубинах не могло быть взрывных извержений, столь характерных для ордовикского вулканизма.

Рельеф морского дна, по-видимому, был расчлененным: рядом с относительно глубоководными депрессиями возвышались немногочисленные подводные поднятия, где отлагались обработанные пирокластические осадки, а изредка — карбонатные илы. Исключение составляет лишь район Кос-Истека. Наблюдающиеся в этом районе вулканотерригенные породы и быстрая латеральная изменчивость отложений свидетельствуют о мелководных условиях осадкообразования. Многократная смена в разрезе туфов вулканомиктовыми конгломератами обусловлена чередованием перемывов пирокластических осадков и спокойных условий их накопления. Очевидно, в этом районе осадконакопление протекало в условиях длительно существовавших вулканических островов.

На большей части территории образование осадков происходило при незначительном поступлении терригенного материала, а часто при полном его отсутствии. Терригенный материал приносился с севера и северо-запада, он в наибольших количествах присутствует в самых северных выходах кураганской свиты. В этом же северном направлении исчезают вулканогенные осадки. Источником сноса терригенного материала, вероятно, являлась плоская суша, располагавшаяся в районе Зилаирского синклинория, где отложения верхней части среднего и верхнего ордовика трансгрессивно залегают на породах различных древних свит (Ключихин, 1960; Краузе, Маслов, 1961).

Образование осадочных толщ в районе Сакмарской зоны происходило за счет продуктов вулканизма и главным образом за счет периодического поступления в зону седиментации больших количеств пирокластического материала, который, попадая в морскую среду, сортировался, грубый откладывался ближе к вулканическим аппаратам, мелкий и тонкий — на некотором расстоянии от них.

Как уже указывалось, взрывной вулканизм значительно преобладал, но иногда происходили трещинные подводные излияния основной жидкой лавы, образовавшие покровы. Вулканизм характеризовался напряженностью, т. е. обилием длительно действовавших очагов извержений. Имеющиеся данные позволяют предположить, что в самом начале накопления вулканогенно-осадочного комплекса действовали как минимум два вулканических центра: один — северо-западнее г. Медногорска, другой — в районе Кос-Истека. Впоследствии вулканы появились еще в нескольких районах (Медес, Хабарный, Новая Ракитянка). У г. Медногорска во время накопления верхней части ордовикского комплекса осадков вулканический очаг прекратил свою деятельность, но примерно в это же время эксплозивный вулканизм усилился в более северных районах (северо-восточнее с. Новая Ракитянка).

Во многих местах вулканизм вначале поставлял материал среднего состава (и даже основного), а затем — кислого. Такая смена состава вулканитов наблюдается в районах Кос-Истека, Медеса, Медногорска и Новой Ракитянки. Но имеется и другая, прямо противоположная последовательность в изменении состава вулканических продуктов во времени (с. Новокурское).

Помимо пирокластических накоплений, с вулканизмом было связано образование кремнистых илов и повышение содержаний марганца в осадках. Кремнезем и марганец поставлялся в морскую среду подводными гидротермами. Марганец обычно находился в осадках в сильно рассеянном состоянии, и даже после его стягивания в процессе диагенеза в отложениях, как правило, не возникало очень высоких концентраций. Весьма возможно, что причиной отсутствия больших скоплений марганца были относительно глубоководные условия образования осадков, господствовавшие на большей части территории.

Лишь участок в районе Кос-Истека за все время накопления вулканогенно-осадочного комплекса никогда не был глубоководным. Именно здесь в какой-то момент возникли благоприятные условия для накопления кремнистых илов в ассоциации с гидроокислами марганца. Высокие концентрации марганца скопились в относительно пониженном, защищенном от действия морских волн, на что указывает хорошая сохранность тончайших частей раковин радиолярий в яшмах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вышеизложенный материал показывает, что рассматриваемый комплекс осадков сформировался в морских, эвгеосинклинальных условиях под исключительным влиянием вулканизма. Наиболее распространенные и постоянно сонаходимые породы этого комплекса генетически связаны с вулканизмом.

Аренг-лландейльские вулканогенно-осадочные образования по своему облику, внутреннему строению и происхождению четко отличаются от подстилающих их тремадокских отложений и залегающей выше сакмарской свиты силура. По всем признакам данная ассоциация пород представляет собой вулканогенно-осадочную формацию.

Автору все же представляется, что в настоящее время следует воздержаться от выделения в ордовике Южного Урала формации с соответствующим географическим названием. Причина тому — отсутствие данных по латеральному обрамлению кураганской свиты и ее аналогов вследствие погружения ордовика в соседних районах под более молодые толщи. Установить границы площадного распространения вулканогенно-осадочной линзы (за исключением северо-западного края) или хотя бы

границы распространения изученного парагенеза пород сейчас невозможно.

Особенностями арениг-лландейльского комплекса являются: 1) разнообразный состав вулканогенных пород, от андезито-базальтового до плагиолипаритового, с преобладанием кислых разностей; 2) широкое развитие пирокластических образований, в особенности тонкообломочных; 3) присутствие кремнистых пород; 4) марганцевая минерализация; 5) незначительное распространение терригенных (невулканических) и карбонатных отложений; 6) красный и зеленый цвет пород.

Одна из характерных черт литогенеза в данном районе — формирование хлоритово-гидрослюдистых туфогенных аргиллитов.

В схеме типизации вулканогенно-осадочных формаций (Хворова, 1963) южноуральский комплекс занимает промежуточное положение между вулканогенно-обломочным и вулканогенно-кремнистым типами. Такая «двойственность» комплекса объясняется сложным характером вулканизма, в значительной степени зависящим от состава силикатного расплава. Извержения кислой магмы эксплозивного типа питали бассейны обломочным материалом, в то время как подводные трещинные излияния лав основного состава сопровождались выносом кремнезема и марганца.

Вулканизм и тектоническая обстановка в ордовикском периоде на Южном Урале были ведущими факторами, определившими образование вулканогенно-осадочного комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Войнова Е. В. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. Госгеол-издат, 1941.
- Гаврилов А. А. Ордовикские туфогенные аргиллиты Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 156, № 6, 1964.
- Гаврилов А. А., Александрова В. А. О глинистых минералах аргиллитов ордовика Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 157, № 3, 1964.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГрузССР, 1948.
- Клочихин А. В. Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинория на Южном Урале. В сб. «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 7. Уфа, 1960.
- Краузе С. Н., Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, 1961.
- Леоненко Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3, 1955.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер. Кидрясово на Южном Урале). Зап. Рос. минералог. о-ва, т. 62, № 1, 1933.
- Павлинов В. Н. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале. Тр. Моск. геолого-развед. ин-та, т. 1, 1936.
- Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. Моск. геолого-развед. ин-та, т. 9, 1937.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. Б. кн. «Памяти проф. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. В сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Хворова И. В. О принципах выделения и типизации вулканогенно-осадочных формаций. Тезисы Шестого всес. литол. совещ. Тбилиси, 1963.
- Классификация вулканогенных обломочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
- Weaver Ch. Geologic interpretation of argillaceous sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, No. 2, 1958.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
15.IX.1964

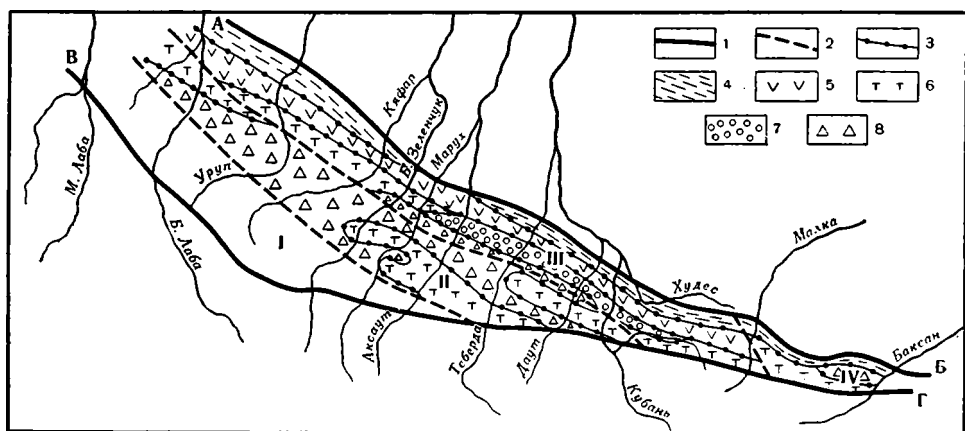
УДК 551.734+551. 735(479.0)

О СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

И. В. КРУТЬ

ВВЕДЕНИЕ

К главным вопросам геологии Передового хребта относится установление соотношений среднепалеозойских осадочно-вулканогенных толщ, с распространением которых связан медно-колчеданный пояс Северного Кавказа. Они обнажаются между верховьями рек Лабы и Малки в полосе протяженностью свыше 200 км при ширине до 35 км (фиг. 1) и



Фиг. 1. Схема распространения среднепалеозойских формаций в Передовом хребте (в пределах Бескесско-Даутской, Урупско-Худесской и Малкинско-Баксанской подзон). Составил И. В. Круть

1 — современные границы зоны Передового хребта; 2 — границы среднепалеозойских подзон; 3 — границы распространения формаций. Формации: 4 — собственно-терригенная (артыкчатская и андрюкская свиты, эйфельский (?) — живетский ярусы), 5 — собственно-вулканогенная (кизилкольская и сосновская свиты, живетский — франкий (?) ярусы), 6 — терригенно-вулканогенная (семиродниковская и частично кубилинкольская свиты, франкий ярус), 7 — кремнисто-терригенная (кубилинкольская свита, франкий ярус), 8 — терригенно-карбонатная и верхняя собственно-терригенная (пастуховская, гикамская, кыркольская тебердинская свиты, фаменский ярус — нижний карбон). Разломы: AB — Северный, BG — Южный. Подзоны: I — Уруштено-Карабекская (Уруштено-Ацгаринская, по С. М. Кропачеву, 1962), II — Бескесско-Даутская (Бескесско-Марухская, по С. М. Кропачеву, 1962), III — Урупско-Худесская, IV — Малкинско-Баксанская. Молодые отложения сняты

имеют суммарную мощность свыше 10 км, а видимую в конкретных разрезах до 6 км.

Среднепалеозойские отложения изучали Г. П. Агагин, Г. Д. Ажгирей, Г. Д. Афанасьев, Ю. Д. Бочковой, Т. Я. Гончарова, Д. С. Кизевальтер, С. М. Кропачев, А. А. Медведюк, В. А. Мельников, В. В. Пермяков, В. Н. Робинсон, Е. А. Снежко, Л. И. Яковлев и др. Последняя страти-

графическая схема предложена С. М. Кропачевым и автором (1963) и приводится ниже:

Ярусы	Западная часть Передового хребта	Восточная часть Передового хребта	
Турнейский— —визейский	Тебердинская свита	Нерасчлененные отложения нижнекарибонного и фаменского возраста	
	Кыркольская свита		
Фаменский	Гидамская свита		
	Пастуховская свита		
Франский	Семиродниковская свита (вулканогенная толща)	Кубилианкольская свита (терригенная толща)	
Живетский	Сосновская свита	Кизилкольская свита	«Карачаевская серия»
	Андрюкская свита	Артыкчатская свита	

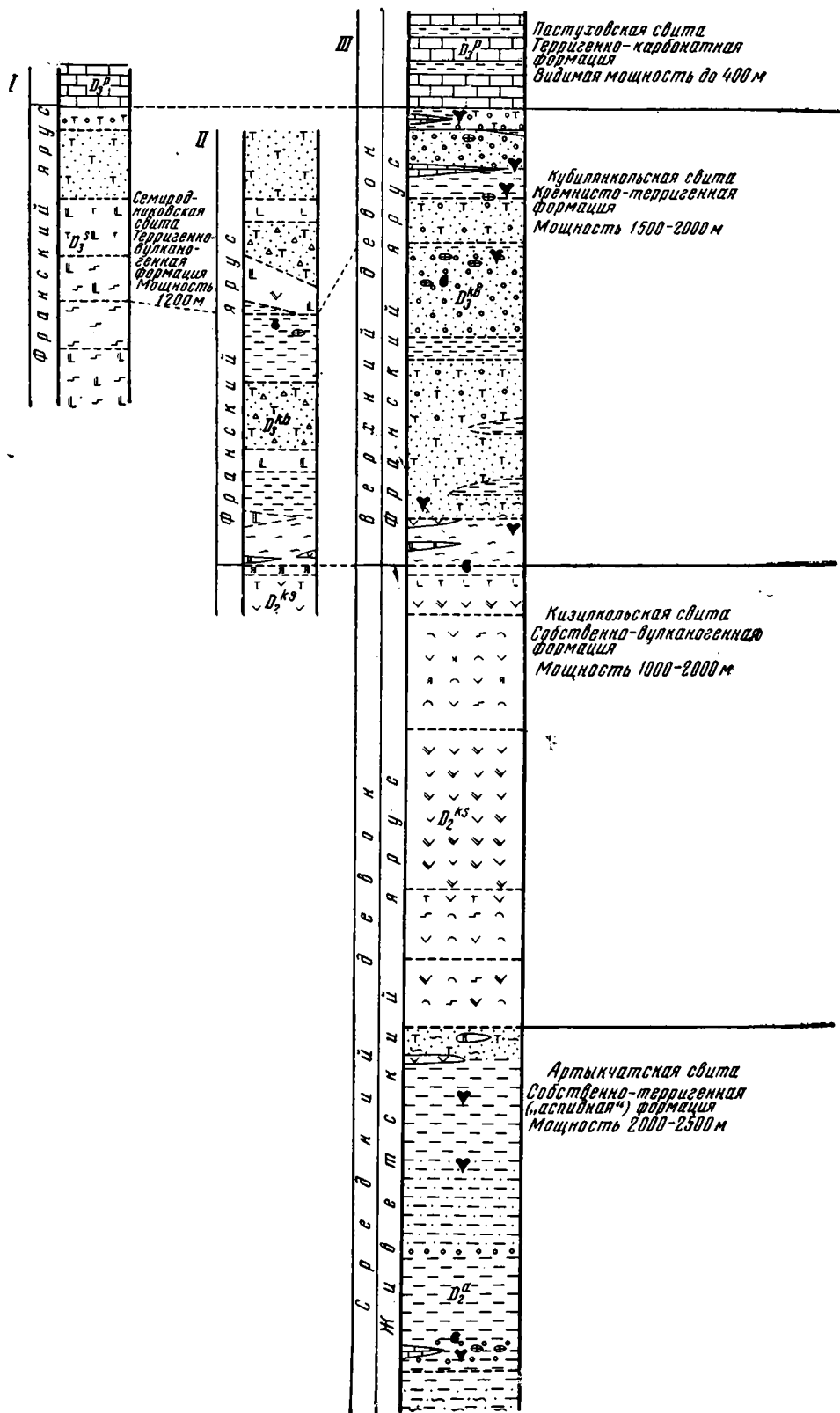
Ввиду того, что возрастные соотношения пород в юго-западной части Передового хребта не ясны, отложения среднего палеозоя здесь не показаны (см. фиг. 1, подзона I). По С. М. Кропачеву, аналогом пастуховской, гидамской и кыркольской свит там является джентинская свита, а аналогами тебердинской свиты — ацгаринская и чиликская свиты.

В статье на основании новой стратиграфической схемы делается попытка формационного анализа среднепалеозойских отложений преимущественно девонского возраста. Теоретической базой исследования являются работы Н. С. Шатского (1954, 1960 и др.). Рассмотрение литологических особенностей естественных комплексов горных пород, стратиграфическое положение которых известно, позволяет установить формации и их вертикальные и латеральные соотношения (формационный ряд). Удастся получить важные данные об основных факторах образования формаций (в понимании И. В. Хворовой, 1963): исходном веществе, физико-географических условиях и тектонике. Такой анализ необходим для теоретического обоснования прогнозно-металлогенических карт. В основу положены результаты стратиграфических исследований приэльбрусской части Передового хребта (фиг. 2). Развитая здесь «карачаевская серия» осадочно-вулканогенных отложений благодаря палеонтологической охарактеризованности и благоприятным условиям наблюдения является эталонной для большей части разреза девонских отложений.

АРТЫКЧАТСКАЯ И АНДРЮКСКАЯ СВИТЫ

Артыкчатская свита залегает в основании разреза и распространена от р. Теберды до р. Баксана. Видимая мощность ее достигает 2500 м. Подошва свиты везде срезана разломами. В составе господствует мелкообломочный терригенный материал. Датируется свита живетским (возможно, частично эйфельским) ярусом (Круть и др., 1963).

Наиболее характерной и количественно преобладающей горной породой являются черные и серые аргиллиты, обычно рассланцованные. Состоят они из пелитово-углистого вещества, в котором часто содержатся обломки кварца и альбита. В разном количестве наблюдаются скопления тонкочешуйчатого хлорита и серицита, а также аутигенный



Фиг. 2. Стратиграфические колонки девонских отложений приэльбрусской части Передового хребта (междуречье Дауга и Малки). Составил И. В. Круть.
I — юго-западная часть района; II — южная полоса (переходная площадь); III — основная часть района. Условные обозначения на фиг. 3

пирит. Аргиллиты слагают 70—90% отложений свиты, причем роль их увеличивается вверх по разрезу. В них обычно наблюдаются подчиненные прослои других пород. Слоистость аргиллитов всегда относится к горизонтальному типу.

Постоянными членами разрезов являются серые полимиктовые песчаники и алевролиты, обычно неравномернозернистые. Сортировка обломочного материала плохая, но окатанность часто хорошая. В их составе наблюдаются альбит и кварц, реже аргиллиты, кремни, известняки, эффузивы. Цемент обычно глинистый, иногда кремнистый или карбонатный. Общее количество песчаников и алевролитов в разрезах свиты 10—20%. Песчаников больше в низах разреза, где на участках их максимального развития проявляются элементы ритмичности. Мощность пластов песчаников в аргиллитах редко превышает первые метры. Наиболее обычны прослои мощностью 20—30 см, отстоящие друг от друга на расстоянии 3—4 м. Алевролиты образуют тонкое частое переслаивание с аргиллитами; мощность прослоев здесь измеряется сантиметрами и миллиметрами.

В резко подчиненном количестве развиты внутрiformационные конгломераты и гравелиты, часто переходящие в седиментационные брекчии. Они образуют линзовидные пласты, мощность которых не превышает 2—3 м. В обломках — аргиллиты, алевролиты, черные и серые кремни, реже известняки, песчаники и зеленокаменные изверженные породы.

Карбонатные породы изредка встречаются в нижней части разреза, где слагают линзы криноидных известняков (мощностью до 5—6 м) и коралловые биогермы. Последние приурочены к пластам конгломератов и представляют собой мелкие караваяобразные тела (Круть и др., 1963). Карбонатный цемент в мелкообломочном материале, наряду с карбонатными конкрециями, развит выше по разрезу.

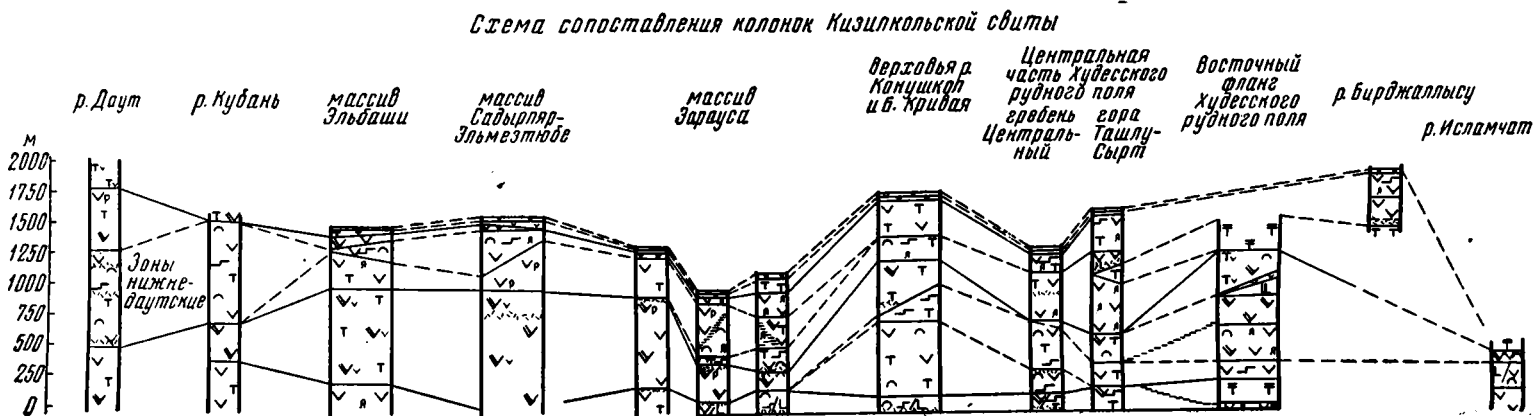
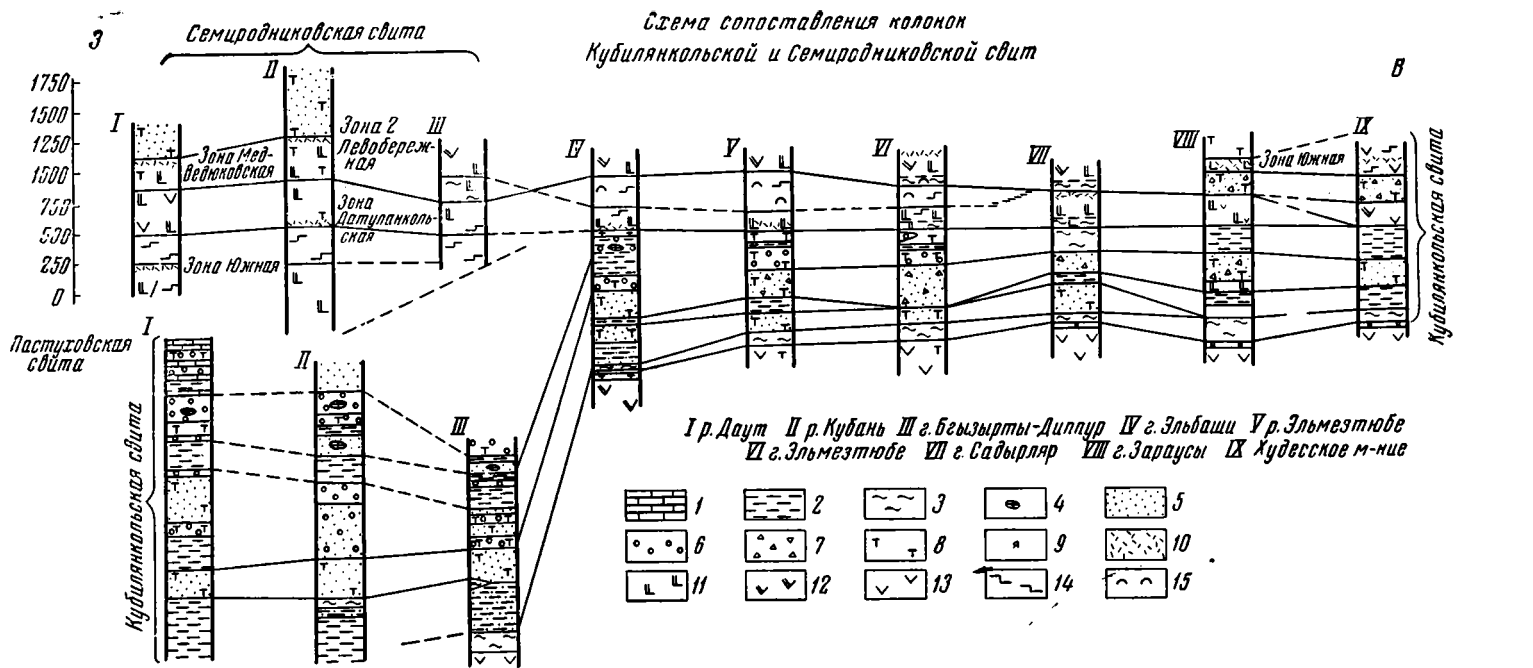
Кремнистые породы в нижней половине толщи представлены единичными пластами (до 3—5 м) черных и серых яшм, а также конкрециями с текстурой конус в конус. В верхах разреза встречаются пласты полосчатых яшм.

Зеленокаменные туфы и эффузивы изредка встречаются в нижней части свиты, а также в самых ее верхах.

По составу обломочного материала описываемая толща является «обедненной» полимиктовой или мезомиктовой (в понимании Н. М. Страхова). Количество псаммитов, а также карбонатного материала уменьшается вверх по разрезу. Наличие биогермов в нижней части разреза свидетельствует об относительно мелководных условиях отложения. В вышележащей основной сланцевой части разреза при большой мощности осадков признаки мелководности отсутствуют. Яшмы и туфы в верхах свиты свидетельствуют об эффузивной деятельности.

Артыкчатская свита является стратиграфическим аналогом андрюкской свиты, отложения которой выделены и описаны на р. Уруп и в более западном районе (Кропачев, 1962 и др.). Литологическая характеристика слагающих андрюкскую свиту горных пород и их количественные соотношения близки к описанным выше особенностям артыкчатской свиты. Свиты продолжают одна другую и слагают единую формацию, прослеживающуюся в северной части Передового хребта более чем на 150 км.

Для формации характерно господство темных аргиллитов при постоянном присутствии граувакковых песчаников, количество которых переменное. Резко подчиненную роль играют кремнистые, карбонатные и вулканогенные породы. Типичны выдержанность и однообразие харак-



тера разрезов и состава слагающих его горных пород. Образование формации связано с накоплением продуктов размыва зеленокаменных терригенно-эффузивных (досреднепалеозойских) толщ в интенсивно прогибавшемся бассейне. Она отвечает *собственно-терригенной* геосинклинальной формации, которая может быть названа также аспидной (в понимании Н. Б. Вассоевича). Такого типа формации широко известны в палеозойских геосинклиналях Урала, Средней Азии и других регионов. На Большом Кавказе их более молодым представителем является нижнеюрская сланцевая толща.

Нужно предостеречь исследователей от отождествления описанных отложений с субконтинентальными «аспидными» формациями, описанными Б. М. Келлером (1949) и Д. В. Наливкиным (1956) на примере зилаирской свиты Южного Урала. Следует отметить, что при наличии общих литологических признаков в зилаирской и артыкчатской и андрюкской свитах, в последних отсутствуют косослонистые отложения и мелкая линзовидность, но наблюдается лучшая окатанность материала, а также карбонатные породы и морская фауна.

КИЗИЛКОЛЬСКАЯ И СОСНОВСКАЯ СВИТЫ

Кизилкольская свита обнажается между реками Даут и Баксан и сложена преимущественно лавами и подчиненными им пирокластами. Развита также лавобрекчия и туфолавы. Имеется небольшое количество хемогенных и химико-биогенных пород осадочного и эксгальационно-осадочного происхождения. Мощность колеблется от 900 до 2000 м и более (фиг. 3). Датируется свита живетским (возможно, частично низами франского) ярусом (Круть и др., 1963). Нижний и верхний контакты свиты нормальные.

Лавы представлены преимущественно миндалекаменными, часто подушечными спилитами, а также порфиритами кислого состава (кератофирами). Общее количество их составляет 85—95% мощностей разрезов.

Спилиты слагают крупные горизонты, прослеживающиеся на многие километры и имеющие мощность первые сотни метров и больше. В составе пород главная роль принадлежит альбиту, хлориту и карбонату, а подчиненная — эпидоту, актинолиту, пумпеллииту и др.

Кератофиры образуют как мощные горизонты, так и отдельные маломощные покровы среди спилитов. В составе кератофиров главную роль играют альбит и кварц, а подчиненную — серицит, хлорит, эпидот, карбонат и др.

Пирокласты представлены туфами кислого и смешанного, реже основного состава. Часто развиты агломератные брекчии с цементом основного и среднего состава, обломки представлены кератофирами. Перекрытый туфогенный материал встречается, как правило, в верхах разреза и представлен туфоконгломератами или тонкополосчатыми кремнистыми туффитами. В некоторых случаях в цементе туфов развит хемогенный материал (кремнистый, гематитовый, реже карбонатный), иногда с радиоляриями.

Фиг. 3. Схемы сопоставления колонок кизилкольской свиты (вверху) и кубиянкольской и семиродниковской свит (внизу). Составил И. В. Круть

1 — известняки, 2 — аргиллиты, 3 — яшмовидные породы, 4 — биогермы, 5 — песчаники, 6 — конгломераты, 7 — брекчии, 8 — туфогенные породы, 9 — яшмы, 10 — зоны колчеданной минерализации, 11 — кварцевые альбитофиры, 12 — дацитовые порфиры, 13 — андезитовые порфиры, 14 — диабазовые порфиры, 15 — подушечные лавы, 16 — места сборов фауны и палинологических проб показаны на фиг. 2

Яшмы кизилкольской свиты часто содержат остатки радиолярий и имеют обычно красный, реже зеленый цвет. Они слагают пласты и линзы, а также включения неправильной формы, жилы и прихотливо извивающиеся прожилки. С яшмами иногда ассоциируют линзы и прослои розовых известняков. Последние в верхах свиты содержат остатки кораллов (ругоз, табулят), брахиопод, тентакулитов, остракод, криноидей.

В основании разреза кизилкольской свиты залегает пачка эффузивов контрастного состава — спилитов и кератофиров, с переменным количественным соотношением. В вышележащей части разреза преобладают кератофиры. Еще выше залегает мощная толща спилитов, которые в верхах свиты сменяются пачкой пестрого состава с большим количеством пирокластов. Свита венчается маркирующим горизонтом красных яшм.

Рассматривая изменения разрезов в горизонтальном направлении, можно заметить, что на участках повышенной мощности, которые имеют большое протяжение, господствуют спилиты и очень мало пирокластов. На ограниченных по протяжению отрезках с меньшими мощностями разрезы характеризуются пестротой, контрастностью состава вулканогенных пород, увеличением в них роли кератофиров (до 50%) и пирокластов (до 30%).

Аналогом кизилкольской свиты в западных районах Передового хребта является сосновская свита Урупского района, описанная многими исследователями. Обе свиты сходны по структурному положению и литологическим особенностям. Массивные подушечные миндалекаменные порфириты по р. Марух (выше с. Марух), относимые к сосновской свите, являются западным продолжением выходов кизилкольской свиты и по характеру разреза аналогичны ее обнажениям на р. Дауте. Можно считать, что в полосе Баксан — Худес — Даут — Марух — Уруп отложения, включаемые в кизилкольскую и сосновскую свиты, относятся к одной литологической формации, которая является основной продуктивной толщей медно-колчеданного пояса (Круть, Яковлев, 1964).

Строение формации в продольном направлении имеет следующие особенности. В западной части Передового хребта (Уруп — Лаба) мощность ее небольшая и развиты резко контрастные по степени кислотности породы. В центральной части (Марух, Даут, Кубань) толща имеет очень большие мощности и относительно слабо дифференцирована. В разрезах, находящихся восточнее, вулканогенные породы более дифференцированы и содержат повышенное количество пирокластов. Восточнее р. Малки резко уменьшаются мощности и появляется много осадочных пород. Таким образом, наблюдается продольная симметрия, обусловленная признаками «вырождения» формации на западном и восточном окончаниях полосы ее распространения.

Формирование толщи происходило в морских условиях. Отсутствие мелководных осадков свидетельствует о вероятной значительной глубине бассейна. После прекращения наиболее интенсивных излияний появляются туфоконгломераты и полосчатые яшмы.

Выяснение характера извержений затруднено зеленокаменным переорождением и дислоцированностью вулканогенных пород. Мало данных для установления конкретных вулканических аппаратов в эффузивной толще. В то же время иногда удается выделить отдельные потоки лав и пласты туфов, наблюдать первичные текстуры, выявлять местные несогласия, а также секущие субвулканические тела. Отсутствие вулканических аппаратов может объясняться тем, что извержения носили преимущественно трещинный характер и не сопровождалась образова-

нием стратовулканов. Такой характер извержений типичен для продуктов магматизма основного состава, которые в описываемой толще резко преобладают. Нужно подчеркнуть, что и в этих условиях существовали центры эксплозионной активности, которые давали пирокластический материал. Развитию последнего в некоторой степени могло препятствовать давление воды. Эксплозионная деятельность в большей мере была связана с извержениями кератофиров, которые чаще образуют вулканокластические породы.

Описываемая толща может именоваться *собственно-вулканогенной* геосинклинальной формацией. Она отвечает эффузивному типу формации по Н. М. Страхову (1963) и характеризуется преобладанием лав над туфами и ничтожной ролью осадочных пород.

Собственно-вулканогенная формация кизилкольской и сосновской свит имеет общие черты со многими спилито-кератофировыми комплексами, описанными в литературе. Особенно большое сходство обнаруживается при сравнении ее с силурийско-девонским комплексом Западного склона Южного Урала (Заварицкий, 1946). Близки обстановка формирования, масштабы накоплений, состав вулканогенных и хемогенных продуктов, их количественные соотношения, первичные особенности (текстуры, структуры). В обоих случаях количество продуктов кислого вулканизма, а вместе с тем и пирокластов увеличивается вверх. В то же время формация Западного склона Южного Урала имеет меньшую мощность (при большем площадном проявлении), залегает выше и слабее метаморфизована (часто сохраняется основной плагиоклаз). Другим примером является девонская карамалыташская формация Восточного склона Южного Урала (Хворова и Ильинская, 1963).

КУБИЛЯНКОЛЬСКАЯ И СЕМИРОДНИКОВСКАЯ СВИТЫ

Выше кизилкольской (и сосновской) свит залегает комплекс осадочно-вулканогенных отложений, который характеризуется сложным фациальным строением и различными типами разрезов (фиг. 3). В западной части Передового хребта преобладают осадочно-вулканогенные отложения, объединяемые под названием семиродниковской свиты. В Приэльбрусье развит терригенный тип разреза, верхи которого в южной полосе замещаются вулканогенными породами, распространившимися сюда из западных районов. Терригенная толща Приэльбрусья, относимая к карачаевской серии, и вулканогенная толща, замещающая ее верхи, объединяются в кубилиянкольскую свиту. Граница между свитами условна, так как толщи сменяются фациально. Описание целесообразно провести по толщам. Обе толщи датируются франским ярусом (Кропачев и Круть, 1963).

Терригенная толща распространена от р. Кольтубе до горы Эльбрус. Мощность ее изменяется от первых сотен метров на востоке до 2500 м на западе. Сложена она преимущественно терригенными породами с преобладанием псаммитов и значительной ролью псефитов и пелитов. Подчиненное место занимают кремнистые породы; еще меньше эффузивов и известняков.

Псефиты имеют туфопесчаниковый или песчаниковый, реже карбонатный цемент и на Кубани представлены, как правило, разногальчними, иногда валунными конгломератами (а также туфоконгломератами) и гравелитами. Мощность горизонтов этих пород очень изменчива и достигает 200—300 м. Общее количество их в разрезе до 40%. Степень окатанности обломков различная. К плохо окатанным, которые преобладают, относятся аргиллиты, туфопесчаники, туфы, кремни, известняки

и кварц. Лучше окатанные обломки принадлежат кератофирам, спилитам, плагиогранитам и красным яшмам, реже кварцитам. В восточной части района псефиты представлены седиментационными брекчиями того же состава.

Псаммиты — наиболее распространенные породы толщи. Представлены туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками, которые обычно чередуются в разрезе, но первые преобладают в нижней части, а вторые в верхней; туфопесчаники больше развиты на Кубани. Мощность горизонтов 30—40 м, иногда до 200 м. Псаммиты слагают 30—60 % мощности разрезов. Цемент в них обычно базальный, кремнистый, хлоритово-глинистый или карбонатный (иногда с эпидотом). Обломочный материал разнотернистый, плохо отсортирован и плохо окатан. В обломках развиты кислый плагиоклаз, кварц, эффузивы, яшмы, алевролиты, аргиллиты, известняки, туфы. Псаммиты часто переслаиваются с конгломератами, аргиллитами и яшмами. Седиментационные брекчии обычно занимают отдельные участки туфопесчаниковых горизонтов.

Пелиты представлены рассланцованными аргиллитами, которые содержат примесь туфогенного материала. Встречаются известковистые разности. Наряду с тонкими прослоями аргиллитов в других породах развиты также аргиллитовые горизонты, мощность которых 50—300 м.

Кремнистые породы обычно полосчатые, что обусловлено чередованием серых и зеленых яшм с прослойками туфитов, алевролитов и песчаников. Мощность таких горизонтов 100—200 м. В подчиненном количестве встречаются красные яшмы. Иногда наблюдаются пласты неслоистых темно-бурых и черных яшм. В яшмах нередко встречаются остатки радиолярий. Количественное соотношение яшм и аргиллитов в разрезах примерно равно и составляет (вместе) 20—30 %. В то же время яшмы тяготеют к низам разрезов.

Туфы также приурочены к низам разрезов, хотя встречаются и выше (количество их не превышает 10 %). Преобладают литокластические разности среднего и кислого состава. Залегают в виде линзовидных прослоев среди туфопесчаников и брекчий, а также в виде маломощных (до 1—2 м) пластов, перекрывающих лавовые горизонты, реже — их подстилающих.

Лавы развиты в восточной части района и представлены преимущественно кератофирами, мощность тел которых 20—100 м. Они сопровождаются прослоями туфов.

Известняки известны в виде линзовидных прослоев в самых верхних частях толщи на р. Даут и еще шире развиты в виде глыбоподобных включений, которые описаны В. Н. Робинсоном, Д. С. Кизевальтером и другими геологами как экзотические образования, а нами рассматриваются как биогермы (Круть и др., 1963), тяготеющие к горизонтам конгломератов и сопровождающиеся обломками и глыбами известняков. Известняки содержат остатки кораллов (ругоз и табуляты), брахиопод, строматопор.

Значительны различия терригенной толщи в западной и восточной частях района (Круть, Яковлев, 1963).

В западном типе разреза (Кольтубе — Даут — Кубань — Эльбаши) преобладают очень мощные нормальноосадочные породы, а туфогенный материал играет подчиненную роль. В низах разреза залегают аргиллиты, которые выше сменяются песчаниками, а конгломераты занимают преимущественно верхнюю половину разреза. Биогермы развиты в верхней его трети, а известняковые пласты в самых верхах. Всюду характерен горизонтальный тип слоистости.

К востоку уменьшается мощность горизонтов и многие из них выклиниваются. Одновременно возрастает количество туфогенного материала и конгломераты переходят в брекчии и туфобрекчии, появляются лавы.

В восточном типе разреза в основании толщи на локальных участках наблюдаются небольшие линзы конгломератов, которые не свидетельствуют о сколько-нибудь значительном размыве, так как подстилающие их красные яшмы кизилкольской свиты прослеживаются почти всюду. В основании толщи развиты силициты, которые западнее выражены слабее. Характерно малое количество грубообломочного материала и исключительное однообразие состава обломков, являющихся продуктами местного перемыва. К участкам наименьших мощностей (гора Зарауса) приурочены эффузивы. Верхние терригенной толщи замещаются вулканогенными породами.

Терригенная толща является продуктом размыва зеленокаменных пород как несколько более древних, так и синхроничных по образованию. Обломки эффузивов и плагиигранитов поступали из эффузивной линзы, замещающей терригенную толщу по падению. Лучшая окатанность обломков изверженных пород свидетельствует о несколько более длинном пути их переноса по сравнению с обломочным материалом, образовавшимся при размыве самой осадочной толщи. О сколько-нибудь значительной роли экзотических продуктов в терригенном материале данных нет.

В описываемой толще, несмотря на развитие грубокластических пород, поверхности внутрiformационного размыва имеют сугубо локальное проявление. А. В. Хабаков (1932) указывал на относительную мелководность отложения толщи, считая, что оно проходило в условиях шельфа или на континентальном склоне. В то же время отсутствуют какие-либо бесспорные признаки надводного или прибрежного осадконакопления. Биогермы относятся к тому типу, который образовался на небольшой глубине, но не выходил на поверхность. Размыв местных осадков и перемыв их происходили при неровном рельефе дна.

Рассмотрим теперь вулканогенную толщу, мощность которой изменяется от первых сотен до 1500 м. Она распространена на всем протяжении Передового хребта, являясь второй колчеданоносной толщей. Лавы и пирокласты развиты в ней поровну. Лавы и туфы спилитов имеют примерно одинаковое распространение с лавами и туфами кератофиров. В резко подчиненном количестве развиты породы среднего состава, которые среди пирокластов встречаются чаще. Местами много лавобрекчий кератофиров. Туфогенный материал присущ и осадочным компонентам разреза — туфопесчаникам, туфоконгломератам, брекчиям и аргиллитам. Хемогенные и химико-биогенные породы представлены яшмами и известняками.

Кератофиры образуют линзовидные массивы, мощность которых достигает 500—600 м, а протяженность — многих километров. Спилиты очень часто чередуются с пластами кератофиров или образуют самостоятельные горизонты мощностью до 300—400 м. В массивных разностях хорошо видна миндалекаменная структура и сохраняется подушечное сложение (например, по р. Эльмезтубе). По составу эффузивы аналогичны таковым в кизилкольской свите.

Туфы кислого и смешанного состава развиты в частях разрезов, сложенных в основном кератофирами. Туфы среднего состава тяготеют к участкам с преобладанием терригенных отложений, образуя постепенный переход к осадочным породам. Туфы основного состава слагают маломощные пачки и сопровождают спилиты.

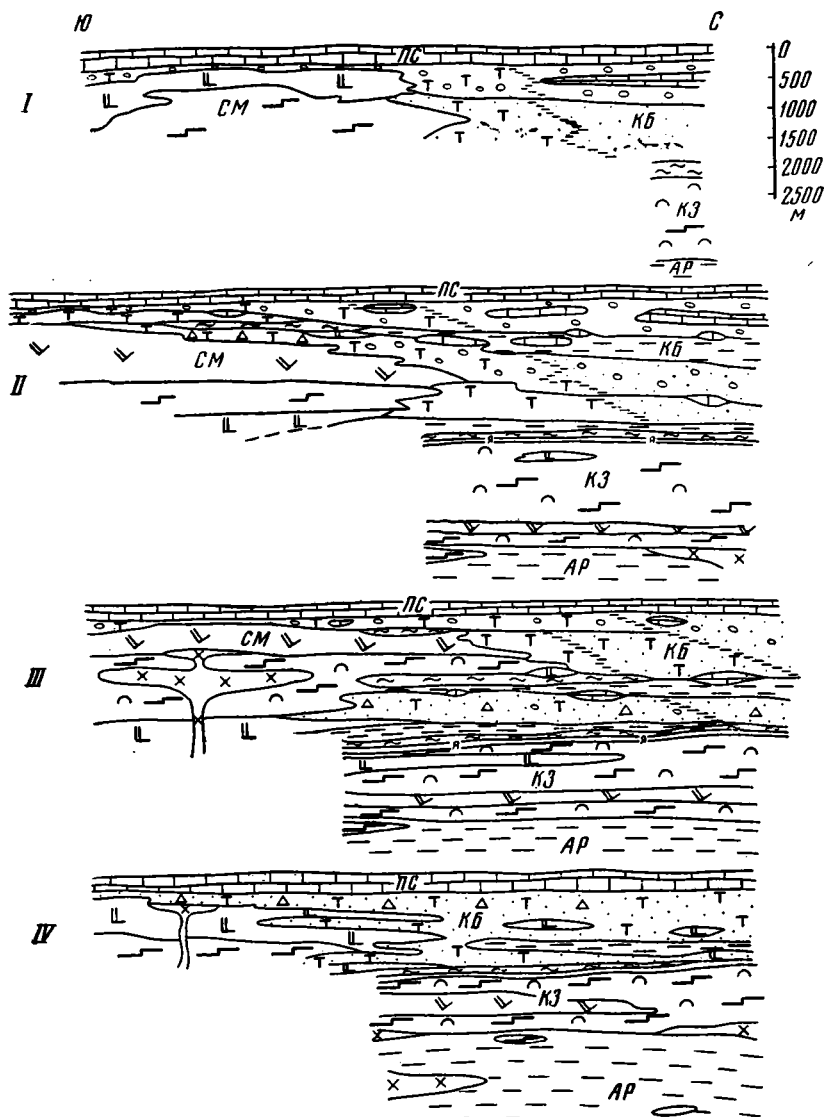
Туфопесчаники представлены, как правило, средне- и крупнозернистыми разностями, переходящими часто в брекчии. Туфоконгломераты тяготеют к кровле толщи и имеют туфопесчаниковый цемент, часто с заметной примесью карбонатного материала; содержат валуны, гальку и плохо окатанные обломки кератофиров, спилитов, плагиогранитов, туфопесчаников, яшм, известняков.

Аргиллиты, местами филлитизированные, ассоциируют с туфопесчаниками и яшмами и образуют горизонты мощностью до 10—15 м. Встречаются также мергелистые сланцы. Яшмы обычно полосчатые серые, реже — красные. Известняки слагают небольшие линзовидные тела среди туфогенно-осадочных пород, размер которых редко превышает первые метры. Они обычно мраморизованы, иногда тонкослоисты.

Фациальные изменения толщи весьма существенны как по простиранию, так и по падению. В северной полосе в междуречье Лабы и Маруха количество лав невелико и они тяготеют к верхам разреза. Туфогенные и кремнистые породы толщи ложатся на красные яшмы сосновской свиты. Между р. Марух и горой Эльбрус вулканогенная толща в северной полосе фациально замещена терригенной, описанной выше. В Приэльбрусье и восточнее в этой полосе вновь появляются вулканогенные породы. В южной полосе вулканогенные породы преобладают, причем наибольшего развития они достигают в Тебердино-Кубанском отрезке, где в некоторых разрезах видимая мощность лав превышает 1000 м. Почти всюду в верхах вулканогенной толщи наблюдается горизонт конгломератов и туфоконгломератов. Мощность его очень изменчива и увеличивается к северу, где он переходит в конгломераты терригенной толщи. Нижние лавовые линзы выклиниваются к северу, замещаясь туфогенно-осадочными породами (фиг. 4).

Образование вулканогенной толщи происходило при перемежающемся подводном накоплении лав и туфов и сопровождающих их кремнисто-терригенных пород. Сравнительно с собственно-вулканогенной формой интенсивней проявилась эксплозионная деятельность и увеличилась роль продуктов кислого состава. Весьма характерна контрастность состава, обусловленная сопряжением вулканогенных продуктов с резко различной степенью кислотности. Часто кератофиры залегают среди спилитов или туфов среднего состава. Относительная мелководность условий извержений доказывается развитием туфоконгломератов. Возможно, что это условия были иногда субаэральными. Можно полагать, что линзовидный характер лавовых массивов и обилие пирокластов свидетельствуют о развитии извержений центрального типа. Конкретные вулканические аппараты еще не выявлены, что объясняется относительно слабой изученностью толщи и значительной ее дислоцированностью. Севернее полосы развития эффузивов накапливались продукты размыва и перемыва (терригенная толща).

Как терригенная, так и вулканогенная толщи перекрываются согласно залегающими известняками пастуховской свиты фаменского возраста. На р. Марух фаменские известняки ложатся на очень мощную толщу туфогенных пород. В междуречье Теберда — Даут в южной полосе эти известняки ложатся почти непосредственно на эффузивную линзу, а в северной подстилаются мощной толщей терригенных пород. Фаменские известняки являются важнейшим стратиграфическим репером, подтверждающим наличие вышеописанных фациальных соотношений между терригенной и вулканогенной толщами. Толщи представляют собой две сопряженные в горизонтальном направлении геосинклинальные формации — *кремнисто-терригенную* и *терригенно-вулканогенную*, которые отлагались одновременно. Смена формаций происходит изменением



Фиг. 4. Схемы поперечной фациальной изменчивости девонских вулканогенно-осадочных отложений Передового хребта. Составил И. В. Круть

Междуречья: I — Теберды и Дауга, II — Дауга и Кубани, III — Кубани и Эльмез-тубе, IV — Эльмезтубе и Чемарткола. Свиты: АР — артыкчатская (собственно-терригенная формация), КЗ — кизилкольская (собственно-вулканогенная формация), КБ — кубанькольская (кремнисто-терригенная формация), СМ — семиродниковская (терригенно-вулканогенная формация), ПС — пастуховская (терригенно-карбонатная формация). Горизонтальный масштаб равен вертикальному. Условные обозначения см. на фиг. 3. Косыми крестиками обозначены девонские плагиограниты

фациальных сочетаний, причем терригенная толща сменяется вулканогенной к югу, а также к западу и востоку.

Кремнисто-терригенная формация, как это следует из описания терригенной толщи, может быть подразделена на две субформации, сочетание которых происходит в латеральном и в некоторой степени в вертикальном направлении. Первая субформация — собственно-терригенная — включает в себя сложный фациальный комплекс междуречья

Кубани и Даута, в котором главными являются граувакковые псефиты и псаммиты, а второстепенными — рифогенные и туфогенно-кремнистые породы. Вторая субформация — вулканогенно-терригенная — фациально замещает первую в восточном направлении. Основные ее члены — граувакки и туфогенно-кремнистые породы, а второстепенные — лавы.

Кремнисто-терригенная формация отличается от описанной выше собственно-терригенной формации преобладанием грубообломочных пород, большей ролью кремнистых и вулканогенных пород, а также сложным и невыдержанным характером разрезов.

Терригенно-вулканогенная формация является промежуточной между эффузивным и эксплозионным типами (в понимании Н. М. Страхова). В отличие от нижележащей собственно-вулканогенной формации она характеризуется значительным развитием осадочных и пирокластических пород, которые как бы облекают эффузивные линзы и массивы. Эта формация близка к нижнедевонско-силурийской ирендыкской формации Восточного склона Южного Урала (Хворова, Ильинская, 1963). Их сближают пестрый характер разрезов, количественное соотношение лав и пирокластов, линзовидное залегание и общий набор осадочных пород. В то же время ирендыкская формация более однообразна по составу эффузивов, имеющих в ней преимущественно основной и средний состав.

ПАСТУХОВСКАЯ И БОЛЕЕ МОЛОДЫЕ СВИТЫ

Послефранские отложения Передового хребта детально изучались С. М. Кропачевым (1962), данные которого используются при их краткой характеристике.

Отложения пастуховской свиты широко распространены в западной части Передового хребта и ограничено в Приэльбрусье. Фаменский возраст свиты устанавливается по фораминиферам. Известны в ней также брахиоподы, пелициподы, гастроподы, кораллы, строматопоры, криноидеи. В основании свиты наблюдается маломощный горизонт кварцевых гравелитов и песчаников, которые согласно и без размыва ложатся на регрессивные конгломераты обеих франских формаций. Этот «базальный» горизонт сменяется аргиллитово-песчаниковой известняковой толщей, мощность которой не превышает 500 м. Для отложений свиты характерна пестроцветность, резко отличающая ее от нижележащих толщ.

Гидамская свита (мощность до 600 м) продолжает разрез пастуховской свиты и содержит микрофауну фаменского, а также турнейского возраста. В литологическом отношении обе свиты сходны, но гидамская представлена преимущественно сероцветными породами.

Литологически тождественна им и вышележащая кыркольская свита (мощность до 800 м), также широко распространенная в западной части Передового хребта. В известняках свиты известны турнейские фораминиферы, а также кораллы и брахиоподы. В основании залегают кварцевые конгломераты и гравелиты, но существенного размыва не наблюдается. Песчаники и аргиллиты в свите являются часто пестроцветными. В толще свиты на р. Марух известен покров порфиристов.

Все три свиты имеют общие литологические особенности и, по-видимому, составляют фаменско-турнейскую геосинклинальную *терригенно-карбонатную* формацию. К ней же относятся карбонатные толщи джентинской свиты в бассейне р. Лабы. В отличие от нижележащих девонских терригенных толщ для этой формации характерны пестроцветность и широкое развитие известняков.

Западнее р. Даут на кырккольскую свиту согласно ложатся отложения тебердинской свиты (мощность более 500 м). Для них характерно тонкослоистое переслаивание зеленых и серых аргиллитов и песчаников. Сходны с ними отложения ацгаринской и чиликской свит в Урупско-Лабинском районе, общая мощность которых превышает 3000 м. Вероятно, есть основание выделять эти толщи в самостоятельную верхнюю *собственно-терригенную* формацию, которая может иметь флишистый характер. Кровля ее неизвестна.

ФОРМАЦИОННЫЙ РЯД И ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

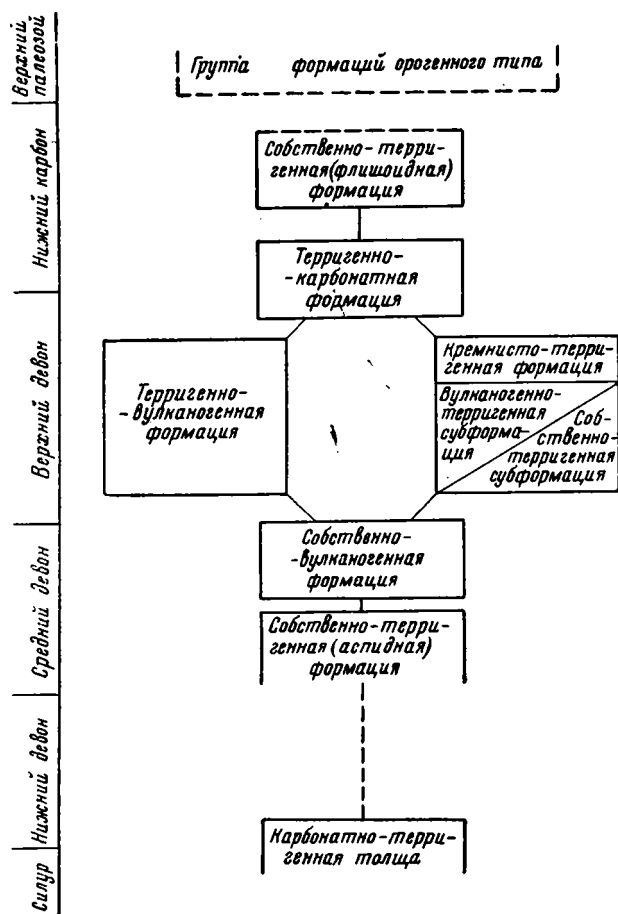
Изложенный материал позволяет судить о развитии среднепалеозойского *формационного ряда* Передового хребта, отдельные члены которого сменяются в вертикальном и горизонтальном направлениях. Каждая из выделенных формаций имеет свою литологическую характеристику, отраженную в названиях. Особенности ряда заключается в сближении во времени и пространстве составляющих его членов при резкости границ между ними. Можно спорить, являются ли эти члены формациями или субформациями, но нельзя отрицать правомочность их выделения в дифференцированном и исключительно мощном комплексе среднепалеозойских отложений.

Прежде чем рассмотреть результаты проведенного анализа, необходимо коснуться вопроса об основании среднепалеозойского разреза Северного Кавказа. В юго-западной части Передового хребта (Уруштено-Ацгаринская подзона (см. фиг. 1) обнажаются кристаллические сланцы, относимые С. М. Кропачевым к нерасчлененному нижнему среднему палеозою. Соотношения их с описанным комплексом не ясно. Непосредственно севернее зоны Передового хребта, на р. Малке, на метаморфические толщи нижнего палеозоя (и докембрия?) трансгрессивно ложатся фаунистически охарактеризованные силурийские (в верхах, возможно, нижнедевонские) терригенно-карбонатные отложения (видимая мощность более 2000 м), перекрытые юрой. В. Н. Робинсон (1946) полагает, что эта толща лежит в основании разреза среднего палеозоя и ею начинается средне-верхнепалеозойский цикл.

В доорогенные этапы этого цикла в условиях длительного интенсивного, но неравномерного прогибания отлагались охарактеризованные выше собственно геосинклинальные формации. Особенности их размещения позволяют считать, что среднепалеозойский бассейн имел линейновытянутые очертания и был дифференцированным. Независимость фациальной обстановки от современных ограничений зоны Передового хребта, а также огромные объемы накоплений свидетельствуют о более широком распространении бассейна, чем современная область выходов его отложений. Наряду с этим латеральные соотношения формаций при резкой смене фациальных условий могут указывать на относительно небольшую ширину зоны накопления.

Общую картину развития формационного ряда можно представить следующим образом (фиг. 5): силурийская (и нижнедевонская?) карбонатно-терригенная толща, вероятно, без перерыва сменяется нижней собственно-терригенной формацией, основные члены которой — аспидные сланцы и подчиненные им граувакковые песчаники, а второстепенные — кремнистые, рифогенные и вулканогенные породы. Развитие формации происходит в начальный этап средне-верхнепалеозойского цикла и заканчивается в живетское время. Возможно, карбонатно-терригенная седиментация происходила на обширной территории в полуплатформенных условиях, на что, в частности, указывает аркозовый состав силу-

рийских песчаников (Робинсон, 1946). Последующее осадконакопление, вероятно, шло во вновь заложившемся геосинклинальном прогибе внутреннего типа, который мог быть связан с зоной Тырныаузского глубинного разлома, описанного Г. Д. Аджиреем (1962). Во время отложения



Фиг. 5. Схема строения среднепалеозойского формационного ряда

нижней терригенной формации прогрессивно нарастало прогибание бассейна. В конце ее формирования, когда прогибание уже не компенсировалось осадконакоплением, появились кремнисто-вулканогенные породы.

Собственно-вулканогенная формация отлагалась в том же прогибе на рубеже среднего и верхнего девона. Основные члены ее — лавы и подчиненные им туфы, второстепенные — кремнистые и терригенные породы. По составу эффузивных продуктов толща является типичной спилитово-кератофировой. Нижняя и верхняя границы формации весьма отчетливы. Образовалась она, по всей вероятности, при трещинных подводных излияниях. Специфический петрографический состав эффузивов и литологические особенности толщи позволяют говорить об отложении ее в осевой части прогиба на раннем этапе цикла. Изменение характера

разрезов помогает наметить положение западного и восточного воздыманий прогиба (Круть, 1964).

Распространение нижней терригенной и собственно-вулканогенной формации показывает положение осевой части девонского прогиба, что позволяет выделить обособленную структурно-фациальную подзону — Урупско-Худесскую (Тебердино-Худесскую, по Круть и др., 1963). Восточное продолжение ее — Малкинско-Баксанская подзона — относится к сегменту воздымания и характеризуется менее выраженными типами формаций.

С регрессивным развитием геосинклинального бассейна связано образование латерально сочетающихся формаций и субформаций франского возраста.

В Урупско-Худесской подзоне развита кремнисто-терригенная формация. Она подразделяется на собственно-терригенную и вулканогенно-терригенную субформации. Первая приурочена к сегменту трога с максимальным погружением (Марух — Кубань) и образует огромную линзу, сложенную частично продуктами размыва южнее распространенных вулканогенных пород. Интенсивное осадконакопление привело к относительно мелководным условиям, что способствовало появлению биогермов, которым благоприятствовала также ослабленная эффузивная деятельность в пределах сегмента. В то же время исключительно большая мощность толщи свидетельствует о наиболее интенсивном прогибании этого участка. Вулканогенно-терригенная субформация замещает собственно-терригенную в горизонтальном направлении и является по существу переходной к другому латеральному члену ряда — терригенно-вулканогенной формации с широким развитием лав и туфогенно-кремнистых пород.

По составу эффузивов терригенно-вулканогенная формация является спилитово-кератофировой и вместе с собственно-вулканогенной составляет единый эффузивный магматический комплекс, развитие которого завершилось перед фаменом. В процессе вулканизма происходила эволюция в сторону возрастания роли эффузивов кислого состава, а также пирокластов. В верхней формации усиливается контрастность состава эффузивов. Извержения происходили в южной полосе бассейна, частично за пределами современной границы распространения среднепалеозойских пород, и часто имели центральный характер. Усиление эксплозионной деятельности связано с относительно поздней фазой вулканизма раннего этапа. Благоприятствовала эксплозиям мелководность и большая роль продуктов кислого вулканизма. Возможно, что вулканические постройки могли образовывать кордильеры, размыв которых привел к накоплению севернее конгломератов и туфоконгломератов. Терригенно-вулканогенная формация отлагалась, вероятнее всего, на склоне девонского прогиба, который можно выделить в структурно-фациальную подзону — Бескесско-Даутскую (Бескесско-Марухскую, по Кропачеву, 1962).

Обе франские формации сменяются терригенно-карбонатной формацией фаменско-турнейского возраста, распространенной во всех структурно-фациальных подзонах, но в Урупско-Худесской сохранившейся плохо. Вероятно, ею завершается ранний этап цикла. Эта формация сменяется верхней собственно-терригенной формацией флишоидного характера, завершающей среднепалеозойское осадконакопление. Она является, вероятно, переходной от геосинклинального к орогенному типу и отвечает уже среднему этапу развития средневерхнепалеозойского цикла.

Вышележащие формации среднего и позднего этапов относятся к

орогенному типу и представлены молассовыми отложениями (средний — верхний карбон и пермотриас), которые с резким несогласием ложатся на все более древние толщи.

В заключение уместно перечислить основные задачи дальнейшего изучения среднепалеозойских формаций Большого Кавказа. К ним относятся: а) уточнение пространственного размещения и соотношений формаций, в том числе за пределами Передового хребта; б) детальное изучение литологии конкретных формаций и парагенезов горных пород в них (фаций и генетических типов отложений в понимании Г. Ф. Крашенинникова, 1962); в) расшифровка конседиментационной тектоники, особенно необходимая для анализа геологических условий колчеданности; г) сравнительный анализ сходных палеозойских осадочно-вулканогенных формаций Большого Кавказа и других регионов (в первую очередь Южного Урала).

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. Геология Центр. и Зап. Кавказа. Гостоптехиздат, 1962.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 71, 1946.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, 1949.
- Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. Геология Центр. и Зап. Кавказа. Гостоптехиздат, 1962.
- Кропачев С. М., Круть И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Круть И. В. Некоторые вопросы тектоники приэльбрусской части Передового хребта Северного Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1964.
- Круть И. В., Яковлев Л. И. К вопросу о стратиграфии среднепалеозойских толщ междуречья Даута и Малки (Северный Кавказ) и о месте колчеданного оруденения в их разрезе. Тр. ЦНИГРИ, т. 53, 1963.
- Круть И. В., Яковлев Л. И. Региональная зональность колчеданного оруденения Передового хребта Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 159, № 5, 1964.
- Круть И. В., Яковлев Л. И., Кропачев С. М., Ляшенко А. И., Шаркова Т. Т. Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. II. Изд. АН СССР, 1956.
- Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. Госгеоллиздат, 1946.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Хабаров А. В. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта и ее палеогеографическом значении. Изв. Всес. геолог. разв. объедин., т. 51, вып. 12, 1932.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Изд. АН СССР, 1963.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Изд. АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.

Центральный научно-исследовательский
горно-разведочный институт цветных,
редких и благородных металлов
Москва

Дата поступления
18.VI.1964

УДК 549.677.4 : 551.734 (571.51)

ЛОМОНТИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ДЕВОНА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

Г. Н. БРОВКОВ

Присутствие ломонтита в качестве аутигенного минерала в терригенных породах не является редкостью. Он описан в мезозое Якутии А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым (1956, 1962) и А. С. Запорожцевой (1958, 1960б), в среднем девоне Тувы Е. З. Бурьяновой (1956, 1960). в нижней юре Северного Кавказа Н. В. Ренгартен (1950), в миоцене Калифорнии Келли и Хенсоном (Kalley, Hanson, 1955), в мезозое Новой Зеландии Кумбсом (Coombs, 1954) и др. Ломонтит встречен почти исключительно в составе цемента песчано-алевролитовых пород. А. С. Запорожцевой (1960б) описана также минерализация ломонтитов обугленной древесины в менг-юряхской песчаниковой свите мела в бассейне р. Лены.

В Минусинском межгорном прогибе ломонтит до настоящего времени не был известен. При изучении вулканогенно-осадочного девона¹ нами установлены проявления ломонтитовой минерализации, часть которых весьма своеобразна и описывается в литературе впервые; это ломонтитовые и кварц-ломонтитовые конкреционные стяжения в глинистых алевролитах и ломонтизированные шлаковые алевролиты.

1. ЛОМОНТИТОВЫЕ И КВАРЦ-ЛОМОНТИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ

В нижнем течении р. Сисим (южный борт Северо-Минусинской впадины) вулканогенные толщи имирской (D_1) и тонской (D_2') свит разобщены шунетской свитой (верхняя часть D_1 мощностью 210 м), сложенной преимущественно серыми, темно-серыми и желтовато-зеленовато-серыми («защитными») алевролитами с подчиненными прослоями и пластами мергелей, грубых аргиллитов, редко песчаников и пепловых туффов. В верхней части разреза свиты присутствуют единичные пласты лилово-коричневых и коричневатокрасных аргиллитов, глинистых алевролитов и гравелитовидных пород, образовавшихся за счет перемиыва пемзовидных туфов, а также один покров темно-серых миндалекаменных порфиритов мощностью около 9 м.

Пласт глинистых алевролитов с ломонтистыми и кварц-ломонтистыми конкрециями расположен в средней части шунетской свиты и имеет мощность 3 м. В его кровле залегают неслоистые глинистые алевролиты с первичной пепельно-серой окраской и «защитной» на выветрелой поверхности, очень слабо карбонатные, а в почве — серые среднезернистые кварц-плагиоклазовые известковистые алевролиты с небольшим количеством мелких округлых известковых конкреций, пиритовыми

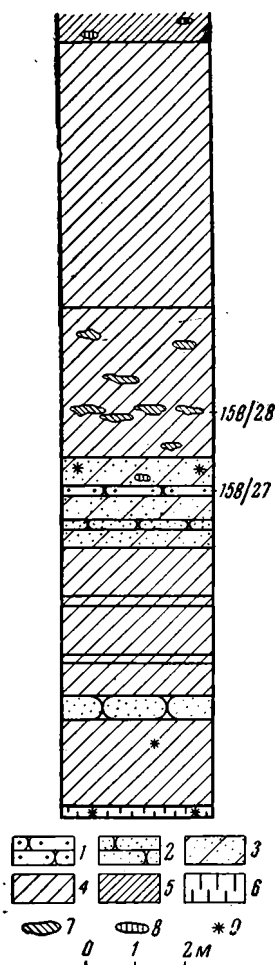
¹ Небольшие количества ломонтита отмечены также в нижнем карбоне.

микроконкрециями и с единичными прослойками мелко- и среднезернистых светло-серых песчаников с заметным содержанием обломков ломонитовых пород терригенного происхождения (фиг. 1). Эти алевролиты вниз по разрезу сменяются неяснослоистыми серыми глинистыми алевролитами, содержащими единичные прослойки крупнозернистых разностей.

Конкрециеносные глинистые алевролиты близки к аргиллитам — массивные, неслоистые, редко с едва заметной несовершенной горизонтальной слоистостью, очень слабо карбонатные.

Конкреции располагаются в глинистых алевролитах беспорядочно и неравномерно, изредка образуя обогащенные зоны, внутри которых глинистые алевролиты играют явно второстепенную роль и сдавлены телами конкреций. Конкреционные стяжения имеют прддологоватую форму вплоть до караваяобразных и утолщенно-линзовидных (фиг. 2). Размеры конкреций достигают иногда по длинной оси 55—60 см, по короткой 15 см. Насыщенность продуктивного пласта конкрециями — 6—8% от общего объема.

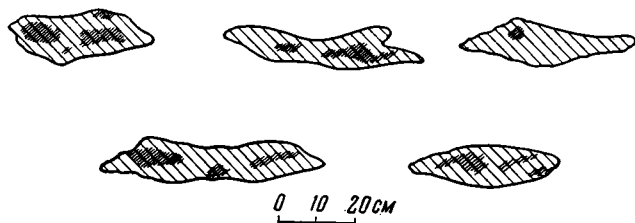
Конкреции серые, желтовато- и светло-серые, иногда почти белые, слагаются крупнокристаллическим агрегатом ломонита и нередко также мелкокристаллическим кварцем, образующим неравномерно расположенные пятнистые участки (без отчетливых контуров) в ломонитовой массе. Наблюдались как почти чисто ломонитовые конкреции, так и в той или иной степени «окварцованные»,



Фиг. 1. Положение пласта с ломонитовыми и кварц-ломонитовыми конкрециями в средней части разреза шунетской свиты (D₁)

1 — среднезернистые аркозо-граувакковые песчаники с обломками ломонитовых пород; 2 — мелкозернистые песчаники; 3 — средне- и крупнозернистые алевролиты; 4 — глинистые алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — туфиты пепловые. Конкреции: 7 — ломонитовые и кварц-ломонитовые, 8 — кальцитовые, 9 — пиритовые (микроконкреции)

причем последние количественно преобладают. Ломонитовые конкреции имеют довольно низкую прочность в отличие от кварц-ломонитовых, крепость которых очень неравномерна и максимальна в обо-



Фиг. 2. Схематические зарисовки кварц-ломонитовых конкреций
(густая косая штриховка — участки окремнения)

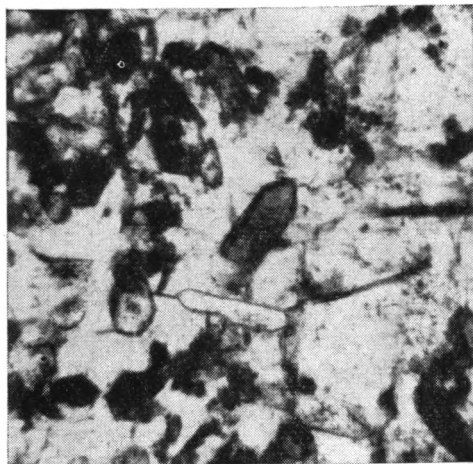
гащенных кварцем участках. Желтоватые тона окраски обычно свойственны конкрециям, содержащим минимальные количества кварца. Конкрекции четко обособлены во вмещающей породе.

Микроскопическое изучение конкреций показало, что их основная масса состоит из гипидиоморфнозернистым и ксеноморфным крупнозернистым ломонтином. Ломонтит бесцветный, часто с хорошо выраженной спайностью и характерным неравномерным, близким к облачному, погасанием; $N_g = 1,512 \pm 0,002$; $N_p = 1,501 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,011$; $cN_g = 39-42^\circ$; двусный отрицательный. С соляной кислотой при подогревании дает быстро твердеющую желатиноподобную массу.

Зерна ломонтиита часто содержат включения мелких (до $0,10 - 0,12 \text{ мм}$) идиоморфных кристаллов кварца или их сростки, причем как отдельные кристаллы, так и сростки гипидиоморфны по отношению к ломонтиитовой массе, ориентированы перпендикулярно или под углом к поверхности контакта зерен ломонтиита (фиг. 3, 4), или (в случае цепочковидных сростков) проходят через несколько смежных зерен последнего. Кварц образует часто также сплошные криптокристаллические агрегаты различных размеров и форм, которые микроскопически видны как участки «окварцевания»; на таких участках ломонтиит отсутствует полностью или встречается в виде мелких рассеянных ксеноморфных зерен. Наблюдения над структурными соотношениями кварца и ломонтиита, несомненно, указывают на более раннее начало кристаллизации кварца.

На стыках зерен ломонтиита, в мелких порах и иногда в виде мельчайших включений отмечена небольшая примесь лейкоксенизированного мелкоагрегатного анатаза, гидрослюды, хлорита, а также редкая кальцитовая и пиритовая пыль.

Термограмма порошка конкреции (фиг. 5) подтверждает ее ломонтиитовый состав: присутствуют характерные эндопики в области 260 и 420° и едва заметные остановки при температурах 130 и 830° .



Фиг. 3. Вростки идиоморфных кристаллов кварца в монокристалле ломонтиита (светлое) в конкреции.
Обр. 158/28, увел. 112, николи +

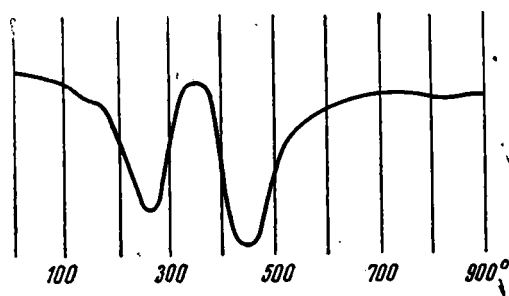


Фиг. 4. Кварц-ломонтиитовая конкреция. Призматический кристалл кварца (к), принадлежащий двум смежным зернам ломонтиита (л). По периферии (темное) — криптокристаллические агрегаты кварца.

Увел. 112, николи +

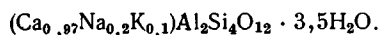
Химический состав² типичного участка существенно ломонитовой конкреции (обр. 158/28) со следами незначительного окварцевания следующий (содержание компонентов на высушенное при 110° вещество, %): SiO₂ 61,26; TiO₂ 0,27; Al₂O₃ 17,14; Fe₂O₃ 0,49; FeO 0,21; MnO 0,03; CaO 8,36; MgO 0,40; Na₂O 0,23; K₂O 0,72; п.п.п. 10,37; сумма 99,48; H₂O⁺ 8,81; H₂O⁻ 0,99.

С учетом данных микроскопии результаты химического анализа были пересчитаны на минеральный состав. Анализированная порода состоит



Фиг. 5. Кривая нагрева ломонита из конкреции, обр. 158/28

из 72% ломонита и 23% кварца; на долю прочих минералов (хлорит, анатаз с лейкоксеном, гидрослюда, гидроокислы железа, кальцит) приходится около 4—5% объема. Формула ломонита, рассчитанная после исключения окислов, входящих в минералы-примеси, и SiO₂ кварца имеет вид:



Эту формулу, естественно, следует рассматривать как приближенную, ибо точный расчет при наличии примесей затруднителен.

Спектральным анализом в конкрециях установлено присутствие следующих элементов (%): ванадий (0,001), медь (0,002), свинец (0,005), цинк (0,003), цирконий (следы), слюда (следы), барий (следы) стронций (0,02).

2. ЛОМОНТИЗИРОВАННЫЕ «ШЛАКОВЫЕ» АЛЕВРОЛИТЫ

В разрезах вулканогенной тонской свиты (эйфельский ярус) по южному борту Северо-Минусинской впадины (пос. Новоселово, р. Сисим) на границах покровов порфиритов неоднократно отмечены маломощные прослои (до 10—15 см) и линзовидные пласты (до 3,5—4 м) коричнево-красных и лиловых алевролитов, образовавшихся за счет перемиыва шлаковых зон покровов порфиритов и подвергшихся последующей ломонтизации с превращением в существенно ломонитовые породы.

Основная часть покровов порфиритов окрашена в темно-серые и серые тона, их верхние шлаковые и пузыристые зоны — в лилово-серые и лиловые. Алевролиты залегают на размытой поверхности (ровной или неровной) шлаковых зон и имеют четкие контакты, обособляясь благодаря более густой красно-лиловой окраске и мелкозернистости. Контакт с вышележащим покровом обычно ровный, выражен резко.

Ломонтизированные «шлаковые» алевролиты внешне неотличимы от средне-и крупнозернистых красноватых алевролитов, некарбонатные или с точечным вскипанием, преимущественно неслоистые; отмечались также следы несовершенной мелкой горизонтальной слоистости и примитивная плитчатость.

Под микроскопом рассматриваемые породы представляют собой кристаллическизернистый агрегат ломонита со значительным развитием весьма характерных псевдопиклокластических структур. По-

² Анализ выполнен в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

следние характеризуются присутствием в пределах относительно более крупных зерен ломонита следов контуров алевритовых полуокатанных и полуугловатых обломков бывшей стекловатой лавы, подчеркнутых ожеженными поверхностями; вся площадь зерна ломонита в каждом случае представляет собой как бы монокристалл (фиг. 6). Менее часты обычные пойкилокластические структуры, когда в монокристаллическом зерне ломонита включены обломки плагиоклазов, кварца, сильно ожеженной и разложившейся лавы, редкие обломки биотита, эпидота, моноклинного пироксена, магнетита, хлорита. Присутствующие в небольшом количестве (до 10—15%) терригенные плагиоклазы и кварц практически не несут следов замещения ломонитом.

Ломонит преимущественно мелко- и среднекристаллический (до 0,50 мм), часто загрязнен примесью гидроокислов железа; нередки небольшие участки, сложенные средне- и крупнокристаллическим ломонитом (до 1 мм), свободным от следов реликтовых алевритовых структур. Оптические константы ломонита: $N_g = 1,514 \pm 0,002$; $N_p = 1,503 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,011$; $cN_g 40^\circ$.

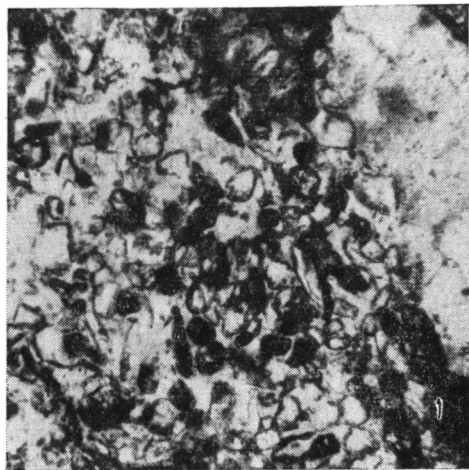
Спектральный анализ ломонитизированных «шлаковых» алевролитов показал присутствие (%): титана (0,1), фосфора (0,1), марганца (0,01), хрома (0,005), меди (0,005), олова (0,002), бария (менее 0,001), серебра (следы) и др.

Интересно отметить, что в некоторых разрезах Северо-Минусинской котловины также встречаются прослои «шлаковых» алевролитов, но измененные в сторону превращения в альбит-кварцевые криптокристаллические породы с реликтовой алевритовой структурой.

3. ПРОЧИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЛОМОНТИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В отложениях нижнего и среднего девона ломонит установлен также в цементе песчаников и в витрокластических туффито-гравелитах.

Ломонит в цементе встречен в песчаниках двух генетических ти-



Фиг. 6. Ломонитизированный «шлаковый» алевролит. Видна реликтовая алевритовая структура. В верхнем правом углу — участок небольшой ломонитовой жеоиды
Увел. 90, без анализатора



Фиг. 7. Ломонитовый цемент в субаэрационном песчанике
Обр. 98/3, увел. 112, николи +

пов: аллювиальных (выносы временных потоков) и мелководных лагунных. В первых (разрез Новоселово) ломонтитсодержащие лилово-серые разномзернистые гравийные песчаники слагают линзу мощностью до 6 м в базальной гравийно-конгломератовой толще толтаковской свиты (живетский ярус), залегающей непосредственно на размытой поверхности порфиров тонской свиты. Песчаники относятся к типу пла-



Фиг. 8. Обломки ломонтитовых пород (лп) в граувакковом песчанике.

Обр. 158/48, увел. 90, николи +

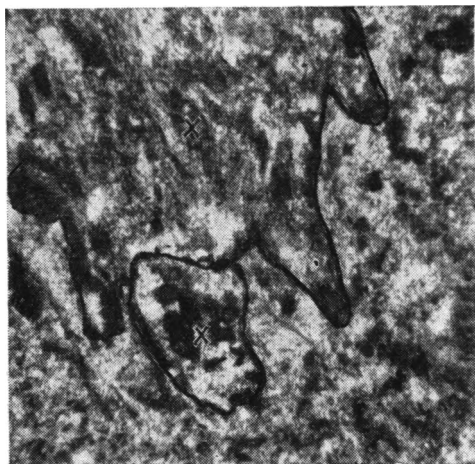
гиоклазовых субграувакков; состав их следующий (%): кварц 16,4, кислые плагиоклазы 35,7, калишпаты 7,9, плагиопорфиры 11,5, порфиры 14,3, сильно ожелезненные обломки неясного состава 10,7, кварциты 2,8, единичные кремни, кварцевые порфиры и др. Цемент поровый и регенерационный (кальцита 2,5%, кварца 3,5%, альбита 4%; ломонтита около 1,5%). Ломонтит бесцветный, серый, буроватый; на некоторых участках наблюдается цемент прорастания пор (фиг. 7). Следы замещения ломонтитом обломков не наблюдаются. Оптические константы ломонтита близки к ранее отмечавшимся. Аутигенные минералы-спутники: анатаз, барит, эпидот, лейкоксен, хлорит, диоктаэдрические гидрослюда.

Ломонтит установлен также в разрезе шунетской свиты в низовьях р. Сисим, где песчаники с ломонтитовой минерализацией слагают единичные прослои (до 10 см) среди кварц-плагиоклазовых известковистых алевролитов. Песчаники серые с желтоватым оттенком, среднезернистые с примесью алевролитового материала, несовершенно горизонтально-слоистые, аркозо-граувакковые; состав их следующий (%): кварц 2,5, кислые плагиоклазы 8,7, плагиопорфиры 31,0, обломки ломонтитовых пород 39,3, кремни 13,4, известняки 5, биотит и кварцевые порфиры (единичные зерна). Цемент поровый и коррозионный — кальцитовый (6%) и поровый ломонтитовый (4—5%) (фиг. 8). Ломонтит монокристаллически выполняет отдельные поры, бесцветный, часто с хорошо выраженной спайностью; его оптические константы аналогичны константам ломон-

тата из конкреций. Терригенный и аутигенный ломонтит нередко корродируется кальцитом. Регенерация терригенного ломонтита не отмечалась. Среди аутигенных минералов-спутников встречены редкие анатаз, сфен, лейкоксен.

Витрокластические туффито-гравелиты дают еще один пример своеобразия ломонтитовой минерализации. Это гравелитовидные и неслоистые красноцветные породы, сформировавшиеся за счет ближнего перетолжения (в прибрежной зоне) пемзовидных витрокластических порфировых туфов. Переотложение сопровождалось, по-видимому, поступлением пирокластического материала также непосредственно в водоем, причем этот путь временами преобладал. Туффито-гравелиты слагают единичные пласты мощностью 0,6—7 м среди туффитовых и обычных аргиллитов.

Породы слагаются обильными плохо окатанными, часто угловатыми с рваными краями пемзовидными обломками, скрепленными поровым и порово-мелкобазальным гидрослюдистым цементом с обильной примесью мелких частиц туфового и пеплового ломонтизированного материала. Пемзовидные обломки значительно ожелезнены (красные), размеры их от алеврита до среднего гравия, самых разнообразных очертаний, с мелкопузыристыми, плейчатými, дендритовидными, сотовыми и другими микротекстурами, изредка с включениями идиоморфных кристаллов плагиоклазов и бурого биотита. Стекло пемзовидных обломков перекристаллизовано в мелкокриптокристаллический агрегат ломонтита, иногда с небольшой примесью альбита и кварца. Последний чаще выполняет мелкие округлые пустотки, щели, интерстиции и т. п., внутри обломков (фиг. 9). Ломонтизация развита только по пемзовидным и пепловым обломкам, не распространяясь, на гидрослюдистую массу, составляющую 25—30% объема породы и содержащую местами небольшую примесь терригенных альбита и кварца.



Фиг. 9. Ломонтизированные пемзовидные обломки (x) в туффито-гравелите.

Ломонтит светлый красно-бурый, криптокристаллический. Базис — перетертое ломонтизированное вулканическое стекло с примесью гидрослюда. Обр. 158/48, увел. 90, без анализатора

4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ЛОМОНТИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Характерной чертой ломонтитовой минерализации в толще нижнего и среднего девона Минусинского прогиба является ее приуроченность к вулканогенно-осадочному комплексу. Сколько-нибудь значительные количества ломонтита отмечены только в осадочных породах, залегающих внутри вулканогенных толщ и как исключение — в базальных слоях терригенных свит, лежащих на поверхности вулканогенных накоплений.

1. Особый интерес представляет случай ломонтитового конкрецитообразования в шунетской свите. Пласт глинистых алевролитов с ломонтитовыми конкрециями и смежные породы являются отложениями мел-

ководной прибрежной зоны лагунного бассейна, покрывавшего значительные площади Минусинского прогиба в конце нижнего девона. Воды бассейна характеризовались повышенной соленостью, особенно резко выраженной на юго-западе прогиба (Таштыпский район), где в отложениях распространены глиптоморфозы по кристаллам каменной соли; в рассматриваемом районе отмечены случаи слабой загипсованности алевролитов (Шнейдер, Зубкус, 1960). Алевролитовые породы почти постоянно известковые. Значительная мелкая пиритизация алевролитов и прослоев мергелей в сочетании с их темной серой окраской свидетельствуют о дефиците кислорода в иловых водах и первоначальном присутствии заметных количеств органических веществ.

Ломонтитовые и кварц-ломонтитовые конкреции являются диагенетическими образованиями, исходное вещество которых сконцентрировалось в условиях еще достаточно обводненного ила с большими возможностями перераспределения и миграции компонентов. Это подтверждается довольно крупными размерами конкреций, полным или почти полным отсутствием в них терригенной примеси, четкой обособленностью конкреций во вмещающих породах и поведением их уже как твердых тел при процессах окончательного уплотнения ила.

Образование конкреций проходило через стадию геля. В зависимости от конкретных соотношений в геле SiO_2 и Al_2O_3 формировались то ломонтитовые, то кварц-ломонтитовые разности. В последнем случае первым кристаллизовался избыточный против стехиометрических соотношений SiO_2 в форме идиоморфных кристаллов кварца, их сростков и обособленных участков с криптокристаллической структурой. Это были своеобразные «конкреции в конкрециях». Затем следовала раскристаллизация остальной массы геля с образованием средне- и крупнозернистого агрегата ломонтита. Естественно, имело место некоторое взаимное перекрытие этапов кварце- и ломонтитообразования.

Изложенная схема формирования кварц-ломонтитовых конкреций, на наш взгляд, хорошо объясняет наблюдаемые в шлифах соотношения кварца и ломонтита и в частности, случай, когда обогащенные кристаллами кварца пояски свободно проходят через несколько зерен ломонтита.

Особо стоит вопрос об источнике материала ломонтитовых конкреций. Локализация конкрецитообразования в пределах одного единственного пласта сравнительно небольшой мощности (3 м) заставляет предполагать специфичность условий. Встречающиеся непосредственно в подстилающих конкреционный пласт алевролитах прослои песчаников, обогащенные плохо окатанными обломками ломонтитовых пород, свидетельствуют о размыве расположенных недалеко гидротермальных ломонтитовых тел. Это дает основание допустить, что необычность гидрохимического режима иловых вод водоема была обусловлена подтоком «продуктивных» гидротерм, связанных с поствулканической деятельностью в соседних районах суши. Это тем более вероятно, что шунетское время являлось кратковременной паузой в напряженном вулканизме региона, после которой в эйфельский век снова начались массовые излияния лав, сформировавших толщу вышележащей вулканической тонской свиты.

2. Ломонтизация «шлаковых» алевролитов, слагающих прослои и маломощные пласты между покровами порфиритов и образовавшихся за счет перебива стекловатых шлаковых зон покровов, происходила под воздействием медленно циркулировавших поствулканических гидротерм. Часто хорошо сохранившиеся реликтовые алевролитовые структуры в ломонтитовых породах этого типа подтверждают, что последние пред-

ставляют не что иное как своеобразные псевдоморфозы по алевролитам. Стекловатый материал при преобразовании в ломонит, так же как и в случае конкреций, проходил через стадию геля. Ломонтизация «шлаковых» алевролитов является частным случаем преобразования этих пород наряду с альбитизацией и окварцеванием.

3. Ломонит в цементе песчаников является хемогенным. Он возник в небольших количествах в тех разностях песчаников, которые формировались за счет разрушения свежего эндогенного материала. Такие условия были благоприятны для обогащения иловых вод исходными компонентами ломонита. В некоторых случаях (обр. 158/27 песчаника с обломками ломонитовых пород), по-видимому, имел место также подток гидротерм со стороны близлежащей суши, где происходило гидротермальное ломонитообразование. Развитие ломонита по обломкам эффузивов или плагиоклазов в шлифах песчаников не наблюдается.

Ломонит в цементе формировался на стадии позднего диагенеза или начального эпигенеза после кристаллизации главных количеств альбита и кварца, кальцит постоянно корродирует ломонит. Таким образом, имеем следующую последовательность кристаллизации минералов в цементе: альбит — кварц — ломонит — кальцит.

4. Ломонтизация пемзовидных обломков в витрокластических туффиито-гравелитах является составной частью диагенетических преобразований. Процесс ломонтизации развит только псевдоморфно по переотложенному туфовому материалу и пирокластическим осколкам пемзовидного облика, не затрагивая цементирующий глинистый базис. Основная масса исходного материала для образования ломонита здесь черпалась из самих витрокластических обломков, подвергавшихся медленному гальмиролизу на поверхности дна и в илу водоема.

5. ВЫВОДЫ

1. В девоне Минусинского пригиба установлена своеобразная ломонитовая минерализация, распространенная почти исключительно в вулканогенно-осадочном комплексе. Нижняя граница развития ломонита в разрезе проходит в средней части шунетской свиты (конец нижнего девона), верхняя — в самом основании толтаковской свиты (низы живетского яруса). Шунетская свита является древнейшей из известных сейчас в литературе ломонитоносных толщ.

2. Наиболее значительные массы ломонита сконцентрированы в конкрециях и ломонитизированных «шлаковых» алевролитах, формирование которых происходило под непосредственным влиянием (конкрекции) или воздействием (алевоолиты) продуктивных поствулканических гидротерм. Диагенетическое преобразование *in situ* витрокластического пемзовидного материала в туффиито-гравелитах явилось второстепенным фактором ломонитообразования. В песчаниках сосредоточены минимальные количества ломонита.

3. Специфичность форм проявления ломонитовой минерализации лишний раз подчеркивает своеобразие процессов вулканогенно-осадочного литогенеза сравнительно с нормально-осадочным.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурьянова Е. З. Аутигенный ломонит из среднедевонских песчаников Тувы. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 3, 1956.
Бурьянова Е. З. Анальцит и цеолитсодержащие осадочные породы Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.

- Запорожцева А. С. Ломонтит из меловых отложений ленского угленосного бассейна. Докл. АН СССР, т. 120, № 2, 1958.
- Запорожцева А. С. О распространении и условиях образования цеолитов в осадочных горных породах. Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, 1960а.
- Запорожцева А. С. Характеристика ломонтита из меловых отложений Ленского бассейна. Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, 1960б.
- Коссовская А. Г. и Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 5, 1956.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Изд. АН СССР, 1962.
- Ренгартен Н. В. Ломонтит и анальцит в нижнеюрских отложениях на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 70, № 3, 1950.
- Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1960.
- Combs D. S. The nature and alternation of some Triassic sediments from Southland New Zealand. Trans. Roy. Soc. N. Z., v. 82, Pt 1, 1954.
- Kalley M. E., Hanson R. F. Laumontite and leonhardite cement in miocene sandstone from a well in San Joaquin Valley, California. Amer. Mineralogist, v. 40, No. 9—10, 1955.

Институт геологии и геофизики
Сибирского филиала АН СССР
Новосибирск

Дата поступления
10.VI.1964

УДК 552.124 : 551.735.2 (477.60)

ИЗОМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗА, МАГНИЯ И КАЛЬЦИЯ В КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЯХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

П. В. ЗАРИЦКИЙ

1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Вопрос об изоморфизме многокомпонентных природных карбонатов не нов. Однако в более ранних работах (Ford, 1917; Билибин, 1927) соображения об изоморфизме сложных карбонатов основывались на анализе их химического состава и не были подкреплены другими методами исследования, которые подтвердили бы мономинеральность анализируемого материала. Имеющиеся к настоящему времени литературные данные о пределах взаимного замещения железа и кальция в природных карбонатах являются недостаточно определенными. Согласно теории изоморфизма, трудно ожидать значительную изоморфную смесимость карбонатов Fe и Ca при низких температурах зоны гипергенеза вследствие большой разницы в размерах ионов Fe^{2+} и Ca^{2+} . Экспериментально было доказано (Rosenberg, Harker, 1956), что при температуре 400—500° и высоком давлении CO_2 в сидерите может растворяться в условиях равновесия до 5 мол. % $CaCO_3$. Дж. Дэна и др. (1953) предполагают ограниченный изоморфизм Fe и Ca в сидеритах, но допускают возможным соотношение Ca : (Fe и др.) = 1 : 3,4. По данным Г. А. Билибина (1927), максимальное содержание $CaCO_3$ в сидерите достигает 13 мол. %. В карбонатах ряда магнезит — сидерит, по мнению В. Б. Татарского (1955), кальций содержится в незначительном количестве или вовсе отсутствует. В последнее время появились новые сведения о Mg—Fe-карбонатах, содержащих значительные количества $CaCO_3$, при этом нередко отмечается более высокое содержание $CaCO_3$ по сравнению с $MgCO_3$ (Виталь, 1959; Зарицкий, 1956а, 1956б, 1959, 1959а; Каурковский, 1954; Коперина, Тимофеева, 1959; Кучеренко, 1957; Литвиненко, 1953, 1957; Логвиненко, Карпова, 1961; Логвиненко и др., 1961а; Пряхина, 1958; Сердюченко, 1951; Станкевич, 1957; Эренбург, 1962; и др.). Так, в конкреционных сидеритах из раннемезозойских отложений Русской платформы установлено присутствие до 7,8 % $CaCO_3$ (Виталь, 1959), в Mg—Fe-карбонатных конкрециях угленосных отложений содержание $CaCO_3$ достигает 6—10 % (Коперина, Тимофеева, 1959), в карбонатных конкрециях из таврической формации Крыма — до 38—39 % от суммы карбонатов (Логвиненко и др., 1961а). Последние авторы пришли к выводу, что даже в конкрециях с высоким содержанием $CaCO_3$ кальцит и анкерит отсутствуют, и кальциевая составляющая в виде изоморфной примеси входит в состав магносидеритов, которые предлагается называть кальциевым манганосидероплезитом. По данным Б. Г. Эренбурга (1962), среди конкреций Кузбасса присутствуют сиде-

риты с содержанием изоморфного CaCO_3 , достигающим 12—15 мол.%. Мономинеральность карбонатов в некоторых работах (Виталь, 1959; Литвиненко, 1957; Логвиненко и др., 1961а; Станкевич, 1957; Эренбург, 1962) доказывается рентгенометрическими, термическими и оптически-исследованиями.

Переходя к характеристике конкреционных карбонатов угленосных отложений Донецкого бассейна, необходимо, в согласии с другими авторами (Виталь, 1959; Эренбург, 1962), отметить, что минералогическое изучение конкреций представляет значительные трудности, обусловленные высокой дисперсностью материала конкреций, а также частым присутствием в них одновременно нескольких конкрецееобразующих карбонатных минералов. Вместе с тем, проведенное ранее изучение конкреций с помощью химического, термического и кристаллооптического методов (Зарицкий, 1956, 1956а, 1959, 1959а; Тимофеева, 1959) позволило сделать вывод, что часто при поликомпонентном составе конкреций мы имеем дело с изоморфными, а не механическими смесями самостоятельных карбонатных минералов. Следует отметить, что перечисленные методы в ряде случаев не дают прямых доказательств образования твердых растворов карбонатами Fe и Ca и степени их смесимости, и в связи с этим представляет несомненный интерес применение рентгенометрического анализа. Для этой цели была подобрана серия образцов железистых и магнезиально-железистых конкреционных карбонатов с различным содержанием CaCO_3 . Съемка образцов производилась автором на дифрактометре УРС-50И в идентичном режиме.

2. ЗАМЕЩЕНИЕ ЖЕЛЕЗА КАЛЬЦИЕМ В FeCO_3

В образцах Fe-карбонатных конкреций с высоким (более 90%) содержанием FeCO_3 (табл. 1, обр. У-72 и 170) рентгенометрически устанавливается только одна кристаллическая фаза, соответствующая обычному сидериту (табл. 2). Это хорошо согласуется с данными термического анализа (фиг. 1, обр. 170) и оптического излучения ($N_0=1,852—1,860$).

Иначе обстоит дело с железистыми карбонатами, обогащенными в некоторой степени углекислым магнием и кальцием (табл. 1, обр. 150, 168, У-59, У-117, У-121). Отличительной особенностью рентгенограмм этих образцов, как и аналогичных по составу конкреций из Кузбасса (Эренбург, 1962), является более или менее отчетливо выраженное раздвоение линий сидерита, что видно из табл. 3 и еще более наглядно на фиг. 2 (обр. 150), где для сравнения дана дифрактограмма обычного

Таблица 1

Химический состав карбонатных конкреций, %*

№ образца	FeCO_3	CaCO_3	MgCO_3	MnCO_3	№ образца	FeCO_3	CaCO_3	MgCO_3	MnCO_3
У-72	94,40	1,80	2,40	1,40	У-121	76,60	8,40	13,80	1,20
170	90,10	3,80	3,70	2,40	У-33	65,60	13,10	20,10	1,20
150	76,00	10,60	11,80	1,60	У-20	60,73	15,80	22,40	1,07
У-59	70,40	6,80	19,60	3,20	4/19-20**	57,96	30,43	8,10	3,51
168	77,25	9,90	11,00	1,85	7/ЮК**	58,82	21,73	16,60	2,85
У-117	82,00	8,60	7,40	1,40					

* Анализы выполнены в химической лаборатории Харьковской комплексной экспедиции треста «Днепрогеология».

** Анализы, выполненные автором.

Таблица 2

Рентгенограммы карбонатных конкреций
(условия съемки: 25 кВ, 5 мА, Fe-антикатод. Дифрактометр УРС-50И)

Сидерит*		Обр. У-72		Обр. 170**		Сидерит*		Обр. У-72		Обр. 170**	
<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$
1	(3,956)					7	2,135	7	2,133	7	2,130
6	3,592	5	3,592	4	3,592	6	1,966	6	1,966	1	1,959
1	3,330					2	(1,913)	2	(1,905)	2	(1,917)
3	(3,077)	4	(3,064)	4	(3,076)	5	1,799	3	1,791	2	1,792
10	2,791	10	2,791	10	2,800	9	1,733	9	1,730	8	1,735
1	2,572	1	2,575	1	2,570	2	1,527	1	1,521	1	1,536
6	2,348	6	2,338	5	2,341	4	1,505	4	1,501	3	1,501

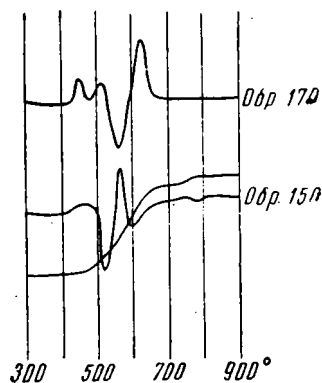
* По В. И. Михееву (1957).

** Образцы конкреций из Донецко-Макеевского района.

сидерита (обр. 170). Интерпретация этого явления, данная Б. Г. Эренбургом (1962), представляется нам логичной и убедительной. Раздвоение линий на рентгенограммах объясняется им присутствием в образцах двух сидеритов — «обычного» сидерита и «кальциосидерита». Благодаря различию параметров элементарной ячейки, вызванному изоморфными замечениями, они дают интерференционные максимумы при несколько различающихся углах.

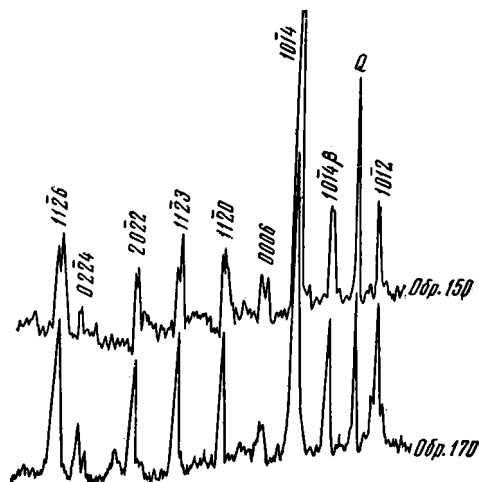
При расчете рентгенограмм замерялись положения обеих линий дублетов. Оказалось, что кристаллическая фаза, к которой относятся линии дублетов с меньшими значениями межплоскостных расстояний, близко соответствует нормальному сидериту (Михеев, 1957; Эренбург, 1962). Другая фаза по величине межплоскостных расстояний, отвечающих ей линий дублетов, не может быть отождествлена ни с одним карбонатом группы кальцита. Ближе всего она соответствует сидериту, но с увеличенными размерами элементарной ячейки, что может быть обусловлено только изоморфными замещениями ионов Fe^{2+} более крупными ионами Ca^{2+} и Mn^{2+} (Литвиненко, 1957; Станкевич, 1957; Эренбург, 1962). Очень хорошо раздвоение линий видно на дифрактограмме обр. 150 (см. фиг. 2), в котором содержания CaCO_3 и MgCO_3 примерно равны и превышают немного 10%. Для сравнения возьмем образец У-59 с небольшим содержанием (6,8%) CaCO_3 и значительным (19,6%) MgCO_3 . Линии кальцита на рентгенограммах обоих образцов отсутствуют. Расстояния между линиями аналогичных дублетов на рентгенограмме обр. У-59 обычно меньше, чем у обр. 150 (см. табл. 3).

Б. Г. Эренбург (1962) показал, что 1% изоморфного CaCO_3 повышает параметр a ячейки сидерита на 0,003 кХ, тогда как 1% MgCO_3 понижает его на 0,0006 кХ. Таким образом, влияние на параметры ячей-



Фиг. 1. Дифференциальные кривые нагревания карбонатных конкреций с высоким содержанием FeCO_3 (образцы из Донецко-Макеевского района)

ки оказывает только та часть изоморфного CaCO_3 , которая превышает количество его, необходимое для компенсации влияния наличного в данной фазе MgCO_3 . Если сравнивать отношение интенсивности линий «кальциосидерита» и обычного сидерита соответствующих дублетов, то



Фиг. 2. Дифрактограммы карбонатных конкреций. Q — линия кварца

оказывается, что для обр. 150 оно тоже несколько выше, чем для обр. У-59. Следовательно, содержание изоморфного CaCO_3 и отношение $\text{CaCO}_3:\text{MgCO}_3$ определяют как количество кальцийсодержащего сидерита, так и его состав.

Поскольку в составе подобных сложных карбонатов обязательно присутствует MgCO_3 и количество последнего обычно даже преобладает над количеством CaCO_3 , представляется более правильным называть их кальцийсодержащими магниосидеритами или кальциомагниосидеритами (Зарицкий, 1964). При обратном соотношении содержания примесей Mg и Ca такие карбонаты можно называть магниокальциосидеритами (Коперина,

Тимофеева, 1959), если не образуется при этом анкерит.

Термический анализ не позволяет уверенно фиксировать обе сидеритовые фазы. Правда, кривая нагревания обр. 150 (см. фиг. 1) характеризуется наличием как бы двойного эндозффекта с максимумами при 525 и 600°, разделенного экзотермическим пиком окисления FeO (560°). Здесь, возможно, отразилась неодинаковая термическая стойкость обычного сидерита и кальциомагниосидерита (Эренбург, 1962). Имеется также слабый эндотермический эффект при температуре 750—780°, связанный, очевидно, с незначительной примесью свободного CaCO_3 . Этому эндозффекту отвечает незначительное поднятие кривой потери веса. Присутствие небольшой примеси свободного CaCO_3 отмечено термическим анализом также и в обр. 168 с валовым содержанием CaCO_3 9,9%. В образцах с меньшим валовым содержанием CaCO_3 , чем в образцах 150 и 168, ни рентгенометрическим, ни термическим анализами присутствие кальцита не установлено. Содержание свободного CaCO_3 в обр. 150 < 3%, так как линии кальцита на рентгенограммах появляются примерно с 3% (Эренбург, 1962). На кривых нагревания эндотермика диссоциации появляется при наличии около 1% свободного CaCO_3 (Цветков, 1949).

Исходя из сказанного, можно сделать вывод, что даже из общего содержания CaCO_3 в конкрециях около 10% некоторая часть его (1—2%) все же не входит в решетку магниосидерита, а образует самостоятельную фазу — кальцит.

Возьмем теперь образцы конкреций У-33 и У-20 с валовым содержанием CaCO_3 , превышающим 10% (см. табл. 1). Как и в случае образцов 150, У-59, 168, У-117 и У-121, линии сидерита на рентгенограммах названных образцов представлены дублетами. Отличие рентгенограмм образцов У-33, У-20 и 201 состоит в присутствии линий кальцита (табл. 4). Так как линии кальцита появляются на рентгенограммах при-

Таблица 3

Рентгенограммы карбонатных конкреций
(условия съемки см. в табл. 2)

hkl	Сидерит*		Обр. 3212**		Обр. 150		Обр. У-59		Обр. 168		Обр. У-117		Обр. У-121***	
	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$
1012			4	3,606	3	3,615					4	3,607		
10 $\bar{1}2$	6	3,592	4	3,579	3	3,596	4	3,588	4	3,592	3	3,360	2	3,578
10 $\bar{1}4$			10	2,812	{	10	{	10	{	10	{	10	{	7
10 $\bar{1}4$	10	2,791	10	2,778										
0006			1	2,586	1	2,593	1	2,581	2	2,577	2	2,579	2	2,581
0006	1	2,572	1	2,552	2	2,547	1	2,560	2	2,557	2	2,556	2	2,552
11 $\bar{2}0$			6	2,356	3	2,346	3	2,358	4	2,342	4	2,341	2	2,340
11 $\bar{2}0$	6	2,348	5	2,338	3	2,340	5	2,343	5	2,337	4	2,334		
11 $\bar{2}3$			5	2,143	5	2,142	6	2,134	5	2,130	4	2,130	2	2,133
11 $\bar{2}3$	7	2,135	7	2,124	3	2,127	6	2,125	3	2,122	4	2,125	3	2,126
20 $\bar{2}2$			6	1,973	3	1,967	4	1,963	4	1,961	3	1,963	2	1,967
20 $\bar{2}2$	6	1,966	5	1,957	3	1,960	5	1,959	4	1,955	3	1,959	3	1,963
02 $\bar{2}4$					2	1,792	2	1,792	3	1,799	2	1,794	1	1,795
02 $\bar{2}4$	5	1,799			2	1,788	2	1,789	3	1,792	2	1,791		
11 $\bar{2}6$			5	1,741	6	1,737	7	1,733	7	1,737	7	1,734	3	1,733
11 $\bar{2}6$	9	1,733	8	1,724	5	1,774	7	1,728	8	1,730	7	1,730	3	1,728

* По В. И. Михееву (1957).

** Химический состав обр. 3212 (в %): CaCO_3 —9,4; MgCO_3 —14,8; FeCO_3 —74,1; MnCO_3 —1,7. По Б. Г. Эренбургу (1962).

*** Образцы конкреций из Донецко-Макеевского района.

мерно с 3%, можно считать, что в образцах У-33 и У-20 количество свободного CaCO_3 равно соответственно 3—4 и 6—8%. Остальная часть углекислого кальция (в обоих образцах около 8—10%) образует твердый раствор с магнезисидеритом.

Результаты термического изучения образцов У-33 и У-20 хорошо согласуются с данными рентгенометрии. Присутствующим на термограммах (фиг. 3) двум последовательным во времени эндотермическим диссоциации карбонатов (500—600 и 780—810°) хорошо соответствует конфигурация кривой потери веса, на которой выделяются два участка: первый резкий подъем кривой, отвечающий диссоциации Mg-Fe-карбоната , и второй, слабый, отвечающий диссоциации свободного CaCO_3 . Наличие свободного CaCO_3 отмечалось нами и ранее (Зарицкий, 1956а, 1959а) с помощью термического анализа в магнезиально-железистых конкрециях с содержанием валового CaCO_3 больше 10%.

Обращает на себя внимание заметно пониженная температура диссоциации CaCO_3 . Причина, видимо, кроется в тонкой дисперсности выделений кальцита, а также в сильном разбавлении его остальными компонентами, что, согласно А. И. Цветкову (1953), существенно понижает температуру диссоциации рассеянного карбоната. Присутствие ясных линий кальцита на рентгенограммах образцов У-33 и У-20 указывает на то, что высокотемпературная эндотермика отвечает диссоциации свободного CaCO_3 , а не «высвободившегося» в результате распада кальцио-

Таблица 4

Рентгенограммы карбонатных конкреций
(условия съемки см. в табл. 2)

<i>hkl</i>	Сидерит*		Обр. У-33		Обр. У-20		Обр. 201**		Кальцит*	
	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
10 $\bar{1}2$					4	3,604	3	3,600		
10 $\bar{1}2$	3	3,592	4	3,592						
			1	3,013	2	3,015	1	3,021	10	3,029
10 $\bar{1}4$	10	2,791	10	2,794	10	2,801	10	2,802		
0006			2	2,584	1	2,589	2	2,590		
0006	1	2,572	2	2,573	1	2,573	2	2,557		
			1	2,477	1	2,492	1	2,498	5	2,490
11 $\bar{2}0$			4	2,345	4	2,346	4	2,350		
11 $\bar{2}0$	6	2,348					3	2,341		
			1	2,277	2	2,271	1	2,275	6	2,277
11 $\bar{2}3$			6	2,135	5	2,134	5	2,142		
11 $\bar{2}3$	7	2,135	3	2,130	3	2,128	4	2,127		
					1	2,080			7	2,088
20 $\bar{2}2$					3	1,971	3	1,968		
20 $\bar{2}2$	6	1,966	4	1,959	4	1,962	3	1,964		
			2	1,907	2	1,911	2	1,910	8	1,912
			1	1,852	1	1,865	1	1,882	9	1,868
02 $\bar{2}4$			2	1,792	2	1,796	2	1,801		
02 $\bar{2}4$	5	1,799	1	1,788	1	1,792	2	1,797		
11 $\bar{2}6$			6	1,736	5	1,741	5	1,736		
11 $\bar{2}6$	9	1,733	8	1,730	6	1,734	5	1,733		

* По В. И. Михееву (1957).

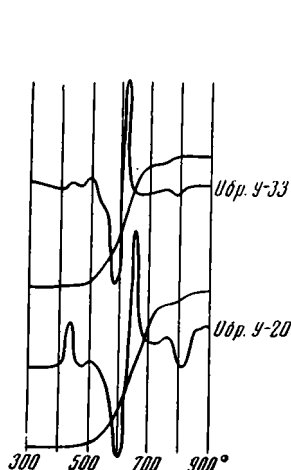
** Образцы конкреций из Донецко-Макеевского района.

магнисиодерита. Как известно (Цветков, 1949 и др.), такое высвобождение молекулы CaCO_3 имеет место лишь при диссоциации двойных солей (доломита, анкерита), тогда как в калийсодержащем магнисиодерите ионы Са занимают места ионов Fe и распад кристаллической решетки кальциомагнисиодерита — единый и одновременный процесс.

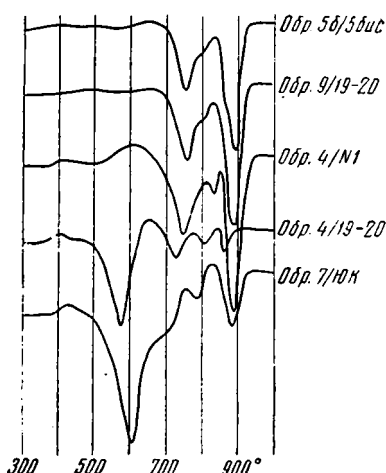
Наличие свободного CaCO_3 в конкреционных карбонатах в основном магнезиально-железистого состава свидетельствует определенно об ограниченности изоморфного вхождения CaCO_3 в решетку магнисиодеритов.

Следующую группу образцов составляют Fe-карбонатные конкреции с относительно более высоким содержанием других компонентов, причем CaCO_3 заметно преобладает над MgCO_3 (см. табл. 1, обр. 4/19-20 и 7/ЮК). Отсутствие реакции с разбавленной HCl на холоду исключает наличие CaCO_3 в свободном виде. Минеральный состав этих конкреций однозначно устанавливается с помощью термического анализа. Кривые нагревания (фиг. 4) представляют собой последовательную запись дис-

социации магносидерита и анкерита. Диссоциации первого из них отвечает эндотермика в области температур 500—610°. Сменяющее ее общее экзотермическое поднятие дифференциальной кривой деформировано наложением высокотемпературной тройной эндотермики диссоциации анкерита. Подобные сочетания сидерита и анкерита в одной конкре-



Фиг. 3. Дифференциальные кривые нагревания и кривые изменения веса железисто-карбонатных конкреций, обогащенных $MgCO_3$ и $CaCO_3$ (образцы из Донецко-Макеевского района).



Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагревания анкеритовых и анкерито-сидеритовых конкреций (образцы: 9/19—20, 4/19—20, 7/ЮК, Центральный район; 5б/5бис, 4/№1, Донецко-Макеевский район).

ции отмечались и в воркутской угленосной свите (Македонов, Цветков, 1957), и в бакальских сидеритовых рудах (Белянкин, Лапин, 1937).

Проведенное раньше на значительном материале комплексное изучение конкреционных образований Донецкого бассейна (Зарицкий, 1956, 1956а, 1959, 1959а, 1963), а также применение рентгенометрического метода в сочетании с термическим и химическим анализами для изучения изоморфизма в существенно Fe-карбонатных конкрециях позволяют сделать следующие выводы.

1. Карбонатные конкреции очень часто представляют собой изоморфные смеси углекислых солей Fe, Mg, Ca и Mn, две и даже три из которых могут приобретать конкрецьеобразующее значение, определяя химико-минеральный тип конкреции.

2. Конкрецьеобразующим минералом стяжений с резким преобладанием в их составе $FeCO_3$ (более 90%) является сидерит.

3. Магниева составляющая ($MgCO_3$) и марганцевая составляющая ($MnCO_3$) не образуют самостоятельных минералов, а входят изоморфно в состав сидерита и магносидеритов (сидероплезита, пистомезита). Обычно это кальцийсодержащие магносидериты.

4. В сложных конкреционных карбонатах с преобладанием в их составе $FeCO_3$ (до 70—80%), содержанием $MgCO_3$ (до 20%) и $CaCO_3$ (до 10%) устанавливается наличие двух кристаллических фаз: обычного сидерита (точнее, вероятно, магносидерита) и кальциомагносидерита.

5. В поликомпонентных, но в основном Fe-карбонатных, конкрециях с преобладанием количества $CaCO_3$ (до 30%) над содержанием $MgCO_3$

(до 16%) конкрециеобразователями являются магносидерит и анкерит (железистый доломит).

6. Кальциевая составляющая (CaCO_3) в зависимости от валового содержания либо целиком входит в состав магносидерита, либо частично выделяется в свободном состоянии в виде дисперсно рассеянного кальцита.

7. Верхний предел изоморфного вхождения CaCO_3 в решетку Mg-Fe-карбонатов 8—10%. Поскольку изоморфный CaCO_3 в массе своей входит в состав одной фазы — кальциомагносидерита, то эта цифра должна быть примерно удвоена.

8. Свободный CaCO_3 (кальцит) присутствует в магнезиально-железистых конкрециях с валовым содержанием CaCO_3 , превышающим 8—10%.

3. ЗАМЕЩЕНИЕ КАЛЬЦИЯ ЖЕЛЕЗОМ И МАГНИЕМ В ИЗВЕСТКОВЫХ КОНКРЕЦИЯХ

Из приведенного в начале работы обзора литературы следует, что большинство работ по изоморфизму в природных карбонатах посвящено изучению возможности вхождения в структуру сидеритов углекислого кальция и других карбонатных компонентов. Возможность изоморфных замещений в решетке кальцитов (за исключением манганокальцитов) освещена значительно хуже. По А. Г. Бетехтину (1950), примеси Fe, Mg и Mn в кальците могут достигать 8%. Дж. Дэна и др. (1953) допускают, что непрерывная серия идет от кальцита к сидериту до отношения $\text{Fe} : (\text{Ca и др.}) = 1 : 4,5$; максимальная растворимость MgCO_3 в кальците тоже определяется отношением $\text{Mg} : (\text{Ca и др.}) = 1 : 4,5$. В некоторых работах отмечается чаще всего лишь качественная сторона явления изоморфизма в кальцитах. Суждение о наличии изоморфных примесей в карбонатах кальция основывается, как правило, на данных только химического анализа или окрашивания, в лучшем случае — на оптических исследованиях. При этом отмечается развитие в породах конкреционных кальцитов с обычными оптическими свойствами, иногда с несколько повышенным светопреломлением до $N_0 = 1,670$ (Бродская, 1959; Виталь, 1959; Зарицкий, 1956а, 1959а; Коссовская, 1963; Тимофеева, 1959), в единичных случаях до $N_0 = 1,674$ (Зарицкий, 1956а, 1959а). На присутствие феррокальцита в конкрециях орских отложений Дагестана указывает В. Т. Фролов (1958), а в нижнекаменноугольных отложениях Урало-Волжской области Г. И. Теодорович, Н. Н. Соколова, Е. Д. Розанова и М. В. Багдасарова (1962), но в их работах нет данных по количеству изоморфных примесей Fe, Mg и Mn в феррокальците. Экспериментально показано (Rosenberg, Harker, 1956), что при температуре 400—500° в кальците в условиях равновесия может растворяться до 8 мол. % FeCO_3 . Б. Г. Эренбург (1961) утверждает, что путем осаждения из растворов можно получить метастабильные смешанные карбонаты ряда $\text{CaCO}_3\text{—FeCO}_3$ практически любого состава.

Полифазальный состав угленосных отложений Донбасса и обусловленный этим широкий диапазон карбонатных конкреций в отношении химико-минерального состава (Зарицкий, 1956, 1956а, 1959, 1959а; Тимофеева, 1956, 1959) позволил, наряду с изучением изоморфизма в железистых и магнезиально-железистых карбонатах, провести комплексное изучение и существенно Са-карбонатных конкреций. Была подобрана серия образцов конкреций с преобладанием в их составе углекислого кальция и различным содержанием других карбонатных компонентов (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав карбонатных конкреций, %*

№ образца	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃	№ образца	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃
У-51а	4,90	91,50	2,50	1,10	9/19-20**	8,14	57,60	32,84	1,42
У-30	5,40	91,20	2,60	0,80	4/Н1**	11,96	55,42	30,90	1,72
У-2	5,50	88,20	5,00	1,30	У-1	7,20	56,30	34,60	1,90
56/5бис**	7,26	61,11	29,91	1,72	У-44	47,10	38,20	13,00	1,70

* Анализы выполнены в химической лаборатории Харьковской комплексной экспедиции треста «Днепрогеология».

** Анализы, выполненные автором.

Известковые конкреции (обр. У-51а, У-30 и У-2) характеризуются резким преобладанием углекислого Са (около 90%). Их рентгенограммы близки к рентгенограмме эталонного кальцита (табл. 6). Правда, величины межплоскостных расстояний некоторых линий кальцита несколько занижены, что можно объяснить изоморфным вхождением в решетку СаСО₃ небольшого количества Fe, Mg и Mn. Примерный расчет (Эренбург, 1962; Goldsmith, Graf, Joensuu, 1955) показывает, что такое изменение величины межплоскостного расстояния наиболее интенсивной линии кальцита, отвечающей спайному ромбоэдру (10 $\bar{1}$ 4), может быть обусловлено изоморфной примесью только MgCO₃ в образцах У-51а и У-2 в количестве соответственно 1,2 и 5,2% или же примесью только FeCO₃ в количестве соответственно 1,25 и 5,4%. Более вероятно допустить, что в структуру СаСО₃ одновременно входят небольшие количества MgCO₃ и FeCO₃. Надо думать также, что весь MnCO₃, отмеченный химическим анализом в этих образцах, образует твердый раствор с СаСО₃ и тоже сказывается на уменьшении величины межплос-

Таблица 6

Рентгенограммы карбонатных конкреций
(условия съемки см. в табл. 2)

Кальцит*		Обр. У-51а		Обр. У-30		Обр. У-2**	
<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
2	3,849	1	3,837	1	3,833	1	3,806
4	(3,339)	4	(3,343)	7	(3,336)	5	(3,333)
10	3,029	10	3,026	10	3,033	10	3,016
		1	2,813***	1	2,824*	1	2,811***
		1	2,801***			1	2,787***
5	2,490	3	2,490	2	2,487	3	2,484
6	2,277	5	2,276	4	2,274	4	2,272
7	2,088	4	2,088	3	2,083	3	2,086
8	1,912	4	1,908	3	1,900	4	1,901
9	1,869	5	1,867	3	1,864	4	1,859
1	(1,766)	1	(1,762)	1	(1,757)	1	(1,747)
1	(1,671)	1	(1,670)	1	(1,666)	1	(1,656)
2	1,626	1	1,622	1	1,621	1	1,620
6	1,601	3	1,598	1	1,594	3	1,593

* По В. И. Михееву (1957).

** Образцы конкреций из Донецко-Макеевского района.

*** Дублетная линия (10 $\bar{1}$ 4) двухфазового сидерита.

скостных расстояний линий кальцита. Из табл. 5 можно увидеть, что содержание карбонатов Fe и Mg в этих образцах явно превышает расчетные количества и, следовательно, возможность изоморфного вхождения их в описываемые кальциты. И действительно, на рентгенограммах (см. табл. 6) присутствует также слабая раздвоенная линия (дублет), отвечающая наиболее интенсивной линии двухфазового сидерита. Судя по различию интенсивности линий дублета, кальциомагнесидерит несколько преобладает.

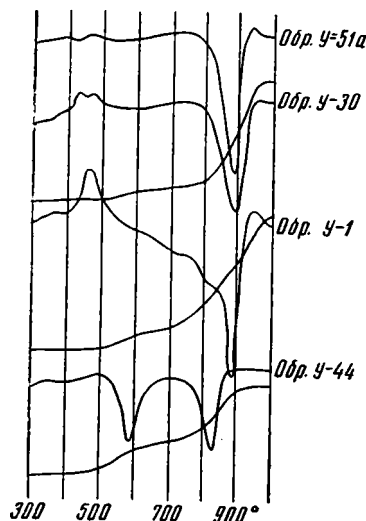
Присутствие в этих образцах карбонатов с низкой температурой диссоциации устанавливается вполне определенно и термическим анализом. На кривых нагревания имеются слабые эндозффекты в интервале температур 500—600° (фиг. 5). Еще лучше это заметно по кривой потери веса — диссоциация карбонатов начинается при температуре около 500° (см. фиг. 5, обр. У-30).

Следовательно, из небольших валовых количеств FeCO_3 (около 5%) и MgCO_3 (около 2,5—5,0%) в известковых конкрециях часть их образует самостоятельные фазы обычного сидерита и кальциомагнесидерита, и только небольшая часть карбонатов Fe и Mg, наряду с MnCO_3 , входит в качестве изоморфной примеси в кальцит, понижая несколько размеры элементарной ячейки последнего.

Серия образцов 56/5бис, 9/19-20 и 4/Н1 (см. табл. 5) характеризуется преобладанием в их составе углекислого кальция, повышенным содержанием MgCO_3 , наличием FeCO_3 и MnCO_3 . При таком высоком содержании CaCO_3 слабая реакция с HCl на холоду исключает предположение о простой смеси карбонатных составляющих. Показатель преломления $N_0 = 1,698—1,710$, что с учетом данных химического анализа отвечает только анкериту (железистому доломиту) с небольшим содержанием FeCO_3 — порядка 10% (Татарский, 1955).

Анкеритовый в основном состав конкреций подтвержден также и термическим анализом (см. фиг. 4). Несколько большая эндотермика диссоциации CaCO_3 , чем ей надлежит быть для типичного анкерита или железистого доломита, свидетельствует о наличии свободного CaCO_3 .

Конкреционный карбонат (обр. У-1) очень сходен по составу с охарактеризованными только что конкрециями (см. табл. 5). Рентгенометрическое изучение устанавливает присутствие в нем ряда кристаллических фаз: кальцита, доломита и двухфазового сидерита (табл. 7), причем кальцит по величинам межплоскостных расстояний почти не отличается от эталонного (Михеев, 1957). Доломит, напротив, характеризуется несколько повышенными значениями межплоскостных расстояний, что можно объяснить замещением ионов Mg^{2+} большими по размеру ионами Fe^{2+} . Присутствие двухфазового сидерита устанавливается по наличию на рентгенограмме дублетной линии (1014) с межплоскостными расстояниями 2,827 и 2,801 (см. табл. 7). Данные термического анализа согласуются с результатами рентгенометрического изучения. Кривая нагревания характеризуется наличием небольшого эндотермического про-



Фиг. 5. Дифференциальные кривые нагревания и кривые изменения веса известковых (У-51а, У-30) и существенно Са-карбонатных конкреций (У-1, У-44) (образцы из Донецко-Макеевского района)

Таблица 7

Рентгенограммы карбонатных конкреций
(условия съемки см. в табл. 2)

Обр. У-1*		Кальцит**		Доломит**		Обр. У-1*		Кальцит**		Доломит**	
<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1	4,435			1	(4,46)	2	2,447			1	2,461
2	4,211			3	4,10	1	2,420			2	2,402
1	3,827	2	3,849			2	2,269	6	2,277		
3	3,669			2	3,683	1	2,226			1	2,229
1	3,191			2	3,174	1	2,198			5	2,191
8	3,028	10	3,029			2	2,084	7	2,088	2	2,062
3	2,901			10	2,883	1	2,013			4	2,015
1	2,827***					3	1,899	8	1,912		
1	2,801***					3	1,859	9	1,869	1	1,841
2	2,489	5	2,490								

* Образец конкреций из Донецко-Макеевского района.

** По В. И. Михееву (1957).

*** Дублетная линия (10 $\bar{1}4$) двухфазового сидерита.

тиба при температуре 780—820° и сильного — в области температур 830—870°. Однако диссоциация карбонатов начинается при температуре около 500°, о чем свидетельствует также плавный подъем кривой потери веса, начиная с этой температуры (см. фиг. 5, обр. У-1).

Как показали специальные исследования (Виталь, 1959; Теодорович и др., 1960), при содержании анкерита в породе <40—50% анкерит либо совсем не проявляется, либо дает кривые доломитового характера при сильном уменьшении первых эндоэффектов. А. И. Цветков (1957) установил также, что даже при небольших содержаниях пирита уменьшается, а иногда и совсем гасится первый и даже второй эндоэффекты анкерита. Термограмма образца У-1 является хорошей иллюстрацией к сказанному. Значительный экзоэффект в области температур 400—500° свидетельствует о присутствии ощутимых количеств дисульфида железа, наличие которого установлено также при микроскопическом изучении шлифов и нерастворимого остатка конкреции.

Таким образом, мы видим, что наличие закисного железа в составе конкреций является следствием замещения ионами Fe²⁺ ионов Mg²⁺ в железистом доломите (анкерите), а не замещения ионов Ca²⁺ в этой двойной соли или в свободном CaCO₃, а также результатом присутствия двухфазового сидерита. Следовательно, и при таком соотношении главных карбонатных компонентов в конкреции возможность изоморфного вхождения Fe и Mg в решетку CaCO₃ крайне ограничена при низких температурах диагенетических процессов.

Полученные данные подтверждают подчеркнутое Ю. Р. Голдсмитом (1961) положение о том, что при низких температурах растворимость FeCO₃ и MgCO₃ в кальците весьма незначительна. Низкое содержание Mn в кальците при значительном коэффициенте относительной концентрации его в конкрециях (Зарицкий, 1956б, 1959, 1963) и высокой способности MnCO₃ к растворению в кальците обусловлено малым содержанием Mn во вмещающих конкреции породах.

Постоянное присутствие в кальцитовых и анкерито-кальцитовых конкрециях небольшого количества магносидеритов следует объяснить

Таблица 8

Рентгенограммы карбонатных конкреций
(условия съемки см. в табл. 2)

Обр. У-44		Сидерит		Кальцит		Обр. У-44		Сидерит		Кальцит	
<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
3	3,596	6	3,592			2	2,279			6	2,277
10	3,343	1	3,330	4	(3,339)	4	2,126	7	2,135		
2	(3,076)	3	(3,077)			3	1,960	6	1,966		
3	3,028			10	3,029	2	1,905	2	1,913	8	1,912
8	2,794	10	2,791			1	1,865			9	1,869
1	2,578	1	2,572			1	1,792	5	1,799	1	(1,766)
1	2,490			5	2,490	4	1,732	9	1,733		
3	2,348	6	2,348								

Примечание. Образец конкреции из Донецко-Макеевского района.

пассивным захватом формирующимися конкрециями, наряду с терригенным материалом осадка, и более ранних аутигенных выделений Mg—Fe-карбонатов (в цементе, в виде микроконкреций и т. п.)

В этом отношении значительный интерес представляет образец У-44, отобранный в зоне «слияния» Fe-карбонатного конкреционного прослоя и известковой конкреции с текстурой конус в конус (обр. 51а). Естественно, было подозрение, что проба будет представлять собой простую смесь двух этих карбонатов. Но в то же время важно было проверить, не происходила ли ассимиляция Fe-карбоната формировавшимся позже карбонатом кальция в зоне контакта этих разновременных образований (Зарицкий, 1963). Химический анализ показал, наряду с высоким содержанием FeCO_3 , достаточно высокое количество CaCO_3 и MgCO_3 (см. табл. 5, обр. У-44), но химический анализ не давал ответа на поставленный вопрос. На рентгенограмме образца присутствуют линии кальцита и двухфазового сидерита (табл. 8), о чем можно судить по раздвоению ряда линий последнего. Интересно отметить, что линии кальцита по величине межплоскостных расстояний почти в точности воспроизводят рентгенограмму образца У-51а (см. табл. 6). Следовательно, состав кальцита образца У-51а совершенно не изменился, несмотря на указанные выше условия нахождения пробы У-44 и резкое изменение химического состава конкреции в месте отбора этой пробы. Термограмма (см. фиг. 5) в свою очередь представляет собой последовательную запись диссоциации Mg—Fe-карбоната (500—580°) и Ca-карбоната (620—780°). Таким образом, никакого дополнительного растворения FeCO_3 (и изоморфного с ним MgCO_3) в кальците не происходит. Налицо механическая смесь ряда конкрециеобразующих минералов.

На примере этого образца лишний раз можно убедиться в применимости и надежности рентгенометрического изучения в комбинации с химическими определениями и термическим анализом для фазового (минералогического) анализа карбонатов сложного состава.

Полученные результаты изучения изоморфизма в существенно Са-карбонатных конкрециях позволяют сделать следующие выводы.

1. В конкреционных карбонатах с резким преобладанием в их составе CaCO_3 (около 90%) и при наличии даже небольших количеств FeCO_3 и MgCO_3 (в сумме менее 10%), наряду с основным конкрециеобразователем — кальцитом, рентгенометрически и термически устанавливается небольшая примесь Mg—Fe-карбонатов.

2. Если в конкрециях с преобладанием в их составе CaCO_3 (55—60%) резко возрастает содержание других карбонатных компонентов (до 40—45%), то это не сказывается сколько-нибудь заметно на химическом составе одного из конкреццееобразователей — кальцита.

3. Марганцевая составляющая (MnCO_3) изоморфно входит в конкреццееобразующие карбонаты, в том числе и в кальцит.

4. Магниева составляющая (MgCO_3) в существенно Са-карбонатных конкрециях, как и в конкрециях Fe-карбонатных, не образует самостоятельного минерала, а в массе своей изоморфно входит в состав магнесидерита или в состав двойной соли — железистого доломита (анкерита).

5. Некоторое повышение светопреломления конкреццееобразующего кальцита обусловлено изоморфным замещением ионов Са ионами Мп, Fe и Mg в небольших количествах.

6. Изученные диагенетические конкреционные кальциты характеризуются весьма незначительными количествами изоморфных примесей Fe и Mg (доли — первые единицы процентов). Вследствие этого существенно Са-карбонатные конкреции, как правило, полиминеральны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как известно, во всех изоморфных системах меньшие по размерам изовалентные ионы как энергетически более выгодные легко замещают места более крупных ионов, а не наоборот. Поэтому следовало ожидать, что растворимость FeCO_3 в CaCO_3 должна быть выше, чем растворимость CaCO_3 в FeCO_3 . Полученные нами результаты изучения взаимной растворимости названных карбонатных компонентов в диагенетических конкреционных образованиях на первый взгляд противоречат этому положению. Попытаемся объяснить реально установленные соотношения изоморфно замещающих друг друга основных карбонатных компонентов в конкрециях.

Пределы изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита определяются кристаллохимическими особенностями их, соотношением ионных радиусов катионов Fe, Са, Mg и Мп в термодинамических условиях зоны диагенеза, т. е. в основном внутренними факторами.

Конкретное же содержание изоморфных примесей в допустимых пределах в диагенетических конкреционных карбонатах определяется в основном условиями среды минералообразования, составом иловых растворов в осадках различных фаций, интенсивностью процессов дифференциации карбонатных компонентов в диагенезе и т. п., т. е. в основном внешними факторами.

Так, в иловых растворах болотной или лагунно-болотной фаций не было ощутимых количеств ионов Са и Mg, поэтому в осадках указанных фаций формируются либо типично сидеритовые конкреции почти без примесей других карбонатных компонентов, либо с незначительным количеством последних. В осадках, переходных от континентальных к морским, и морских фаций иловые растворы содержат, наряду с ионами закисного железа, также и ионы магния и кальция. Хотя в ходе конкреццееобразования и идет разделение карбонатных компонентов, но такая химическая дифференциация обычно не доходит до конца. Одной из причин, препятствующих интенсивному разделению карбонатных компонентов в диагенезе, как подчеркнул Н. М. Страхов (1960), является изоморфное замещение одних карбонатов другими. Вследствие близости ионных радиусов Mg и Fe магний легко извлекается из илового раствора и входит в решетку образующегося при относительно

низких значениях pH железистого карбоната. При этом возможен также частичный захват ионов Са. Так образуются кальциомagniосидериты. Вхождение крупных ионов Са в решетку Fe-карбоната облегчается одновременным вхождением в нее ионов Mg меньшего размера, чем ионы Fe. Различие в величине пределов изоморфного вхождения CaCO_3 в описываемых здесь природных карбонатах и искусственных (Rosenberg, Harker, 1956) очевидно и объясняется тем, что первые не являются чисто сидеритами, а магниосидеритами. Экспериментально же исследовалась бинарная система $\text{FeCO}_3\text{—CaCO}_3$.

Возьмем другой крайний случай. В изученных известковых конкрециях из собственно морских отложений изоморфная примесь FeCO_3 и других карбонатных компонентов, вопреки ожиданиям, оказалась весьма незначительной. Причина этого — опять-таки конкретные условия, в которых формируются известковые конкреции. В ходе перераспределения вещества в осадке и образования конкреций в миграции участвует в основном только CaCO_3 , так как прогрессирующая эволюция илового раствора в сторону увеличения pH среды делала невозможной ремиграцию выпавших ранее и рассеянных в осадке Mg—Fe карбонатов. Вот почему в составе известковых конкреций нет ощутимых количеств Mg и Fe, тогда как рассеянные во вмещающих породах карбонаты, как показывает изучение, относительно обогащены этими элементами. Отсутствие в иловом растворе ионов Mg и Fe способствовало образованию почти монокомпонентных известковых конкреций. Справедливость сказанного наиболее отчетливо видна на примере позднедиагенетических известковых конкреций с текстурой конуса в конус, коэффициенты относительной концентрации Mg и Fe для которых всегда меньше единицы (Зарицкий, 1963). Отмечаемая химическим анализом в кальцитовых конкрециях небольшая примесь Mg и Fe, как показывает рентгенометрическое и термическое изучение, обычно образует самостоятельные фазы (магниосидерит, кальциомagniосидерит, анкерит) и не входит в массу своей изоморфно в CaCO_3 . Можно думать, что в этом случае имеет место пассивный захват формирующейся известковой конкрецией вместе с терригенным материалом вмещающего осадка и более ранних аутигенных выделений Mg—Fe карбонатов, дисперсно рассеянных в цементе, в виде микроконкреций и т. п.

При промежуточных условиях в морских алевроито-глинистых осадках образуются конкреции анкеритового или анкерито-кальцитового состава. Относительно повышенное содержание железа в таких случаях является следствием замещения ионами Fe^{2+} ионов Mg^{2+} , а не ионов Ca^{2+} . Т. е. и в случае, когда Fe и Mg принимают участие в диагенетической миграции вещества, наряду с Са, они образуют самостоятельные минералы, а один из конкрециеобразователей — кальцит остается почти чистым, почти свободным от примесей этих элементов. Очевидно, здесь сказывается действие геометрического запрета, т. е. существенной разницы в размерах ионов Fe^{2+} и Ca^{2+} , хотя вхождение ионов Fe^{2+} в решетку CaCO_3 и является энергетически выгодным.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Лапин В. В. К минералогии и геохимии железных руд и вмещающих их горных пород Бакальского месторождения на Южном Урале. Изд. АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Гостеолтехиздат, 1950.
- Билибин Г. А. О смесимости минералов группы кальцита. Зап. Рос. минералог. о-ва, ч. 56, вып. 1, 1927.
- Бродская Н. Г.. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.

- Виталь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Голдсмит Ю. Р. Некоторые аспекты геохимии карбонатов. В сб. «Геохимические исследования». Изд. иностр. лит., 1961.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С. и др. Система минералогии, т. II, полутом I. Изд. иностр. лит., 1953.
- Зарицкий П. В. Конкреционные образования продуктивных отложений западной части Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 108, № 2, 1956.
- Зарицкий П. В. Химико-минералогическая характеристика карбонатных конкреций отложений различных фаций среднего карбона западной части Донецкого бассейна. Зап. геол. ф-та Харьковский ун-та, т. 13, 1956а.
- Зарицкий П. В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатель фациальной обстановки осадконакопления. Докл. АН СССР, т. 110, № 4, 1956б.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд. ХГУ, 1959.
- Зарицкий П. В. К вопросу о времени образования карбонатных конкреций с текстурой конуса в конус. Докл. АН СССР, т. 151, № 1, 1963.
- Зарицкий П. В. Об изоморфном вхождении CaCO_3 в сидеритовые и магнезисидеритовые конкреции Донбасса. Докл. АН СССР, т. 155, № 6, 1964.
- Зарицкий П. В. Об изоморфном вхождении Fe и Mg в конкреционные кальциты угленосных отложений Донбасса. Докл. АН СССР, т. 157, № 5, 1964а.
- Каурковский В. И. О ступенчатой природе процесса термической диссоциации сидеритов. Ж. прикл. химии, т. 27, № 2, 1954.
- Коперина В. В., Тимофеева З. В. Диагенетические карбонатные минералы угленосных толщ. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоя. Изд. АН СССР, 1962.
- Кучеренко М. Т. Карбонатные конкреции в толще среднего карбона южного борта Днепровско-Донецкой впадины. Научн. зап. Днепропетр. ун-та, т. 58, 1957.
- Литвиненко А. У. К характеристике сидерита из киммерийских слоев. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 7, 1953.
- Литвиненко А. У. О рудообразующих карбонатах из киммерийских отложений Керченского и других месторождений Приазовского железорудного бассейна. Докл. АН СССР, т. 116, № 4, 1957.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Карбонатные конкреции таврической формации Крыма. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 90, вып. 3, 1961.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. Докл. АН СССР, № 1, 1961а.
- Македонов А. В., Цветков А. И. Анкерит в воркутской угленосной свите. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 86, вып. 6, 1957.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат 1957.
- Пряхина Ю. А. Карбонатные конкреции из майкопских отложений Центрального Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1958.
- Сердюченко Д. П. Сидероплезит из девонских осадочных пород на Южном Тимане. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 80, вып. 1, 1951.
- Станкевич Л. О. О составе и происхождении карбонатов железа Керченского месторождения. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 34, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1960.
- Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат, 1955.
- Теодорович Г. И., Писаренко И. А., Меламедова В. С. К термографии железистых карбонатов. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
- Теодорович Г. И., Соколова Н. Н., Розанова Е. Д., Багдасарова М. В. Минералого-геохимические фации терригенных отложений нижнего карбона основной части Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1962.
- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона. Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Тимофеева З. В. Конкрецнеобразование в карбоне Донецкого бассейна. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Фролов В. Т. Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. Докл. АН СССР, т. 122, № 6, 1958.
- Цветков А. И. Безводные карбонаты. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 120, 1949.

- Цветков А. И. Об особенностях термической диссоциации известняков и доломитов, загрязненных нерастворимыми минеральными примесями. *Вопр. минералогии и петрографии*, т. II. Изд. АН СССР, 1953.
- Цветков А. И. Об особенностях термического анализа глин. *Материалы совещ. по исслед. и использ. глин*. Изд. Львовск. ун-та, 1957.
- Эренбург Б. Г. О некоторых искусственных смешанных карбонатах структурного типа кальцита. *Ж. структур. химии*, т. 2, № 2, 1961.
- Эренбург Б. Г. Рентгенометрическое исследование кальцийсодержащих сидеритов. *Зап. Всес. минералог. о-ва*, ч. 91, вып. 5, 1962.
- Ford W. Studies in the calcite group. *Trans. Connecticut. Acad. Arts and Sci.*, v. 22, 1917.
- Goldsmith J. R., Graf D. L. and Joensuu O. J. The occurrence of magnesian calcites in nature. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 7, No. 5—6, 1955.
- Graf D. L. Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. *Amer. Mineralogist*, v. 46, No. 11—12, 1961.
- Rosenberg P. E., Harker R. J. Studies in the system $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3\text{—FeCO}_3$. Pt I: Limits of solid solution along the binary join $\text{CaCO}_3\text{—FeCO}_3$ (Abstract). *Bull. Geol. Soc. America*, v. 67, pt 2, 1956.

Харьковский университет

Дата поступления
31.I.1964

УДК 553.44 (575.1)

**ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
С СИНГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ В ОДНОМ ИЗ РАЙОНОВ
ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА**

М. Д. ТРОЯНОВ

Район, в котором установлены породы с галенитом и сфалеритом, сложен преимущественно осадочными отложениями девона и карбона. Наиболее древними членами разреза являются кислые эффузивы, представленные преимущественно туфами кварцевых порфиров. На их размытой поверхности залегает трансгрессивная серия пород среднего и верхнего девона, состоящая в низах из маломощных (до 10 м) базальных конгломератов, которые выше сменяются переслаивающейся толщей известняков и доломитов с подчиненными прослоями конгломератов, песчаников и алевролитов. Прослои терригенных пород характерны в основном для нижней части разреза трансгрессивной серии, а выше залегают доломитизированные и нормальные известняки. В верхней части трансгрессивной серии, главным образом карбонатной, снова появляются прослойки алевролитов, которые в одном из участков подстилаются седиментационными брекчиями, отделяясь от них нормальными массивными известняками мощностью 30—40 м. Общая мощность пород девона достигает 2 км; из них на долю собственно карбонатных отложений приходится около 75%.

Породы карбона залегают на глубоко размытых отложениях девона, причем отложения фамена отсутствуют полностью. В карбоновом цикле осадкообразования преобладают терригенные отложения. Известняки составляют значительно менее половины всей мощности карбоновых осадков. В намюрском ярусе развита мощная (до 1000 м) свита диабазо-спилитов. Общая мощность отложений карбона, включая эффузивную свиту диабазо-спилитов, достигает 2—2,5 км.

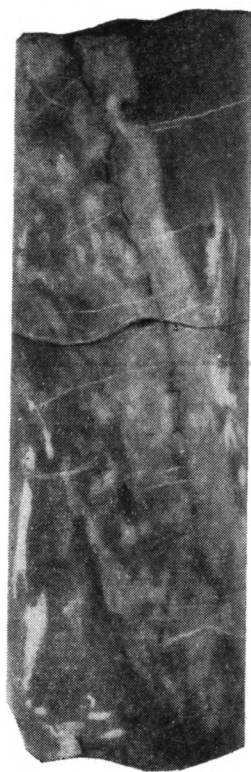
Изверженные породы в описываемом районе отсутствуют.

Осадочные и вулканогенные отложения имеют субширотное простирание и собраны в ряд асимметричных складок с более крутыми северными крыльями. Вдоль них вследствие более сильных напряжений развиты крупные продольные разломы с системой оперяющих разрывов, дробленных зон и т. п.

Полиметаллическое оруденение установлено в основном среди средне- и верхнедевонских отложений. Наблюдаются два типа рудосности. Первый эпигенетический условно гидротермальный. К нему относятся рудные тела, имеющие четкий структурный контроль и признаки метасоматического образования. Они приурочены к разломам, дробленным зонам и имеют небольшое площадное распространение. Эти руды, по мнению автора, образованы в результате перераспреде-

ления вещества при метаморфизме девонских отложений, содержавших сингенетическое свинцово-цинковое оруденение.

Сингенетичное оруденение является вторым типом рудоносности, и хотя промышленные концентрации металлов в нем встречаются реже, но площадное распространение его значительно больше.



Фиг. 1. Полосчатый темно-серый доломитистый известняк, некоторые прослои которого обогащены пелитовым материалом (переходная разность от массивных афанитовых известняков к переслаиванию известняков с алевропелитами)

Фото М. Д. Троянова



Фиг. 2. Переслаивание афанитового известняка (белое) с алевропелитами зеленовато-серого цвета (серое)

Фото М. Д. Троянова



Фиг. 3. Седиментационная брекчия растрескивания примерно с равным количеством обломков известняка (белое) и цемента алевропелитового состава (серое). В цементе мелкие (до 1 мм) обломки барита, кварца, сфалерита, галенита и пирита

В среднедевонских доломитизированных известняках (эйфельский + живетский ярусы) сингенетичное оруденение носит рассеянный характер. Его промышленные концентрации установлены в седиментационных брекчиях и в некоторых прослоях известняково-алевритовой свиты франского яруса.

Седиментационные брекчии залегают на размытых доломитизированных известняках живетского яруса. Выше по разрезу они постепенно сменяются сначала слоистыми, а затем массивными нормальными известняками.

Как установлено разведочными работами, тело седиментационных брекчий имеет форму неправильной линзы, вытянутой по простиранию вмещающих пород на 500 м с постепенным выклиниванием на флангах и по падению. Максимальная мощность линзы 80 м. Наибольшие концентрации свинца и цинка приурочены в основном к ее лежащему боку. Разрез тела седиментационных брекчий (сверху) могут дать приводимые фото образцов керна.

На фиг. 1 представлен полосчатый доломитистый известняк, залегающий в верхней части тела. Мощность этого горизонта около 8—10 м. Ниже он постепенно сменяется афанитовым известняком переслаивающимся с алевропелитами (фиг. 2). Последние имеют характерную зеленовато-серую окраску и местами содержат равномерно-рассеянную вкрапленность мелких (0,5—1 мм) кубиков пирита. Мощность горизонта достигает нескольких десятков метров, и книзу он постепенно переходит в нормальные седиментационные брекчии (фиг. 3 и 4). Седиментационные брекчии представлены обломками афанитового известняка размером 0,5—5 см в поперечнике, сцементированными глинистым материалом зеленовато-, иногда темно-серого цвета. Соотношение обломков и цемента различное: преобладают то обломки, то цемент.

Под микроскопом известняк из обломков тонкозернистый, местами окремненный, часто содержит мельчайшую вкрапленность рудных минералов (сфалерит, пирит и, вероятно, галенит), кварца, пластинчатого барита.

Глинистый цемент представлен тонко рассланцованным алевропелитовым материалом. В его составе преобладает глинистое вещество, слабо реагирующее на поляризованный свет; в глинистом веществе сравнительно равномерно распределяются мелкие ромбоэдры доломита, серицит, сгустки и пленки органического вещества, песчинки неокатанного кварца и тончайшая (микроны и доли микронов) вкрапленность рудных минералов.

Галенит и сфалерит, помимо пылевидных зерен, иногда образуют в алевропелитовом цементе крупные агрегаты до 1—3 см в поперечнике, причем галенит, как правило, встречается в виде округлых выделений одного или нескольких монокристаллов, почти всегда окруженных тонкой (0,2—0,3 мм) оболочкой стебельчатого кальцита (Шадлун, 1950). Сфалерит наблюдается в виде мелких линзовидных прослоек, выделений неправильной формы и пылевидной вкрапленности, приуроченных чаще к слоистости алевропелита. Размер зерен сфалерита очень мал (тысячные доли миллиметра), хотя скопления его и достигают размеров 1—3 см (фиг. 5). Иногда сфалерит в алевролитах образует сгустки сфалерит-пелита, отличающиеся от вмещающего материала только своей более светлой окраской.

Местами алевропелиты содержат очень много мелких обломков раковин брахиопод (?) и члеников криноидей, но тяготения рудных минералов к органическим остаткам не наблюдается (см. фиг. 5).

Характерной чертой седиментационных брекчий является то, что подавляющая масса выделений галенита и сфалерита находится среди алевропелитового материала и только очень тонкая рассеянная вкрапленность преимущественно сфалерита встречается внутри известняковых обломков.

Среди седиментационных брекчий в генетическом отношении можно выделить три типа: брекчии взрыхления, растрескивания и оползневые, соответственно слагающие верхнюю, среднюю и нижнюю части тела. Вероятно, первые два типа возникли в условиях, близких к тем,

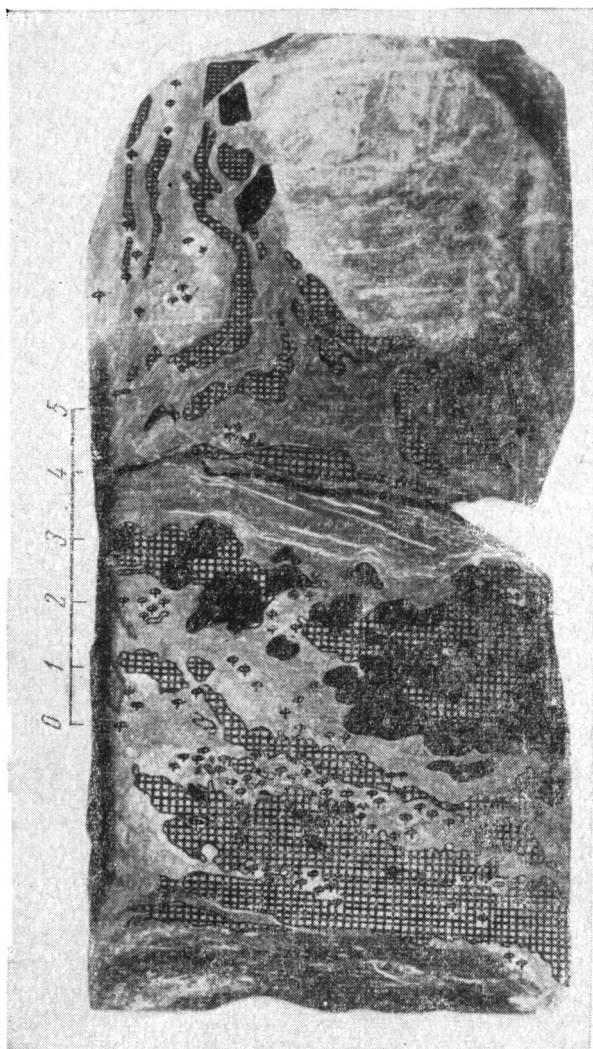
которые существовали в карбоновое время на Русской платформе (Хво-рова, 1958).

Брекчии взрыва представлены угловатыми обломками различного известняка размером 0,3—1,0 см, сцементированными алевропелито-



Фиг. 4. Оползневая седиментационная брекчия с галенитом (черное) и детритом фауны (φ)

Фото М. Д. Троянова



Фиг. 5. Оползневая рудная седиментационная брекчия (образец керна)

Вверху справа — обломок известняка (белое) в массе тонкослоистого алевропелитового материала (серое и темно-серое). Слойки алевропелита как бы огибают обломок известняка. Галенит (черное), сфалерит (штриховка) и детрит фауны (φ), располагаются в основном по слоистости.

Фото М. Д. Троянова

вым материалом, обогащенным органическим веществом. Цемент — флюидальной текстуры, указывающий на некоторую текучесть осадка во время образования слоя. Эта брекчия могла образоваться от перемещения донных илов волнами при обмелении моря. Непрозрач-

ные рудные минералы имеются как в обломках, так и в цементе брекчий.

Брекчии растрескивания образованы взламыванием слоев не вполне затвердевших осадков при обмелении моря. Они состоят из обломков крупнозернистого известняка, лишь слегка смещенных относительно друг друга, с редкой вкрапленностью сфалерита, галенита и пирита. Цементирующая масса состоит из доломита, алевропелитового материала с рудной пылью и тонкими обломками рудных минералов.

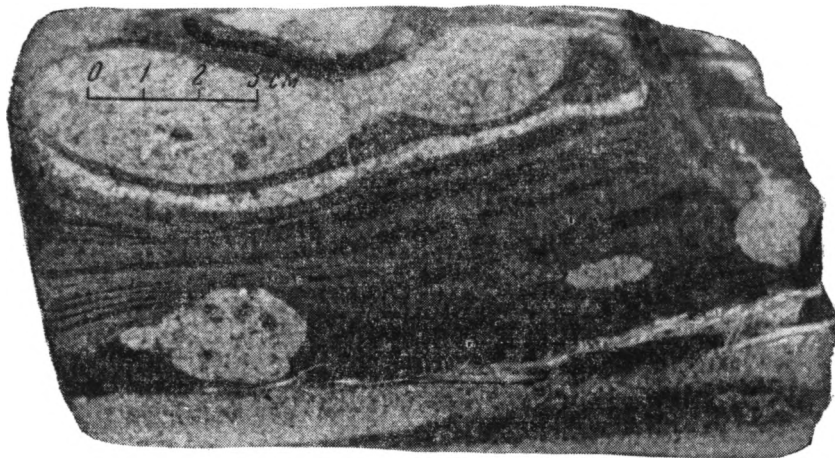
Оползневая брекчия, состоящая из крупных (1—5 см) и более мелких (0,1—0,5 см) обломков микрозернистого известняка, сцементированных алевропелитовым материалом, могла быть образована при сползании частично литифицированных осадков с крутых участков морского дна. Обломки известняка частично окремнены и содержат тонкую вкрапленность сфалерита, галенита, барита. В алевропелитовом цементе присутствуют тончайшие чешуйки серицита и ромбики доломита. Местами в нем встречаются крупные включения галенита, прожилки и пылевидная вкрапленность сфалерита и тонкая вкрапленность пирита. Все эти минералы уже были в известняках и глинистых илах при образовании брекчии, причем условия для роста и скопления галенита и сфалерита в илах были более благоприятными, чем в известняках, так как размеры выделений и концентрация этих минералов в цементе брекчии значительно больше, чем в обломках известняка. Возможно также, что обогащению цемента рудными минералами способствовал некоторый переувлажнение осадков.

Залегание крупнообломочных разностей брекчий в нижней части тела позволяет предполагать их более раннее образование, чем остальных видов брекчий. Это образование типа локального берегового оползня неполностью затвердевших осадков, которые содержали рудную минерализацию и частично обогатились ею при перемещении в результате взмучивания илистой части осадка и некоторого ее выноса подводными течениями. Образование брекчий растрескивания и взрывления в верхней части тела вызвано спокойными условиями при их формировании. При таком объяснении генезиса брекчий понятной становится и их линзообразная форма. Оползень произошел или при землетрясении, или был вызван гравитационными силами, связанными с крутыми углами наклона дна, на котором отлагались осадки.

Другими не менее интересными породами, содержащими рудную минерализацию (пирит, сфалерит, редко галенит), являются известняки и алевролиты, образующие сложную слоистую толщу, которая завершает разрез девона в районе. Эта толща сложена тонкими переслаивающимися (1—5 см) слоями известняка, алевролита и реже аргиллита. Характерной ее особенностью являются наблюдающиеся местами вытянуто-округлые образования возникшие на месте известняковых прослоев, в результате чего порода приобретает линзовую текстуру (фиг. 6).

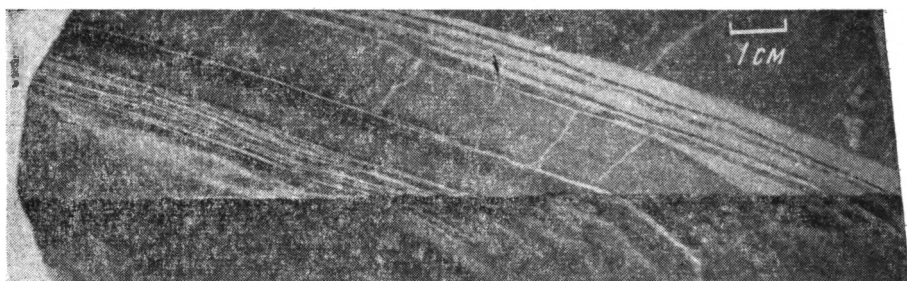
Известняк здесь представлен доломитистой разностью, в которой среди тонкозернистого кальцита (0,01—0,025 мм) выделяются его чистые, белые псевдосферолиты диаметром 0,25—0,40 мм, сложенные более крупными зернами кальцита и отдельными прослоечками и цепочками зерен доломита. В кальците много пленок бурого органического вещества и довольно равномерная тончайшая вкрапленность пирита.

Алевролиты состоят из тончайших чешуек гидрослюды, песчинок кварца размером 0,016—0,04 мм, пленок и комочков органического



Фиг. 6. Известняково-алевролитовая порода линзовой текстуры (известняк белое, алевролит — темное)

Фото Г. М. Чеботарева



Фиг. 7. Тонкие пропластки пирита (белое), переслаивающиеся с доломитовым известняком (серое) и алевролитом (темно-серое)

Фото Г. М. Чеботарева



Фиг. 8. Сплошная тонкополосчатая пирит-сфалеритовая руда с редкими прослойками аргиллит-алевролита (темно-серое). Пирит — светло-серое; сфалерит — серое.

Фото Г. М. Чеботарева

материала и рассеянной тончайшей вкрапленности пирита. Карбонаты образуют в глинистом материале цепочки и прерывистые скопления и представлены больше доломитом.

Рудная минерализация в толще известняков и алевролитов, как правило, образует маломощные (до 0,5 м) пропластки сплошного пирита, иногда тонко переслаивающегося со сфалеритом. Сравнительно часто по слоистости алевролитов наблюдаются вкрапления пирита, переходящие в тонкие прослойки. На фиг. 7 видно, что прослой пирита располагаются как в известняке, так и в алевролите. Местами прослой пирита чередуются с прослоями сфалерита, образуя своеобразные тонкослоистые пирит-сфалеритовые руды (фиг. 8).

Местами некоторые прослой известняка содержат небольшие (2—3 см в поперечнике) включения черного или буровато-серого яшмовидного кремня, вблизи которого иногда встречаются мелкие вкрапления сфалерита и реже галенита. Нередко сфалерит и галенит выполняют трещинки в самом кремне.

Особенностью рудной минерализации является незначительное развитие галенита при явном преобладании пирита и сфалерита. Причины этого не выяснены.

Результаты химических анализов седиментационной брекчии и разрыхленных известняков и алевролитов из толщи, отобранных по возможности без видимой рудной минерализации, приведены в таблице¹.

Компоненты	Содержание, вес. %			
	седиментационные брекчии (среднее из трех проб)	алевролит (алевролитовый доломит)	известняк доломитовый (среднее из двух проб)	известняк с кремнистыми желваками
SiO ₂	19,88	48,18	15,09	17,07
R ₂ O ₃	6,69	16,85	6,61	0,67
CaO	34,81	10,66	39,21	44,76
MgO	1,48	5,05	3,05	0,65
CO ₂	28,64	11,96	33,97	35,48
BaO	2,02	0,04	0,03	0,02
C	0,72	0,58	1,05	Следы
SO ₃ общ	4,75	2,40	1,19	0,40
Pb	0,14	0,002	0,002	0,003
Zn	0,72	0,008	0,060	0,020
Сумма	99,85	95,73	100,26	99,07
В том числе:				
SO ₃ сульфатн.	0,22	0,00	0,00	0,28
SO ₃ связан. с BaO	1,06	0,02	0,01	0,01
S сульфидн.	1,47	0,95	0,47	0,16
Нерастворимый остаток в 10%-ной HCl	31,28	64,65	20,49	17,90

Как видно из таблицы, все эти породы содержат значительные количества кремнезема за счет загрязнения их песчаными частичками, и углерода. Последнего мало только в известняках с кремнистыми желваками. Углерод в породах образовался целиком за счет его органического вещества.

¹ Анализы выполнены в центральной химлаборатории Главгеологии УзССР, г. Ташкент, руководитель Е. Н. Стрельникова.

Состав пород подтверждает принадлежность их к прибрежным морским (возможно, частично лагунным) фациям, в которых условия отложения часто менялись, причем периоды отложения карбонатного вещества закономерно сменялись периодами отложения терригенного материала. Об этом свидетельствует большей частью тонкое переслаивание известняков с алевропелитами и алевролитами. Преимущественно темная окраска прослоев последних и наличие сульфидов указывают на отложение их в условиях недостатка кислорода.

Источником металлов в морской воде скорее всего являлась близлежащая суша, сложенная кислыми эффузивами. Очевидно, эти эффузивы содержали не только кларковое количество полиметаллов, но и их месторождения, продукты разрушения которых могли дать новые концентрации, но уже в илистых прибрежных осадках моря.

Таким образом, те же элементы, которые были в размывавшихся породах, оказались и во вновь образованных осадках. Только при этом в одних местах они образовали промышленные скопления, а в других рассеялись и дали те убогие содержания, которые фиксируются в среднедевонских доломитизированных известняках.

Сингенетичный характер описанной рудной минерализации доказывается: а) полным отсутствием изменений вмещающих пород, которые обычны в случае гидротермальной минерализации; б) наличием обломков рудных минералов (в седиментационных брекчиях); в) приуроченностью оруденения к напластованию и образованием характерных полосчатых текстур руд.

Наличие рядом с сингенетической минерализацией минерализации переотложенной, условно гидротермальной, является исключительно интересным фактом. Напрашивается вывод, что так называемые гидротермальные месторождения могут быть образованы в благоприятных условиях (возможности перемещения растворов) за счет перераспределения сингенетичной минерализации, находящейся в тех же породах. Движущими факторами перераспределения являлись новые условия, в какие попала материнская порода при метаморфизме. Главную роль при этом, очевидно, играло ее обезвоживание. Вытеснявшиеся поровые воды, несомненно насыщенные теми же элементами, которые содержатся в породе, являлись в данном случае «рудными растворами», образовавшими «гидротермальные месторождения» (Сауков, 1960). Тем самым подтверждается факт постоянного перемещения вещества внутри рудного контура, на что неоднократно указывал в своих работах А. С. Уклонский (1955, 1957).

Наличие обломков сульфидов в седиментационных брекчиях позволяет считать, что металлы в осадках могут присутствовать не только в сорбированной форме (Рожкова и др. 1956), а и при определенных условиях и в виде сульфидов, которые образуются до затвердевания отложений.

В заключение необходимо отметить, что условия нахождения свинцово-цинковой минерализации в описываемом районе подтверждают, по мнению автора, общую для Средней Азии картину размещения полиметаллов в карбонатных и карбонатно-глинистых отложениях девона (Сумсар, Калкан-Ата, Каратау, Алтын-Топкан). Отнесение сульфидных месторождений к различным типам (Калкан-Ата — осадочное и Алтын-Топкан — скарновое) объясняется различной степенью метаморфизма одних и тех же девонских отложений с сингенетической свинцово-цинковой минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

- Рожкова Е. В., Щербак О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. В сб. «Вопр. геохимии». Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 46, 1960.
- Уклонский А. С. О перемещенных минералах. Изв. АН УзССР, № 8, 1955.
- Уклонский А. С. К вопросу о перемещенных минералах в полиметаллических месторождениях. Тр. СазПИ, вып. 4, Ташкент, 1957.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбоната Русской платформы. Изд. АН СССР, 1958.
- Шадлун Т. Н. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита в колчеданных залежах. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 4, 1950.

Зеравшанская ГРЭ
Главгеология УзССР
Самарканд

Дата поступления
13.VII.1964

УДК 551.733.1 (471.501)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕТАГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Н. В. ЛОГВИНЕНКО

На западном склоне Северного Урала, в бассейне р. Язьвы, по данным К. А. Львова и А. И. Олли (Львов, Олли, 1935; Львов, 1955; Олли, 1956), наблюдается следующий непрерывный разрез терригенных отложений различной степени измененности (снизу вверх):

Вогульская свита ($Ст_1$). Филлиты, зеленые сланцы, туффиты, мрамор . . .	650 м
Хобейнская свита ($Ст_1$). Слюдистые кварциты, альбит-серицит-кварцевые сланцы и филлиты . . .	900 м
Маньинская свита ($Ст_1—Ст_2$). Филлиты. Слюдисто-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты . . .	более 1000 м
Ашинская свита ($О_1—О_2$). Глинистые и филлитоподобные сланцы, сланцеватые алевролиты и песчаники, кварцито-песчаники, конгломераты, с угловым несогласием залегающие на породах маньинской свиты . . .	более 3500 м
Косьвинская свита ($О_2—S_1$). Глинистые и углистые сланцы, алевролиты, песчаники и конгломераты, согласно залегающие на отложениях ашинской свиты . . .	более 1500 м
На косьвинской свите с угловым несогласием залегают терригенные отложения девона . . .	500 м

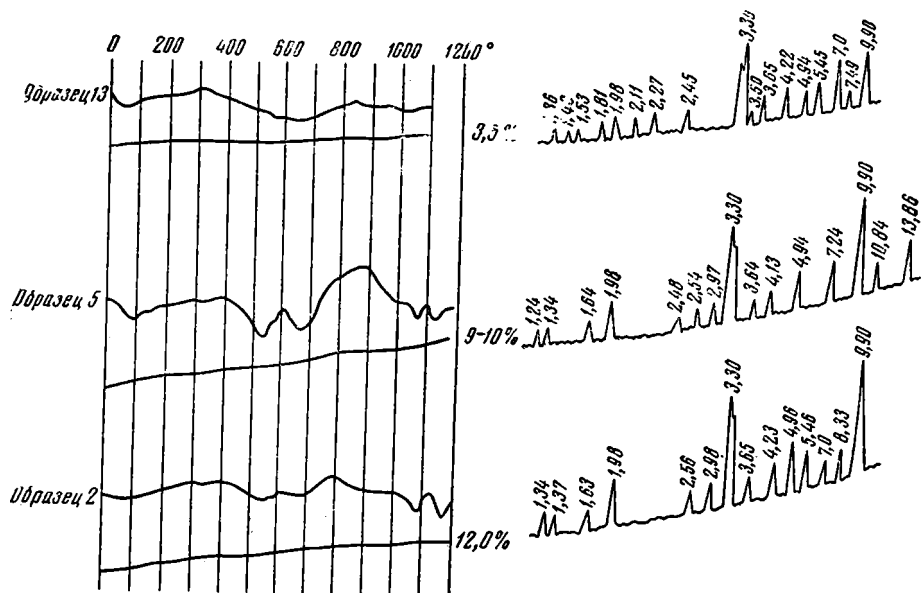
Толща терригенных пород слагает Колчимский антиклинорий, западное крыло которого осложнено складками второго порядка с крутыми углами падения ($80—85^\circ$ по кембрию, $60—70^\circ$ по ордовика).

Зернистые породы ашинской свиты разнообразны по размеру частиц и сортировке: от грубозернистых с гравием и галькой до мелко- и тонкозернистых и алевролитов. Преобладают разнотернистые, преимущественно средне- и крупнозернистые песчаники. Первичная форма обломочных зерен окатанная, хорошо окатанная, реже угловато-окатанная.

По минеральному составу — это олигомиктовые полевошпатово-кварцевые породы с незначительным содержанием обломков горных пород. Главными минералами являются кварц, кислый плагиоклаз, редко ортоклаз и микроклин, в небольшом количестве присутствуют биотит, обломки кварцитов, песчаников, кремнистых сланцев и эффузивов (единичные зерна).

По содержанию цемента встречаются все разности от песчаников, почти лишенных цемента, до песчаников с базальным цементом, в которых обломочные зерна не соприкасаются друг с другом. В составе цемента преобладает гидрослюда, близкая к серициту, встречается хлорит, иногда агрегаты вторичного кварца, регенерационные каемки кварца и карбонаты (кальцит, доломит, реже железистый карбонат). Гидрослюда имеет высокие показатели преломления: $N_g=1,591—1,597$; $N_p=1,562—1,560$; $N_g—N_p=0,030—0,036$. Хлорит типа рипидолита с

$Nm \approx 1,630-1,634$. На кривой нагревания¹ фракций выделенного из песчаника цемента наблюдаются эндотермические эффекты в области 100, 500—700, 1000—1100° и экзотермические эффекты при температуре 300—400 и 800—900°. Рентгенограмма частично текстурированного



Фиг. 1. Кривые нагревания и дифрактограммы образцов.

13 — цемент песчаника ашинской свиты, 5 и 2 — коллоидные фракции филлитоподобных сланцев ашинской свиты

образца дала следующую серию базальных рефлексов гидрослюда — 9,9; 4,94; 3,30; 2,45; 1,98 кХ и хлорита — 7,0; 3,50 кХ. Остальные рефлексы принадлежат кварцу, примесь которого фиксируется и термическим анализом (слабая эндотермическая реакция при температуре 575° (фиг. 1, обр. 13).

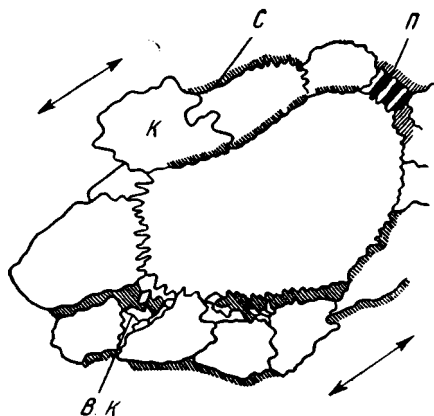
В песчаниках с малым содержанием цемента текстуры массивные (кварцито-песчаники), с большим — сланцеватые. Плотность зернистых пород высокая; удельный вес 2,64, 2,67, объемный вес 2,58—2,64; пористость 1,2—2,2%.

Глинистые породы представлены глинистыми и углистыми филлитоподобными сланцами, раскалывающимися на тонкие плитки с шелковистыми поверхностями скола. В составе сланцев преобладает гидрослюда, близкая к серициту, хлорит, вторичный кварц и высокометаморфизованное углистое вещество. В переменном количестве присутствуют обломочные минералы и их реликты алевритовой и песчаной размерности (кварц, полевые шпаты). На кривой нагревания коллоидной фракции филлитоподобных сланцев наблюдаются эндотермические эффекты при температуре 100, 500—600, 600—700 и 1000—1200° гидрослюда, серицита и хлорита. Рентгенограмма текстурированного образца дала серию базальных рефлексов гидрослюда — серицита — 9,9; 4,94; 3,30; 2,54; 1,98 и хлорита — 13,86; 7,24 3,64 кХ. Слабые эндотермические

¹ Кривые нагревания и потери веса сняты сопряженно, скорость нагревания 20 град/мин. Дифрактограммы сняты на установке УРС-50ИМ, FeAK с β-фильтром. Анализы выполнены на кафедре минералогии и петрографии Харьковского университета.

эффекты при температуре 300—400° и линии с межплоскостным расстоянием 4,13; 2,48; 1,64 кХ свидетельствуют о наличии примеси гидроокислов железа (см. фиг. 1, обр. 5 и 2).

Изменение обломочных зерен в песчаниках, бедных цементом, проявляется в их растворении под давлением с образованием конформных структур (взаимное приспособление поверхности зерен), инкорпорации (внедрение одних зерен в другие) и микростилолитизации (зубчатое сочленение зерен благодаря растворению и внедрению под давлением). Из всех перечисленных типов структур наибольшее распространение имеет микростилолитовое сочленение зерен.



Фиг. 2. Две системы микростилолитовых контактов в песчанике ашинской свиты (зарисовка).

к — кварц, п — плагиоклаз, с — серицит, в.к. — вторичный кварц, стрелка — направление напластования

Этот процесс, по-видимому, начинается еще во время катагенеза (эпигенеза) под воздействием нагрузки вышележащих толщ (мощность ашинской свиты более 3500 м, сохранившихся пород кровли более 2000 м) и продолжается в стадию метагенеза. Доказательством этого служат микростилолиты, развитые параллельно поверхности напластования (фиг. 2). Образовавшийся при растворении кварца кремнезем отложился здесь же в виде регенерационных каемок и агрегатов вторично-

го кварца в порах. Зерна кислого плагиоклаза окружены каемками вторичного альбита, последний наблюдается иногда и в порах.

Микростилолитовое сочленение возникает между зернами кварца, кварца и обломков пород, кварца и полевого шпата. Особенно интересно наличие микростилолитов между зернами кварца и полевого шпата, окруженных регенерационными каемками (фиг. 3). Этот факт свидетельствует о том, что процесс растворения и регенерации предшествовал наиболее интенсивному процессу микростилолитизации.

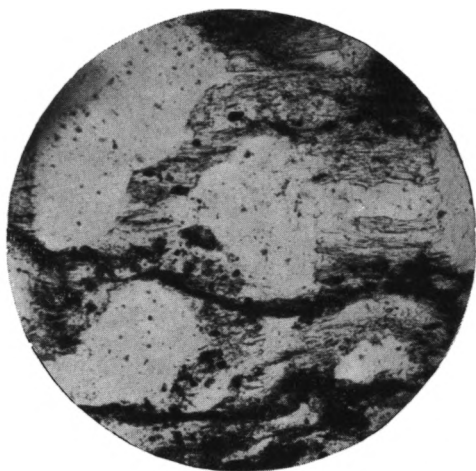
На стадии метагенеза завершается структурное и минералогическое изменение песчаников. Главным агентом изменения является давление стресса. Под воздействием стресса возникают микростилолиты, ориентированные под углом к напластованию (см. фиг. 2). Если стилолиты, параллельные напластованию, можно назвать зачаточными, то стилолиты, ориентированные под углом к напластованию, хорошо развиты, имеют очень высокие зубцы (столбики), и иногда стилолитовое сочленение переходит в бластез периферической части зерна.

Давление нагрузки вышележащих толщ на глубине 5000—7000 м достигает 1400—1800 кг/см², еще более значительно давление стресса. На точечных контактах между зернами давление увеличивается в десятки раз. Однако высокое давление без наличия растворов привело бы только к раздроблению зерен. Известно, что в порах горных пород почти всегда имеется вода, а на больших глубинах присутствуют минерализованные воды и рассолы (щелочные, сульфатные и хлоридные).

На глубинах 5000—7000 м температура повышается до 150—250° (без учета повышения температуры за счет механического движения). Как показал Н. И. Хитаров (1953), растворимость кварца повышается с увеличением давления и температуры. Кварц, практически нераство-



Фиг. 3. Микростилолитовое сочленение зерна кварца с каемкой вторичного альбита
Песчаник ашинской свиты, увел. 200, николи +



Фиг. 5. «Бородатые» зерна кварца и перемычки между обломочными зернами, состоящие из вторичного кварца, темные полосы — кливаж разрыва
Песчаник ашинской свиты, увел. 100, при одном николе



Фиг. 7. Участок проявления «сквозных движений» с многочисленными поверхностями кливажа разрыва (темные полосы)
Песчаник ашинской свиты, увел. 100, при одном николе

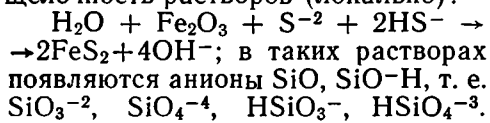


Фиг. 8. Участок проявления стресса в виде однозначной — параллельной ориентировки чешуйчатых минералов (кливаж течения)
Песчаник ашинской свиты, увел. 120, при одном николе..., николи +

римый в воде при обычной температуре и давлении, растворяется в воде при температуре 300° и давлении 100 ат в количестве 245 мг/л , при той же температуре и давлении 500 ат — 600 мг/л ; в воде, содержащей хлориды и бикарбонаты, при температуре равной 300° и 100 ат — 1887 мг/л .

Кварц растворяется в растворах, имеющих щелочную реакцию. Исследование Гринберга и Прайса (Greenberg and Price, 1957) показали, что растворимость коллоидного кремнезема резко возрастает при $\text{pH} > 10$. Наличие в исследованных породах серицита, гидрослюда, хлорита и карбонатов свидетельствует о щелочной среде минералообразования. Поверхности микростилолитов часто покрыты пленками гидрослюда, серицита, хлорита, иногда железистыми и органическими налетами.

По мнению Лербекмо и Плетта (Lerbekmo and Platt, 1962), окислы железа, восстанавливаясь в сульфатных растворах, образуют пирит и избыток ионов OH^- , повышающий щелочность растворов (локально):

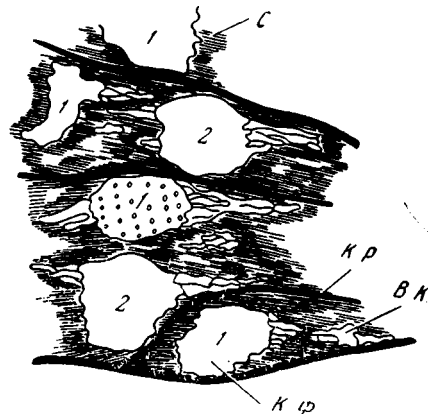


Таким же образом воздействует и органическое вещество. Следовательно, органическое и глинистое вещество, карбонаты и окислы железа являются катализаторами — повышают растворимость кварца.

Иначе происходит изменение обломочных зерен в песчаниках и алевролитах, богатых цементом, где непосредственного соприкосновения обломочных зерен не наблюдается. Здесь действует явление направленной коррозии и кристаллизации под влиянием давления стресса. Обломочные зерна растворяются со стороны, откуда направлено давление, и наращиваются в виде вторичного кварца, часто прорастая серицитом и хлоритом, со стороны, перпендикулярной давлению (принцип Рикке). О большом значении этого явления недавно напомнил Жан Гогель (1963). В результате направленной коррозии и кристаллизации образуются уплощенные (а в сочетании с механическим движением — линзовидные) «бородатые» зерна (фиг. 4).

Дальнейшее развитие процесса приводит к появлению перемычек между обломочными зернами, сложенными вторично кварцем (фиг. 5), и полному исчезновению обломочных зерен — замене их агрегатами полосчатого и линзовидного кварца в метаморфических породах.

«Бородатые» зерна встречаются двух типов: первый тип, когда «бороды» образованы вторичным кварцем, изображен на фиг. 4, второй отличается от первого тем, что «бороды» сложены щетками серицита, хлорита, гидрослюда и только в минимальном количестве появляются новообразования вторичного кварца. Вероятно, это зачаточная стадия образования «бородатых» зерен, когда условия для растворения кварца были недостаточно благоприятны.



Фиг. 4. «Бородатые» зерна кварца в песчанике ашинской свиты (зарисовка):

к — кварц, с — серицит, в. к. — вторичный кварц, 1 — нормальный кварц, 2 — кварц с волнистым погасанием, к. р. — кливаж разгыва. Зерно с точками — кварц с пузырьками жидкости и газа

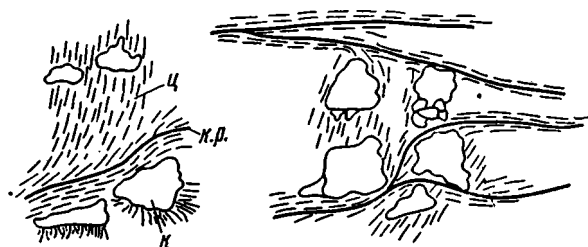
Описывая подобные явления в юрских породах Кавказа, Кириллова (1962) приходит к выводу, что щетки образуются в «деформационных тенях», в которых растворы застывали.

В песчаниках ашинской свиты наблюдается также механическая деформация зерен без разрыва и с разрывом сплошности — катаклиз. Однако эти явления развиты слабо.

Из других обломочных минералов в песчаниках присутствует слюда, главным образом биотит. В процессе метатекстур биотит превращается

в пакеты хлорита и мусковита и в мусковит.

Глинистое вещество цемента песчаников и алевролитов переходит в гидрослюда — серицит, серицит и хлорит. Характерной особенностью цемента является однозначная ориентировка чешуек минералов, направленная перпендикулярно стрессу и почти всегда под углом к напластованию, согласно с направлением наиболее



Фиг. 6. Изменение ориентировки чешуйчатых минералов цемента вблизи поверхности кливажа разрыва.

Песчаник ашинской свиты (зарисовка): к — кварц, ц — цемент, к. р. — кливаж разрыва

более развитых микростилолитов. Очень редко ориентировка чешуек совпадает с напластованием (это зависит от положения в структуре и ориентировки давления стресса).

Описанное явление получило название кливажа течения² и наблюдается во всех породах разреза. Наряду с ориентировкой чешуйчатых минералов, уплощением и образованием «бородатых» зерен, в результате направленной коррозии и кристаллизации появляются линзовидные сегрегационные образования из серицита и вторичного кварца.

Развитие тех же тангенциальных напряжений, которые вызывают стресс, приводит к дифференциальному движению масс — «сквозным движениям», по Ф. Д. Тернеру (1951). Эти движения проявляются в сколе и скольжении одних частей породы по другим по бесчисленным поверхностям. Это так называемый кливаж разрыва. Если кливаж течения возникает нормально к направлению давления, то кливаж разрыва образуется параллельно плоскостям максимальных касательных напряжений. Он обычно направлен под некоторым углом к ориентировке чешуйчатых минералов, а иногда согласно с ней.

Поверхности кливажа разрыва почти всегда обтекают обломочные минералы каркасного строения, обладающие большой прочностью. Так, например, временное сопротивление сжатию кварца при всестороннем давлении в 1 ат составляет 24200 кг/см², при 9000 ат — 27 500 кг/см², сопротивление сдвигу несколько меньше (Берч, Шерер, Спайсер, 1949).

В песчаниках без цемента или с небольшим его содержанием кливаж разрыва, как правило, не проявляется. Перемещение по поверхностям кливажа разрыва обычно небольшое (доли миллиметра, миллиметры) наблюдается в тех редких случаях, когда поверхности кливажа проходят через зерна кварца или полевого шпата. При дви-

² Данный термин неудачен, так как это не течение, а перекристаллизация под давлением стресса.

жении масс по кливажу разрыва в движении вовлекаются чешуйчатые минералы цемента и изменяется их ориентировка (фиг. 6).

Поверхности кливажа разрыва были путями циркуляции растворов, о чем можно судить по их ожелезнению.

В глинистых породах (в шлифах) наблюдается мелкая пльчатость, часто переходящая в разрывы.

Дифференциальные движения масс проявляются не во всех породах разреза. Встречаются участки (одинаковые по прочим показателям) с большим количеством поверхностей кливажа, единичными поверхностями и участки, почти лишенные их. Вероятно, это связано с механизмом движений: при одновременном вращательном и поступательном движении, когда субстрат неподвижен, одна часть породы перемещается на значительное расстояние, другая проходит небольшой путь, а третья остается на месте.

Для сравнения приводим две микрофотографии песчаников из разных частей разреза (фиг. 7 и 8). На фиг. 7 наблюдается масса поверхностей кливажа разрыва (темные полосы), в составе цемента песчаников преобладают хлорит и серицит. В песчанике на фиг. 8 сохраняется обломочная структура, в составе цемента преобладает гидрослюда, близкая к серициту (обр. 13), в небольшом количестве присутствует хлорит. От нормальных осадочных пород песчаник отличается минеральным составом цемента и наличием кливажа течения (закономерная ориентировка чешуйчатых минералов, перпендикулярная давлению). Таким образом, в разрезе глубоко измененных пород ашинской свиты мы встречаем породы более и менее измененные. Нечто подобное описано А. В. Сидоренко и А. И. Луневой (1961) в метаморфических породах.

Граница между осадочными и метаморфическими породами, вероятно, представляет собой зону некоторой мощности, в которой встречаются как глубоко измененные осадочные породы, содержащие пласты метаморфических пород, так и метаморфические породы, содержащие пласты глубоко измененных осадочных пород.

Границу между осадочными и метаморфическими породами следует проводить ниже описанных нами пород по появлению бластических структур, полной или почти полной перекристаллизации обломочных зерен, широкому развитию мусковита, альбита и эпидота как породообразующих минералов и появлению биотита. Породы ашинской свиты, как было показано выше, подстилаются настоящими метаморфическими породами фации зеленых сланцев.

Парагенез минералов, структуры, текстуры и высокая плотность дают основание относить породы ашинской свиты к зоне глубинного метатенеза. Наличие диоктаэдрической гидрослюда не является препятствием для этого. Гидрослюда имеет устойчивую мусковитоподобную решетку и сохраняется при достаточно высоких температурах и давлениях. Гидрослюдистые филлиты и кристаллические сланцы неоднократно описывались в докембрии Украины (Семененко и др., 1956). Стильпномелан — обычный минерал зоны метатенеза и фации зеленых сланцев, как показали исследования Лазаренко (1954), является типичной гидрослюдой. Очевидно, полное преобразование глинистых минералов в слюды зависит не только от термодинамических условий, но и от наличия строительного материала — соответствующих катионов в растворах.

Аналогичные изменения осадочных пород наблюдались нами в силурийских отложениях Прибалхашья, пермских отложениях Восточного Забайкалья, каменноугольных отложениях Предкавказья (склад-

чатое основание платформы) О. А. Черниковым (1963) в каменноугольных отложениях Восточного склона Южного Урала, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1957) в пермских отложениях Верхоянья, Д. Д. Мазановым (1955, 1963) в юрских отложениях Большого Кавказа.

Метагенез терригенных пород геосинклиналей происходит в условиях глубокого погружения, значительного повышения гравитационного давления и температуры при ведущей роли стресса. Характерной особенностью этого процесса является изменение и перекристаллизация глинистых минералов, интенсивное развитие направленной коррозии и кристаллизации, микростилолитизации, проявление кливажа течения и разрыва. Всегда в той или иной степени наблюдается катаклаз и бластез, затрагивающие периферическую часть обломочных зерен. Роль метасоматоза в процессах минералообразования заметно повышается. В олигомиктовых полевошпатово-кварцевых (и аркозовых) песчаниках возникает парагенез аутигенных минералов — диоктаэдрической гидрослюдь, близкой к серициту, серицита (иногда мусковита), хлорита, кварца при непостоянном участии карбонатов. Эпидот, альбит, мусковит, так же как сфен, турмалин, рутил, являются аксессуарными минералами. Формируются структуры, характерные для метаморфических пород: сланцеватые линзовидно-сегрегационные, мозаичные, шиповидные и др.

Глинистые породы превращаются в глинистые и филлитоподобные сланцы гидрослюдисто-хлоритового, гидрослюдисто-серицито-кварцевого и серицито-хлоритового состава, песчаники — в кварцито-песчаники и песчаники-кварциты.

Дальнейший рост давления и температуры за счет усиления стресса и погружения или более длительное воздействие термодинамических условий зоны метагенеза преобразует метаморфизованные осадочные породы в настоящие метаморфические.

Метагенез проявляется в нижнем и среднем структурном ярусе геосинклиналей, где мощность осадочных пород достаточно велика (несколько тысяч метров), где наблюдается интенсивная складчатость и дифференциальные движения масс.

В верхнем структурном ярусе геосинклиналей и в краевых прогибах, где мощность отложений сравнительно невелика и слабо проявляется складчатость, изменение осадочных пород происходит под воздействием тех же факторов, что и на платформе. Роль стресса здесь невелика или стресс не проявляется совсем. Примером могут служить каменноугольные отложения Прибалхашья, среднекаменноугольные отложения Центрального Донбасса, находящиеся на стадии глубинного катагенеза (эпигенеза), среднекаменноугольные отложения Северо-Западного Донбасса, третичные отложения юго-востока Большого Кавказа, находящиеся на стадии начального катагенеза (эпигенеза) — зона неизмененного глинистого цемента.

Фактор времени, несомненно, играет существенную роль как в условиях платформы, так и в условиях геосинклиналей. Однако в геосинклиналях воздействие геосинклинального режима является более существенным. Это видно хотя бы из того, что верхнеюрские отложения Верхоянья (зона кварцево-хлоритового цемента) и каменноугольные отложения Прибалхашья обнаруживают примерно одинаковую степень изменения — глубинный катагенез (эпигенез), а ордовикские отложения Урала и юрские отложения Большого Кавказа находятся на стадии глубинного метагенеза. В первом случае мы имеем дело с верхним структурным ярусом геосинклиналей и с краевыми прогибами, во втором — с нижним структурным ярусом геосинклиналей.

ЛИТЕРАТУРА

- Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд. иностр. лит., 1949.
- Гогель Жан. Анализ механизма складкообразования. Сов. геология, № 8, 1963.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. В сб. «Складчатые деформации земной коры их типы и механизм образования. Изд. АН СССР, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Элементы стадийного анализа. Методы изучения осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1957.
- Лазаренко Е. К. О стильномелане. Минералог. Сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 8, 1954.
- Львов К. А., Олли А. И. Об отношении среднего девона к ашинской свите и возрасте немых толщ Западного склона Урала. Зап. Всес. минералог. о-ва, № 2, 1935.
- Львов К. А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. Совещание по унифицированной схеме стратиграфии Урала и соотношения древних свит Урала и Русской платформы. Тез. докл. 1956.
- Мазанов Д. Д. О вторичных минералах и минералообразовании в возможных коллекторах средней юры Северо-Восточного Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, № 8, 1955.
- Мазанов Д. Д., Сеидов А. Г. Литолого-минералогическая характеристика глинистых сланцев юры южного склона Большого Кавказа (Белаканчай и Елису). Докл. Азерб. ССР, № 3, 1963.
- Олли А. И. Еще раз о возрасте ашинской свиты на Урале и ее взаимоотношение с доказанным палеозоем. Сов. геология, сб. № 45, 1955.
- Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1951.
- Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика, устойчивости и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. Тр. 4 совещ. по эксперим. минерал. и петрогр., вып. 2. Изд. АН СССР, 1953.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.
- Семенов Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В., Ладиева В. Д., Макухина А. А. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Изд. АН УССР, 1956.
- Черников О. А. К вопросу о вторичных изменениях осадочных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Greenberg S. A. and Price E. W. The solubility of silica in solution of electrolytes. J. Phys. Chem., v. 61, 1957.
- Lerbekmo J. F. and Platt R. L. Promotion of pressure-solution of silica in sandstones. J. Sediment. Petrol., v. 32, No. 3, 1962.

Харьковский университет

Дата поступления
20.IV.1964

К ПОЗНАНИЮ АУТИГЕННЫХ СИЛИКАТНЫХ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ В СОЛЕНОСНЫХ ПОРОДАХ

М. В. ПАСТУХОВА

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопрос об аутигенном минералообразовании в осадках и породах водоемов зоны аридного литогенеза представляет несомненный интерес. В этом смысле некоторые порбды соленосных толщ изучены недостаточно. Большинство работ посвящено детальному описанию собственно соляных пород и слагающих их соляных минералов (Яржемский, 1949, 1957, 1960; Валяшко, 1951, 1952, 1962; Лобанова, 1949, 1956, 1959, 1960; Дубинина, 1951, 1954 и др.).

В значительно меньшей степени и с меньшей детальностью изучены хемогенно-терригенные породы соленосных толщ (соляные глины, алевролиты, мергели и др.), слагающие их компоненты, а также процессы аутигенного минералообразования в этих породах (Яржемская, 1954; Писарчик, 1956; Пастухова, 1965; Нау, Moiola, 1958). А между тем давно было отмечено, что по сравнению с зоной гумидного литогенеза в терригенных осадках бассейнов зоны аридного литогенеза процессы аутигенного минералообразования начинают играть все более заметную роль, что обусловлено спецификой среды соляного водоема (Страхов, 1962; Ратеев, Осипова, 1958; Ратеев, 1964).

Ранее было описано аутигенное образование силикатов и алюмосиликатов в эйфельской терригенно-галогенной формации Тувинской котловины (Пастухова, 1965). Задача данной статьи состоит в том, чтобы дать обзор аутигенного силикатообразования в соленых водоемах вообще, поскольку это может быть сделано на основе современных данных по солеродным бассейнам.

2. АУТИГЕННЫЕ СИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ДРЕВНИХ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩАХ МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

Необходимо отметить, что специальных работ, посвященных этому вопросу, немного (Ратеев, Осипова, 1958; Ратеев, 1963, 1964; Писарчик, 1956; Яржемская, 1954; Нау, Moiola, 1963).

В большинстве случаев авторы, изучавшие породы той или иной соленосной толщи, отмечают в них присутствие глинистых и других минералов, но не приводят никаких данных об их происхождении. Кроме этого, часто оказывается, что методика исследования таких минералов явно недостаточна: отсутствуют данные рентгеновского изучения глинистых минералов и микроскопии, что не позволяет выяснить соотношения обломочных и аутигенных минералов, степень их изменности, а также особенности их образования.

В морских водоемах низкой солености на стадии отложения известковых осадков (верейский бассейн Русской платформы) отмечается некоторое усиление аутигенного минералообразования. В этих породах наблюдается аутигенная генерация диоктаэдрических гидрослюдов удлиненно-призматической формы (Ратеев, 1964).

При интенсивном доломитообразовании в диагенезе начинается аутигенная генерация магнезиальных силикатов палыгорскита и сепиолита (каширский бассейн Русской платформы), чему способствует повышенное содержание растворенного кремнезема и магния в аридном водоеме (Ратеев, 1963).

В гипсоносной лагуне Ферганского палеогенового залива, где шло интенсивное образование доломита, в диагенезе по М. А. Ратееву и А. Н. Осиповой (1958), генерировался Mg-силикат—сепиолит. М. А. Ратеев (1963) отмечает седиментационно-диагенетический сепиолит и отчасти палыгорскит в толще доломитовых, часто загипсованных пород карбона Русской платформы.

В водоемах сульфатной стадии соленакопления, в которых шло образование преимущественно гипса (или ангидрита) с примесью доломита, сепиолит уже не отмечается. По данным Я. К. Писарчик (1956), в мотской свите нижнего кембрия Иркутского амфитеатра, в сульфатно-карбонатно-обломочных и доломито-ангидритовых породах глинистое вещество складывается гидрослюдой и магнезиальными гидрохлоритами. Частицы Mg-гидрохлорита на электронных снимках имеют вид удлиненных и изометрических частиц.

Е. А. Яржемская (1954) в соляных породах Рижского гипсового месторождения (верхний девон) отмечает присутствие гидрослюды в виде мелких неправильной формы частичек, по-видимому, обломочного происхождения.

Дж. Гаррисон и Дж. Дросте (Harrison, Droste, 1960) в гипсоносных осадках юго-западной Индианы (нижний карбон) описывают хорошо окристаллизованный иллит (60% глинистой фракции) и хлорит, обладающий различной кристалличностью (30%). Каолинит здесь отсутствует. Авторы считают, что глинистые минералы в большей степени отражают состав пород источника сноса, чем влияние среды осадко-накопления.

В сульфатной толще Челкарского поднятия, покрывающей соляные отложения, в засоленных серо-зеленых глинах В. В. Лобановой (1960б) определены глинистые минералы типа гидрослюды.

Итак, в водоемах с соленосностью от 15 до 27%, где шла садка гипса, по данным большинства авторов, глинистые минералы — гидрослюда, хлорит, иллит — монтмориллонит, встречающиеся там, имеют обломочное происхождение и не претерпевают заметных изменений. Однако едва ли этот вывод справедлив, ибо в нижнекембрийских соленосных отложениях Сибири отмечаются отчетливые аутигенные Mg-гидрохлориты. По нашим данным, в гипсоносных глинах, замещающих по простиранию к западу соленосную толщу месторождения Туз-Таг, также присутствуют аутигенные удлиненно-призматические гидрослюды и хлорит, которые так хорошо развиты в соляных глинах Туз-Тага. Таким образом, вопрос об интенсивности аутигенного силикатообразования на сульфатной стадии осолонения морских бассейнов подлежит дальнейшему изучению и уточнению.

Интересен комплекс аутигенных минералов в морских водоемах галитовой стадии соленакопления, когда минерализация воды достигала 25—30% и шла садка галита с ничтожной примесью ангидрита, доломита, магнезита и других хемотропных минералов.

В нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра изучалось глинистое вещество соляных пород — каменной соли (Писарчик, 1956). Содержание MgO здесь во фракции $<0,001$ мм повышается от 7—9% внизу свиты до 20% вверху, а содержание K_2O убывает от 2,5 до 0,8%. Термический анализ показывает присутствие Mg -алюмосиликатов. Автор считает, что это магнезиальные и железисто-магнезиальные гидрохлориты. С повышением солености водоема, что соответствует времени отложения усольской свиты, количество MgO возрастает до 24,9%, т. е. количество аутигенных Mg -гидрохлоритов еще увеличивается. Они возникали, очевидно, в период седиментации и раннего диагенеза в результате обменных реакций между силикатным глинистым веществом, приносившимся в виде взвеси в лагуну, и растворами соленого водоема, содержащего магний.

Основным компонентом соляных глин Белорусского (Старобинского) месторождения каменной и калийной солей верхнедевонского возраста является гидрослюда (Яржемский, 1960).

По данным В. Н. Щербины (1960), в каменной соли Старобинского месторождения гидрослюда является единственным глинистым минералом, причем химический анализ нерастворимого в соляной кислоте остатка показывает следующие содержания окислов (%): MgO 1,3—3,1; Fe_2O_3 2,1—5,3; K_2O 5,7—7,9; Na_2O 1,2—3,0.

А. А. Иванов и др. (1961) описывают в Старобинском месторождении очень интересную соляную глину, залегающую в виде тонкого (0,1 м), выдержанного прослоя среди каменной соли в 14—16 м выше первого горизонта калийных солей. При микроскопическом изучении оказалось, что это пепловый туф, в котором цементом является галлит, а все частицы вулканического стекла замещены аутигенными глинистыми минералами — железистым монтмориллонитом и хлоритом.

В каменной соли Новокарфагеновского месторождения (пермь, по данным Е. А. Яржемской, 1954) содержится до 40% гидрослюды. Химический анализ фракции $<0,001$ мм свидетельствует о повышенном содержании MgO в глин (8,27%).

Ф. Стюарт (Stewart, 1949), изучавший породы нижнего соляного пласта пермского возраста в Эскдейле (Восточный Йоркшир), отмечает наличие в них следующих хемогенных минералов: ангидрита, гипса, галита, доломита, магнезита, целестина и полигалита. Автор указывает на присутствие в соляных породах магнезиального силиката талька ($3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$). Тальк до этого отмечался только в соляных породах Техаса и Нью-Мексико (Schaller, Henderson, 1932).

Было отмечено, что тальк постоянно ассоциирует с галитом, присутствует в тех зонах, где есть галит и отсутствует в массивных ангидрит-карбонатных породах. Тальк в виде тонких пластинок (0,25 мм) располагается вдоль трещинок спайности в зернах галита и сильвина, на границах между зернами галита. Это указывает на его более позднее, чем галита и сильвина, происхождение. В месторождениях Техаса, Нью-Мексико и Эскдейла отмечены случаи замещения галита тальком.

Очень интересный комплекс аутигенных минералов описан В. В. Лобановой (1959, 1960а) в пермских соляных породах поднятия Западный Азгир (Прикаспийская низменность). Здесь в разрезе преобладает каменная соль, в качестве примеси присутствует тенардитовая порода. Соляные породы чередуются с прослоями туфогенных пород, мощностью до одного метра и более. В прослоях туфитов растворимые соли составляют до 40%. Пепловый материал также рассеян в каменной соли в количестве от 2 до 20%.

Отсутствие ангидрита и почти полное отсутствие терригенного материала в соляных породах указывает на малый приток пресных вод с континента, приносивших кальций и взвешенные обломочные частицы. Такое сочетание большого количества пирокластического материала и рапы сульфатного типа, богатой натрием, привело к образованию специфических аутигенных минералов в каменной соли и прослоях туфогенных пород: сирлезита, барита, цеолитов, гиллебрандита. Сирлезит и барит тесно связаны с пирокластическим материалом. Гиллебрандит встречается в зернах галита в виде тонких игольчатых кристаллов. Следует отметить, что при разложении туфогенного материала в солеродном бассейне Западного Азгира образовывался и монтмориллонит.

По данным В. В. Герасимовой (1960), в соленосной свите Северо-Западной Ферганы (олигоцен) наряду с хемогенными породами — каменной солью, ангидритом, гипсом, глауберитом ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$) и мирабилитом ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) — в большом количестве содержатся прослои соляных глин, мощностью от 5 до 50 м. Терригенный материал присутствует в виде примеси также в каменной соли и других хемогенных породах (от 5 до 50%). Из аутигенных силикатных минералов в соляной глине автор упоминает только хлорит, образовавшийся за счет разложения терригенного силикатного материала.

Описывая вещественный состав миоценовых внутрисолевых и вмещающих пород Солотвинского месторождения каменной соли, С. М. Кореневский (1960) указывает, что внутрисолевые соленосные глины на 80—92% состоят из частиц менее 0,01 мм. Содержание растворимых солей (галит) в них составляет от 7 до 13%. Внутрисолевые глины обогащены карбонатами, содержат ангидрит и барит. Самая мелкая фракция (<0,001 мм) на 99% состоит из гидрослюд. Химический анализ дает состав обычной гидрослюды из бассейнов нормальной солености, где MgO составляет 3,50% и только содержания K_2O и Na_2O несколько повышенные.

Из других аутигенных алюмосиликатных минералов хемогенно-терригенных пород, возникающих на галитовой стадии, следует отметить турмалин, который встречен в ряде месторождений каменной соли. Так, Н. Я. Тихомирова (1956) отмечает нарастание новообразованных кристалликов турмалина на материнские зерна, а также регенерацию обломочных зерен турмалина в глинисто-доломитово-ангидритовых породах из нижнекембрийских отложений Бельской скважины. В. С. Попов и Т. С. Садыков (1962) наблюдали аутигенный турмалин в породах месторождения каменной соли Ходжа-Мумын. Он встречен в соляной глине, в измененном ангидрите, в галите. На Туз-Таге аутигенный турмалин присутствует в соляных глинах, обогащенных пепловым материалом (Пастухова, 1965).

Интересен состав алюмосиликатных минералов в водоемах очень высокой минерализации. К таким относятся соляные водоемы с соленостью 30—32%, где шла садка калийных и калий-магниевых солей.

По данным Е. А. Яржемской (1954), преобладающим глинистым материалом соляных глин является гидрослюда, под электронным микроскопом имеющая разбухшие, размытые контуры. Очень редко встречаются четкие удлиненные частицы. Химический состав глин Верхнекамского месторождения, залегающих среди каменной соли, отличается от состава глин из калийных пачек (табл. 1). Первые имеют следующий состав (%): MgO 6,14—7,34; K_2O 4,58—5,76; Na_2O 0,85—1,97; вторые: MgO от 7,17 до 13,32 (чаще около 9,5); K_2O 3,30—6,24, Na_2O 0,5—4,8, т. е. в водоемах более высокой степени ми-

Таблица 1

Химический состав фракций <0,001 мм глин водоемов различной солености, %

Месторождения	№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	П. п. п.	H ₂ O-	CO ₂	Соленость водоема, %
Туз-Таг (Пастухова, 1965)	8	47,60	23,62	0,52	2,10	2,49	0,72	6,52	—	6,78	7,30	—	1,50	0,08	25,30
	15	53,28	19,39	0,38	2,51	3,24	0,96	7,24	—	4,96	4,97	—	1,43	0,32	
	46	50,08	22,21	0,29	3,00	1,43	0,72	7,18	0,38	7,70	4,97	—	1,57	0,02	
	65	47,32	20,55	0,27	2,80	3,12	1,04	11,92	0,46	3,50	6,66	—	1,28	0,38	
	93	48,80	20,86	0,33	3,69	2,56	1,16	7,72	0 10	6,08	6,57	—	1,10	0,34	
Рижское (Яржемская, 1954)	32	50,87	19,52	0,84	5,47	1,66	1,63	4,32	2,41	6,49	—	6,39	—	0,94	15,25
Новокарфагеновское (Яржемская, 1954)	21	42,65	20,80	0,88	7,14	4,10	1,28	8,27	2,12	3,36	—	3,75	—	0,60	25,30
Верхнекамское (Яржемская, 1954)	290	44,92	19,45	Не опр.	Не опр.	8,94	1,95	7,34	0,85	5,76	—	9,56	—	Не опр.	25,30
	321	48,29	16,97	»	»	7,07	3,22	6,14	1,97	4,58	—	10,95	—	» »	
	318	41,22	15,68	»	»	9,60	2,83	9,53	1,49	6,80	—	11,62	—	3,10	
	317	43,22	18,61	»	1,32	6,72	1,29	9,88	1,66	5,66	—	9,41	—	Не опр.	
Индерское (Яржемская, 1954)	28	46,14	15,02	1,30	3,91	4,96	0,50	9,46	2,52	5,81	—	9,40	—	1,80	30,32
Калужское (Яржемская, 1954)	14	53,46	17,26	0,75	3,75	2,52	1,89	3,90	3,03	4,66	—	8,30	—	1,60	30,32
Солотвинское, кембрий (Яржемская, 1954)	4	49,25	21,33	0,84	2,99	3,96	2,15	3,70	2,15	5,44	—	7,87	—	1,26	30,32
Ленинградские кембрийские глины (Яржемская, 1954)	140	49,41	24,19	1,16	3,00	3,89	1,38	2,90	2,27	3,10	—	8,18	—	—	—
	141	51,47	22,92	0,59	4,40	3,58	1,45	3,46	0,43	4,88	—	6,61	—	Не опр.	Норм. сол.
Сибирские платформенные глины (Коссовская, 1963)	1661	50,68	18,72	1,00	5,56	3,52	0,92	4,24	1,46	3,05	5,92	—	4,12	—	—
	1659	50,04	19,28	1,00	6,57	3,43	0,66	4,28	1,17	3,02	5,42	—	4,46	—	Норм. сол.

нерализации глинистые минералы содержат заметно больше MgO . Что касается K_2O , то и в том, и в другом случае величины оказываются близкими, но значительно повышены по сравнению с глинами в бассейне с нормальной соленостью (см. табл. 1).

Е. А. Яржемская (1954) относит все глинистые частицы к гидрослюдам и считает их в связи с необычным химическим составом (много MgO , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O) гидрослюдами особого типа, которые характерны для осадков засоленных бассейнов и являются промежуточным продуктом перехода от хлорита, слюды и полевых шпатов к каолиниту (?). Нам кажется, что без применения рентгеноструктурного анализа, на основе только электронной микроскопии и термического анализа нельзя делать такой вывод. Увеличение MgO в глинах бассейна более высокой минерализации может косвенно указывать, вероятно, на генерацию специфических магнезиальных алюмосиликатов, например, хлорита, а не на его разрушение. Но все это требует, конечно, проведения дополнительных исследований. Важно только отметить, что химический состав глинистых минералов отражает физико-химические условия среды осадконакопления (см. табл. 1).

Гидрослюда миоценовых соляных отложений Предкарпатья и Закарпатья, по данным Е. А. Яржемской (1954), в отличие от Верхнекамского месторождения обладает признаками аутигенного происхождения. Под электронным микроскопом глинистые минералы (гидрослюда?) имеют вид удлинённых частиц с резкими очертаниями. Аналогичные формы глинистых частиц наблюдались нами и на месторождении Туз-Таг, а Я. К. Писарчик (1956) — в соляных глинах Иркутского амфитеатра.

Для удлинённо-призматического глинистого минерала также характерно несколько повышенное содержание MgO по сравнению с нормально-морскими глинами, но не в такой степени, как в Верхнекамском месторождении (см. табл. 1).

Основная причина отличия гидрослюд Верхнекамского и Предкарпатских месторождений, по Е. А. Яржемской, заключается в различном составе исходного материала. В первом это были в основном хлорит и полевые шпаты, которые, разлагаясь, переходили в $Mg-Fe$ -гидрослуду с чешуйками размытой формы, а во втором — слюды (мусковит и биотит), которые, изменяясь стадийно, переходили в удлинённо-призматические гидрослюда, наследуя форму исходного материала. Изучение аутигенных минералов Туз-Тага свидетельствует о том, что удлинённо-призматическая форма частиц указывает, очевидно, на их аутигенное происхождение, а не на форму частиц исходного материала, из которого они образовались.

По данным Д. П. Бобровника и В. Г. Юрковой (1955), изучавших минералогию глин ворытешенской серии Предкарпатья (нижний миоцен), глинистые минералы соленосных свит представлены иллитом и монтмориллонитом и в них полностью отсутствует каолинит. Авторы пришли к этому выводу только на основании данных термических и химических анализов.

Итак, материалы по распределению аутигенных силикатных минералов в соленосных толщах морского генезиса позволяют считать установленными следующие факты.

1. В осадках морских водоемов низкой солености (14—15%), при pH около 8, когда шла садка доломита, происходила генерация Mg -силикатов — сепиолита и отчасти палыгорскита.

2. В породах, отложившихся в морских водоемах сульфатной стадии соленакпления, при соленостях 15—27% и pH 6—7, в качестве

аутигенных минералов отмечаются Mg-гидрохлорит, хлорит, гидрослюда. Терригенные глинистые минералы не претерпевают заметных изменений (?).

3. В соляных породах галитовой стадии соленакопления, формировавшихся при соленостях 25—30% и pH 6—7, активно генерируются аутигенные минералы: триоктаэдрический Fe—Mg-хлорит, диоктаэдрическая гидрослюда типа 1M, Fe-монтмориллонит, турмалин, титановые минералы (лейкоксен, анатаз, брукит). Этот комплекс образуется в породах, которые содержат примесь вулканического стекла. При отсутствии пепловых частиц отмечается образование диоктаэдрической гидрослюды типа 1M, Mg-гидрохлорита, талька $[Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2]$. Процессы изменения и растворения терригенных минералов идут довольно интенсивно. Происходит хлоритизация и гидрослюдизация триоктаэдрических слюд, а также их частичное или полное растворение и замещение аутигенными минералами. Вулканическое стекло разлагается целиком. Неизмененным остается только мусковит.

4. В осадках галитовой стадии соленакопления при соленостях 25—30%, когда наряду с галитом садился тенардит Na_2SO_4 , в присутствии примеси пепловых частиц возникает несколько иной комплекс аутигенных минералов — сирлезит, барит, цеолиты, гиллебрандит, монтмориллонит. Обломочные полевые шпаты, слюды, роговая обманка почти не изменены. Вулканическое стекло растворяется частично и замещается монтмориллонитом.

5. В осадках водоемов калий-магниевого стадии, характеризовавшейся соленостями 30—32% и pH 6—7, когда наряду с галитом шла садка сильвина, карналлита и других калийных и магниезильных минералов, отмечается присутствие Mg-гидрослюды и хлорита, но нет пока достаточных данных об их происхождении.

3. АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОЗЕРАХ СУЛЬФАТНОГО ТИПА

В. Квейде (Quaide, 1958) получил интересные данные о глинистых минералах из десяти искусственных соленых водоемов в районе южной оконечности бухты Сан-Франциско, в которых идет садка галита. Он отобрал образцы из поверхностного слоя донных илов, соприкасающихся с соляным рассолом, и замерил Eh и pH ила и рассола. Eh воды здесь колеблется от 0,01 до 0,04 мв, Eh ила — от 0,09 до 0,42 мв, pH воды колеблется от 7,0 до 7,9, ила — от 6,1 до 6,9, т. е. с увеличением солености значения pH убывают. Возраст водоемов высокой солености (28—70% NaCl) примерно 7 лет, а низкой — (11—18% NaCl) — 27 лет. В составе глинистых минералов всех водоемов отмечается диоктаэдрическая гидрослюда, маложелезистый хлорит, монтмориллонит, в меньших количествах — смешанно-слоистая гидрослюда — монтмориллонит и хлорит — монтмориллонит. Весь этот комплекс наследовался из почв и пород, обнажающихся на холмах, окружающих бухту. Детальное изучение показало, что примерно семилетнее пребывание обломочных глинистых минералов в сильно восстановительных, слабо кислых условиях при высокой солености не вызвало фактически никаких серьезных структурных изменений в таких минералах, как гидрослюда, хлорит и монтмориллонит, не считая некоторой регенерации деградированной гидрослюды и хлорита.

Единственным фактом, указывающим на процесс изменения глин в диагенезе солеродных водоемов, является почти полное исчезновение смешанно-слоистого хлорита — монтмориллонита в водоемах с высо-

кой соленостью (28—70% NaCl) и наиболее низкими величинами pH. По всей вероятности, происходит превращение разбухающего компонента в хлорит.

Недавно появились данные о глинистых минералах в галитосажающих озерах гораздо более длительного развития. Так, Р. Грим и другие (Grim, Kulbicki, Carozzi, 1960) обнаружили в засоленных осадках Великого Соленого озера (США, штат Юта) каолинит (10% фракции), монтмориллонит и иллит. Этот комплекс глинистых минералов в целом сходен с глинистыми минералами прилежащих источников сноса. Иллит и каолинит отчетливо обломочные. Что касается монтмориллонита, то, по всей вероятности, есть и обломочный, и аутигенный. Кроме того, для монтмориллонита характерна очень слабая степень окристаллизованности, что является результатом воздействия рассола, богатого натрием, который оказывал диспергирующее влияние. На прилегающих к озеру территориях широко развит хлорит, он сносился в озеро вместе с другими глинистыми минералами, но в осадках озера полностью отсутствует. Авторы считают, что хлорит в соляной среде видоизменялся в разбухающий минерал типа монтмориллонита.

Г. А. Васильев (1956) изучал поверхностные рассолы оз. Эльтон. Рапа озера по химическому составу относится к сульфатному типу, сульфатно-магниевому подтипу. Основные компоненты рапы озера — $MgCl_2$, NaCl, $MgSO_4$. В донных осадках присутствует галит, эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), гексагидрит ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$), бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) и другие минералы.

В составе нерастворимого остатка студенистой хлопьевидной массы, образовавшейся при охлаждении рапы оз. Эльтон, Я. Я. Яржемским (1949) был определен Mg-гидросиликат — стевенсит ($3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$). Кроме этого, в иле озера на глубине 8,5 м Г. А. Васильев отмечает присутствие сепиолита.

Алюмосиликатные образования в соленых озерах известны сейчас в гораздо меньшей степени сравнительно с соленосными толщами морского типа.

4. АУТИГЕННЫЕ СИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОЗЕРАХ СОДОВОГО ТИПА

Вышеописанное касалось тех хемогенно-терригенных пород, которые формировались в осадках морских и озерных солеродных водоемов сульфатной гидрохимической группы.

Для сравнения интересны данные по аутигенному минералообразованию в содовых водоемах, где идет садка Na_2SO_3 , Na_2SO_4 , NaCl. Благодаря высоким концентрациям соды pH таких водоемов очень высок — 9—10, иногда 11 и выше.

По данным Н. М. Страхова, А. Н. Разживиной и Е. С. Шишовой (1954), в современных илах содовых Танатарских озер в карбонатную стадию идет генерация магнезиальных силикатов предположительно сепиолито-керолитового типа. Рапа содовых озер содержит Na_2CO_3 , NaCl и Na_2SO_4 со следами Ca^{2+} и ничтожное количество Mg^{2+} , так как уже на низких стадиях осолонения (1—2%) Ca и Mg выпадают в осадок. По мере осолонения водоема стремительно увеличивается pH, которая при соленостях около 25% достигает 11,5—11,6.

Кроме кальцита и доломита, в илах содовых озер было отмечено от 3 до 10% избыточного MgO, который может быть связан с SiO_2 и Al_2O_3 , присутствующих в илу в количестве соответственно от 3 до 14%.

и от 0,65 до 4%. Избыточный MgO появляется в осадке уже на низких стадиях осолонения (~3%), когда идет садка кальцита и в меньшей степени доломита, и еще в больших количествах отмечается на доломитовой и содово-гейлюсситовой стадиях соленакопления.

Чрезвычайно интересны данные Р. Хейя и Р. Мойолы (Hay, Moiola, 1963) по осадкам сухого борносодового оз. Сирлез в Калифорнии, где наблюдается чередование пластов соляных (53% вскрытого разреза), глинистых (46%) алевроито-песчанистых (0,7%) и туфовых пород общей мощностью около 100 м. Авторами был изучен керновый материал до глубины 30 м с применением самых точных методов диагностики. Терригенные породы содержат около 25% растворимых солей (галит, сода, трона, пирсонит, гейлюссит, бура), $Ca-Mg$ -карбонаты. Обломочная примесь представлена главным образом калиевыми полевыми шпатами, андезином, кварцем, биотитом, мусковитом. Туфы имеют риолитовый, реже андезитовый или базальтовый состав. Глинистые минералы представлены хлоритом, монтмориллонитом, иллитом и каолинитом, что в основном соответствует составу исходных пород в источниках сноса.

Но есть и некоторые факты, которые трудно объяснить влиянием только источника сноса. Так, в нижних частях разреза наблюдается растворение монтмориллонита и хлорита, обычно идущее параллельно растворению 25—75% зерен обломочного кварца, плагиоклазов и пироксенов. Вулканическое стекло растворяется полностью. На фоне растворения обломочных минералов в сильнощелочной среде с сильной соленостью (34—36%) происходит генерация новых аутигенных алюмосиликатных минералов: калиевого полевого шпата, цеолитов — анальцита и филлипсита и натрового боросиликата — сирлезита.

Глинистые породы без туфового материала обычно содержат 5—20% и редко 60% аутигенных силикатных минералов; в туфогенных породах аутигенных силикатов больше (в риолитовых туфах 40—90%). Пустоты от частиц вулканического стекла, полностью растворенного, заполняются аутигенными минералами. Источниками необходимых компонентов для их образования, с одной стороны, по мнению авторов, были рассолы и соляные минералы (Na, B, отчасти K), с другой — обломочные минералы — вулканическое стекло, монтмориллонит, кварц, плагиоклазы, пироксены, которые давали алюминий, кремнезем, отчасти калий.

Дж. Дросте (Droste, 1961) в своей работе касается главным образом вопросов изменения и генерации глинистых минералов при процессах диагенеза в осадках борносодовых озер. По его данным, состав глинистых минералов в основном отражает состав исходных пород, окружающих водоемы. Это хлорит, иллит, каолинит. И только в случае пепловой примеси, в результате процессов девитрификации, возникает монтмориллонит.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. В осадках озерных водоемов с рапой содового типа в карбонатную стадию соленакопления, при соленостях от 3 до 30% и при $pH > 10$, когда шла садка соды Na_2CO_3 , гейлюссита, нортупита $Ca-Mg$ -карбонатов, генерировались Mg -силикаты сепиолито-керолитового типа (?).

2. В породах хлоридной стадии соленакопления, отложившихся в борносодовых озерных водоемах при соленостях 34—36% и $pH > 10$ совместно с галитом, содой, тенардитом, пирсонитом, гейлюсситом и другими соляными минералами, присутствует следующий комплекс

Ассоциации аутигенных минералов в соляных породах

Тип бассейна		Морской и озерный, сульфатный и хлоридный						Озерный, содовый					
признаки	стадии соленаккопления	соленосность, %	значение pH	зоны	аутигенные хомогенные минералы (седиментационные)	аутигенные силикатные и некоторые другие минералы (диагенетические, катагенетические, реже седиментационные)		стадии соленаккопления	соленосность, %	значение pH	аутигенные хомогенные минералы (седиментационные)	аутигенные силикатные минералы (диагенетические, катагенетические, реже седиментационные)	
						без пепла	с пеплом					без пепла	с пеплом
Хлоридная		35—37	6—7,4	Мирабилито-галитовая озерная	Галит (NaCl), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), гексагидрит ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), гипс, Mg-карбонаты	Mg-силикаты: стевенсит ($3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), сепиолит ($2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)	Не установлены		34—37	9—10 и >10	Галит (NaCl), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), гейлюссит [$\text{NaCa}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$], пирсонит ($\text{NaCa}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), трона $\text{HNa}_3(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, бура ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), Ca—Mg-карбонаты	К-полевошпат, анальцим ($\text{NaO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), сирлезит ($\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	К-полевошпат, анальцим ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), филлипсит [$(\text{K}, \text{Na})_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$], сирлезит ($\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), монтмориллонит
		30—32	6—7	Калийно-магниевая	Галит (NaCl), сильвин (KCl), карналлит ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и др., ангидрит (CaSO_4), Ca—Mg-карбонаты	Mg-гидрослюда, Mg-хлорит	То же	Хлоридная	Глинистые минералы не установлены				
		26—27	7,6—7,8 (?)	Тенардито-галитовая	Галит (NaCl), тенардит (Na_2SO_4), Ca—Mg-карбонаты	Не установлены	Сирлезит ($\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), гиллебрандит ($\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), цеолиты, монтмориллонит, барит (BaSO_4)						
		25—30	6—7	Галитовая	Галит (NaCl), ангидрит (CaSO_4), сильвин (KCl), Ca—Mg-карбонаты	Mg-гидрохлорит, гидрослюда, тальк ($3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), кварц	Триоктаэдрический Fe—Mg-хлорит, диоктаэдрическая гидрослюда типа 1M, Fe-монтмориллонит, турмалин (типа дравита) ($\text{H}_4\text{NaMg}_6\text{Al}_6\text{B}_3\text{Si}_{31}$), кварц, Ti-минералы (лейкоксен, анатаз, брукит)						
Сульфатная		15—27	6—7		Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрит (CaSO_4), Ca—Mg-карбонаты	Mg-гидрохлорит, гидрослюда, хлорит	Не установлены	Сульфатная	30—34		То же		
Карбонатная		14—15	8		Доломит	Mg-силикаты, сепиолит, палыгорскит	То же	Карбонатная	3—30	10	Сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), гейлюссит [$\text{NaCa}_2(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$], нортупит [$\text{Na}_3\text{Mg}_6\text{Cl}(\text{CO}_3)_2$], Ca—Mg-карбонаты: доломит, кальцит	Mg-силикаты сепиолито-керолитового типа (?)	—

аутигенных минералов: калиевый полевой шпат, анальцит ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и сирлезит ($\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$). В прослоях, обогащенных пепловым материалом, возникает также еще филлипсит $[(\text{K}, \text{Na})_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ и монтмориллонит. Происходит частичное или полное растворение обломочного кварца, плагиоклазов и пироксенов. Полностью разлагается вулканическое стекло.

5. ОБЩАЯ СХЕМА АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В СОЛЕННЫХ ВОДОЕМАХ

Суммируя приведенные данные об аутигенных силикатных минералах в соляных породах месторождений различного типа, получаем схему их генерации, приведенную в табл. 2.

Как видно из табл. 2, для ряда стадий озер содового типа, а также для К—Mg-стадий морских бассейнов нет пока фактических данных о составе аутигенных минералов.

Но даже анализируя имеющиеся данные, можно в общих чертах наметить различия комплексов аутигенных минералов, формировавшихся в осадках водоемов сульфатного и содового типов. В первых генерируются главным образом Mg-силикаты: Mg-хлориты, тальк, магнийсодержащий турмалин и другие, во вторых преобладают К—Na-силикаты: калиевый полевой шпат, цеолиты. Такие аутигенные минералы, как сепиолит, палыгорскит, в основном характерны для карбонатной стадии соленакпления в водоемах обоих типов.

6. О ФАКТОРАХ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ АУТИГЕННОЕ СИЛИКАТНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ОСАДКАХ СОЛЕННЫХ ВОДОЕМОВ

Анализ имеющегося материала выявил влияние солености и величины рН рапы, пропитывавшей осадок, на степень измененности терригенных минералов. Так, если на низких стадиях осолонения (<25%) обломочные минералы оказываются слабо затронутыми процессами изменения и растворения, то, как мы видели в породах месторождения Туз-Таг, при солености выше 25% процесс этот становится ведущим. Такие минералы, как вулканическое стекло, полевые шпаты, оказываются почти целиком растворенными, а триоктаэдрические слюды претерпевают стадийное изменение и частичное или полное растворение.

К сожалению, у нас нет данных для осадков водоемов с сульфатной и хлоридной рапой еще более высокой степени осолонения (>30%).

Интенсивность аутигенного минералообразования также заметно возрастает от осадков водоемов низкой солености (13—15%) к водоемам, где идет садка галита. На месторождении Туз-Таг мы наблюдали тесную связь количества и степени окристаллизованности аутигенных глинистых минералов со степенью засолоненности вмещающих их пород, являющихся показателями солености рапы водоема, в котором они отлагались.

Для того чтобы судить о влиянии величины рН на состав аутигенных минералов в засолоненном терригенном осадке, у нас пока мало данных. Но все же можно отметить существенную разницу в наборе минералов, возникающих в щелочной, нейтральной или слабокислой средах. Характерные для щелочной среды минералы — сирлезит, цеолиты, монтмориллонит — не возникают в условиях слабокислых или

нейтральных, где наиболее характерными являются Fe—Mg-хлорит, гидрослюда, турмалин. Причем, исходный оболочный материал мог быть одним и тем же — вулканическое стекло, полевые шпаты и т. д., только в первом случае он видоизменялся в монтмориллонит, а во втором — в хлорит и гидрослуду.

Из табл. 2 видно, что присутствие в исходном осадке пеплового материала тоже играет большую роль в процессах аутигенного минералообразования. В тех осадках, где нет примеси пепловых частиц, процессы аутигенного минералообразования идут слабее, здесь возникает более бедный комплекс минералов. Особенно это характерно для осадков водоемов сульфатного типа. В содовых водоемах, при $pH > 9-10$, почти одни и те же минералы возникают как в туфогенных прослоях, так и в терригенных, лишенных примеси вулканического стекла, но что касается количества аутигенных минералов, то в туфогенных прослоях их гораздо больше. Так, по данным Р. Хейя и Р. Мойолы (Hay, Moiola, 1963), в глинистых прослоях без туфогенного материала содержится 5—20, редко 60% аутигенных минералов, а в туфогенных прослоях — 40—90%.

Изучение хемогенных пород Тузтагской соленосной толщи показало полное отсутствие обломочных глинистых минералов: триоктаэдрических гидрослюд, разбухающих минералов и каолинита. Отсутствие каолинита в древних соленосных породах отмечалось и другими исследователями. Исключение представляют современные водоемы, в которых происходит садка галита. Так, Р. Грим, Г. Кульбицкий и А. Кароцци (Grim, Kulbicki, Carozzi, 1960) отмечали обломочный каолинит в осадках Великого Соленого озера в штате Юта, но, возможно, что в данном случае играл роль фактор времени.

Опыты У. Уайтхауза и Р. Мак-Картера (Whitehouse, McCarter, 1958) показали, что глинистые минералы типа каолинита и иллита при обработке искусственной водой в течение от 6 до 60 месяцев не обнаруживают никаких существенных изменений, в то время как монтмориллонит при этом частично изменялся в хлорит или иллит в зависимости от соотношения ионов Mg и K в морской воде. Надо учесть, что соленость иловых вод в осадках солеродных водоемов была несравнимо выше, да и время воздействия их на терригенный осадок тоже.

В. Квейд (Quaide, 1958) отмечал в осадках галитовых водоемов семилетнего возраста процесс превращения разбухающего компонента (монтмориллонита) в хлорит.

Отсутствие в отложениях Туз-Тага триоктаэдрических гидрослюд можно объяснить их крайней неустойчивостью в условиях соляного водоема. По всей вероятности, отсутствие обломочных глинистых минералов в хемогенно-терригенных породах Туз-Тага указывает на их интенсивное преобразование и разрушение в физико-химических условиях осадков соляного водоема. В противоположность породам гумидной зоны литогенеза в породах аридной зоны наблюдается преобладание аутигенных глинистых минералов над обломочными.

Выявление особенностей формирования и преобразования осадочных пород на разных этапах их существования является одним из основных вопросов литологии. И если осадочные толщи, сформировавшиеся в зоне гумидного литогенеза, изучены с этой точки зрения очень детально (Страхов, 1953, 1960; Коссовская и Шутов, 1955; Коссовская, 1962 и др.), то соленосные толщи, выпавшие из поля зрения литологов, нуждаются в дальнейшем изучении.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобровник Д. П., Юркова В. Г. К минералогии воротыщенской серии Предкарпатья. Зап. Львовск. ун-та, кн. 2, 1955.
- Валяшко М. Г. Структурные особенности отложений современного галита. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 5, 1951.
- Валяшко М. Г. Галит, основные его разности и особенности структуры. Тр. ВНИИГ, вып. 23, 1952.
- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд. МГУ, 1962.
- Васильев Г. А. Гидрохимическая характеристика поверхностных рассолов озера Эльтон. Тр. ВНИИГ, вып. 32, 1956.
- Герасимова В. В. Геолого-литологическая характеристика и условия формирования соленосной свиты Северо-Западной Ферганы. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.
- Дубинина В. Н. Галит из Верхнекамского месторождения. Докл. АН СССР, т. 79, № 5, 1951.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954.
- Иванов А. Л., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 68, 1961.
- Кореневский С. М. Вещественный состав соляных внутрисолевых и вмещающих пород Солотвинского месторождения каменной соли. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменения обломочного биотита в терригенных породах. Докл. АН СССР, т. 101, № 3, 1955.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях. Материалы по геол., минералогии и использ. глин в СССР. Изд. АН СССР, 1958.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Лобанова В. В. К петрографии калийных месторождений Восточного Предкарпатья. Докл. АН СССР, т. 15, № 6, 1949.
- Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья. Тр. ВНИИГ, вып. 32, 1956.
- Лобанова В. В. Роль пирокластического материала в формировании соляной толщи поднятия Западный Азгир. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.
- Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960а.
- Лобанова В. В. К условиям формирования покровной сульфатной толщи Челкарского поднятия. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960б.
- Пастухова М. В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузгаской соленосной толщи. Литология и полезн. ископ., № 1, 1965.
- Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогеенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Материалы по литологии, нов. сер., вып. 1, ВСЕГЕИ, 1956.
- Попов В. С., Садыков Т. С. Аутигенный турмалин из месторождения каменной соли Ходжа-Мумын. Докл. АН СССР, т. 145, № 5, 1962.
- Ратеев М. А., Осипова А. Н. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепнолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 112. Изд. «Наука», 1964.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М., Разживина А. Н., Шишова Е. С. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Содовые озера Кулундинской степи. В сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. Изд. АН СССР, 1960—1962.
- Тихомирова Н. Я. О новообразовании турмалина в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. Материалы по геол. и полезн. ископ., ч. 1, нов. сер., вып. 8, ВСЕГЕИ, 1956.
- Щербина В. Н. О составе примесей, рассеянных в каменной соли Припятского соляного бассейна. Изв. АН БССР, сер. физ.-техн. наук, № 1, 1960.
- Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов. Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954.

- Яржемский Я. Я. К петрографической характеристике галогенных осадков. Докл. АН СССР, т. 28, № 6, 1949.
- Яржемский Я. Я. Явления собирательной кристаллизации и природного высаливания в некоторых галогенных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.
- Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского соляного месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.
- Droste J. B. Clay minerals in sediments of Owens, China, Searle Panamint, Bristol, Cadiz and Danby lare basins, California. Bull. Geol. Soc. America, v. 72, No. 11, 1961.
- Grim R. E., Kulbicki G., Carozzi A. V. Clay mineralogy of the sediments of the Great Salt Lake, Utah. Bull. Geol. Soc. America, v. 71, 1960.
- Harrison J. L., Droste J. V. Clay partings in gypsum deposits in southwestern Indiana. Proc. 7-th Nat. Conf. Clays and clay minerals. London, 1960.
- Hay R. Z., Moiola R. I. Authigenic silicate minerals in Searles Lake, California. Sedimentology, v. 2, No. 4, 1963.
- Quaide W. Clay minerals from salt concentration ponds. Amer. J. Sci., v. 256, 1958.
- Schaller W. T., Henderson E. P. Mineralogy of drill cores from the potash fields of New Mexico and Texas. Bull. U. S. Geol. Surv., No. 833, 1932.
- Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale No. 2 boring, east Yorkshire. Mineral Mag., v. 28, No. 206, 1949.
- Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial ser. water. Proc. 5-th Nat. Conf. Clays and clay minerals. London, 1958.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
21.XI.1964

УДК 553.611.6 : 561.761 (477.60)

БЕНТОНИТОВЫЕ ГЛИНЫ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНБАССА

Ю. Н. БРАГИН

В северо-западной части Донецкого бассейна широко распространена континентальная толща зеленовато-серых рыхлых песчаников и пестроцветных глин, относимых к триасу. Она с перерывом залегает на породах перми и карбона и, в свою очередь, несогласно покрывается более молодыми мезозойскими образованиями.

Неоднородность строения пестроцветной толщи позволила Л. Ф. Лунгерсгаузену (1941, 1942) в наиболее типичных разрезах выделить в ее составе две самостоятельные свиты: серебрянскую (T_1) и протопивскую (T_3). Возраст этих свит определен на основании находок в них остракод и харофитов ветлужского и баскунчакского ярусов, а также многочисленной флоры кейпера — рэта (Лапкин и др., 1960; Сайдаковский, 1960; и др.).

Большой фактический материал по триасовым отложениям, полученный за последнее время¹, дал возможность расчленить серебрянскую и протопивскую свиты на подсвиты (Лапчик, 1960; Левенштейн и др., 1961; Сайдаковский и др., 1963). В каждой свите выделено по две подсвиты.

Нижнесеребрянская подсвита сложена преимущественно зеленовато-серыми глинистыми песчаниками, красно-бурыми, иногда пестроцветными глинами с примесью кластического материала и конкреционными известняками. Иногда подсвита представлена одними песчаниками. Мощность ее колеблется от 20 до 150 м.

В верхнесеребрянской подсвите преимущественное распространение имеют пестроцветные глины и в меньшей степени — зеленовато-серые песчаники. Карбонатность подсвиты уменьшается снизу вверх и местами в верхних глинистых горизонтах отсутствует. Бентонитовые глины приурочены к нижней части рассматриваемой подсвиты, мощность которой колеблется от 60 до 190 м.

Для серебрянской свиты² характерно наличие аркозовых и полимиктовых песчаников, плохая отсортированность и угловатость обломочных зерен и преобладающее значение в глинистых образованиях монтмориллонита, содержащего в верхних частях свиты реликты пепловых структур.

Нижнепротопивская подсвита складывается чередующимися серыми и зеленовато-серыми гравелистыми некарбонатными глинами. Мощность ее от 30—40 до 220 м. Верхнепротопивская подсвита характеризуется тем же комплексом пород и развита лишь в наиболее погруженных частях синклинальных структур. Мощность ее достигает 130 м.

По литологическому составу протопивская свита значительно отличается от нижележащей серебрянской. Кластическая часть более гру-

¹ Геологоразведочные работы проводились трестом «Артемгеология».

² По данным Г. У. Соколовой.

бая и менее отсортирована, глинистые минералы представлены каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. Если в нижней части протопивской свиты монтмориллонит преобладает, то в верхних частях количество его уменьшается до 5—10%.

Широкое развитие монтмориллонита в серебрянской свите нижнего триаса тесно связано с наличием здесь пластов бентонитовых глин.

Бентонитовые глины обнаружены в 1962 г. на северо-восточном крыле Бахмутской котловины в районе с. Дроновка. Они вскрыты здесь на глубинах 19—253 м и прослежены девятью скважинами, расположенными на одном профиле, на расстоянии 400 м друг от друга. Максимальное количество пластов бентонитов (восемь) отмечено в скв. 6930.

Нижние пять пластов, за исключением первого, отделенного полуметровым прослоем песчаника, связаны между собой постепенными переходами и образуют единый слой, верхние — отделены друг от друга пачками (6—36 м) песчано-глинистых пород, содержащих карбонатные конкреции.

Наибольший практический интерес представляют пласты бентонитов I—V. Приводим их краткое описание (снизу).

I пласт — бентонитовая глина светло-голубого цвета, однородная с раковистым изломом, восковидная. Имеет незначительную, равномерную распределенную примесь темной слюды, оолитов окиси марганца и гелевидных образований белого цвета. Мощность пласта 0,7 м.

II пласт отделен от нижележащего прослоем мощностью 0,5 м зеленовато-серого песчаника и представляет собой породу зеленовато-голубого цвета с включением восковидной розовой. Глина этого пласта имеет плотное сложение, раковистый излом и неравномерно распределенную примесь песка (до 22%), темно-зеленой слюды и гидроокислов марганца. Мощность колеблется от 0,2 до 1,54 м.

III пласт — глина темно-красного цвета, плотная, восковидная, с включением очень жирной розовато-красной и зеленовато-синей. Как правило, в глине присутствуют примесь темной слюды, почковидные окислы марганца и алевритовый материал. Мощность 0,95 м.

IV пласт глины наиболее мощный из всех известных пластов бентонитов (до 3,1 м). Глина палево-серого цвета с примесью розовой. Очень однородная, восковидная. Весьма характерным признаком для нее является присутствие темной и светлой слюды и почковидных окислов марганца.

V пласт глины отличается от нижележащего лишь более темным цветом, который иногда доходит до бурого. Мощность пласта достигает 1 м. Суммарная мощность пластов бентонитовых глин с учетом песчаного прослоя по скв. 6971/7—5,5 м.

Минералогические исследования указанных глин производились О. П. Рябиченко. Изучение в прозрачных шлифах показало, что бентониты Дроновского участка имеют пелитовую структуру основной массы с темно-серой, оранжево-желтой и белой окраской интерференции. Среди основной массы выделяются полуокатанные обломки кварца, полевых шпатов и чешуйки слюд псаммито-алевритовой размерности. Изредка в шлифе присутствуют обломки эффузивных пород и реликты пеплового материала.

Определение минерального состава глинистого вещества бентонитов производилось с помощью органических красителей, термических, химических и рентгеноструктурного анализов. В качестве органических красителей использовались метиленовый голубой, хризоидин и солянокислый бензидин. Кроме того, изучались срезы агрегатов ориентированных частиц фракции меньше 0,001 м.

Таблица 1

Химический состав глин Дроновского участка

Номера пластов глины	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₄	P ₂ O ₅	П. п. п.	H ₂ O-	Сумма
I	60,14	0,32	20,02	2,06	0,08	5,19	1,96	0,26	0,39	Следы	0,01	10,14	11,79	100,57
II	65,03	0,36	17,22	1,60	0,35	4,33	1,61	1,21	0,79	0,02	0,07	8,06	9,21	100,65
III	61,0	0,43	19,32	3,16	0,18	4,49	2,15	0,75	0,56	Следы	0,05	8,73	11,18	100,88
IV	58,68	0,43	16,1	7,55	0,05	4,61	1,89	1,03	0,5	0,1	0,05	9,31	10,6	100,35
V	58,32	0,67	18,6	5,44	0,14	3,67	1,60	2,04	0,65	0,02	0,05	8,52	8,9	99,75

При окрашивании метиленовым голубым и действии HCl высокодисперсные фракции бентонитовых глин изменяют цвет от фиолетового, синего до голубого. Хризондином глинистое вещество окрашивается в ярко-красный цвет, бензидином — в светло-голубой. Такое окрашивание глин определенно указывает на их монтмориллонитовый состав. Об этом же свидетельствуют показатели преломления ориентированных частиц тонкодисперсной фракции глин: $Ng' = 1,501—1,507$; $Np' = 1,480—1,485$; $Ng' - Np' = 0,023—0,028$.

Термический анализ фракции менее 0,001 мм показал типичные для монтмориллонита три эндотермических эффекта при температурах 160—170, 590—690 и 850—880°.

По химическому составу бентонитовые глины Дроновского участка также близки между собой (табл. 1). Повышенное содержание SiO₂ во II пласте объясняется несколько большим, чем в других пластах, содержанием обломочного кварца. Содержание окиси железа связано с окраской бентонитовых глин и количеством Fe³⁺, вошедшего в кристаллическую решетку монтмориллонита. Бентониты Дроновского участка по химическому составу можно сравнить с природными щелочноземельными бентонитами месторождений Гумбри и Аскана на Кавказе.

Как видно из табл. 2, дебаграммы различных пластов бентонитовых глин содержат типичный комплекс линий порообразующего минерала монтмориллонита, представленного диоктаэдрической разновид-

Таблица 2

Рентгенограмма фракций 0,001 мм*

Условия съемки: Fe-антикатод без фильтра; D=57,3 мм, d=0,5 мм

Номера линий	I пласт		II пласт		III пласт		IV пласт	
	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1	10	15,9	10	16,8	10	17,4	10	16,8
2	6	5,03	6	5,08	6	5,08	6	5,08
3	10	4,52	10	4,51	10	4,53	10	4,49
4	1	3,35	2	3,35	1	3,36	1	3,35
5	3	3,05	3р	3,03	3	3,02	3	3,01
6	2	2,83	3р	2,85	2р	2,80	3	2,82
7	8ш	2,58	8ш	2,58	8ш	2,57	8ш	2,57
8	5	1,697	5	1,699	5	1,701	5	1,699
9	5	1,656	5	1,658	5	1,655	5	1,654
10	10	1,499	10	1,502	10	1,500	10	1,499
11	8ш	1,292	8ш	1,304	8ш	1,291	8ш	1,291
12	6ш	1,246	8ш	1,248	5ш	1,247	6ш	1,250

* Рентгеноструктурные исследования выполнены в лаборатории треста «Артемгеология» И. Г. Прохоровым.

Таблица 3

Физико-технические свойства бентонитовых глин Дроновского участка

Номера пластов бентонитов	Дисперсность по фракциям, % *						Обменные катионы, мг-экв. на 100 г глины				Степень обесцвечивания активированным бентонитом		Индекс активности (выход бензина при температуре кипения до 200°), %
	в естественном виде			после обработки пирофосфатом натрия									
	I	II	III	I	II	III	Ca	Mg	Na+K	сумма	растительного масла	остаточного масла	
I	2,20	88,75	9,05	1,40	84,80	14,40	77	38	10	125	7.	5,0	39,7
II	23,15	70,40	6,45	22,1	65,8	12,1	59	31	10	101	—	4,5	40,6
III	9,95	83,7	6,55	9,40	79,35	11,55	69	32	11	112	8	5,0	33,1
IV	3,70	88,60	7,70	4,10	79,70	16,20	67	28	11	106	3,7	5,0	39,7
V	3,75	83,4	13,4	3,25	78,20	18,55	57	29	9	95	4,5	1,4	26,6

* I — более 0,06 мм, II — 0,06—0,0015 мм, III — менее 0,0015 мм.

ностью. Из примесей можно назвать только тонкодисперсный кварц — линии со значением 3,35—3,36 кХ.

На образцах бентонитовых глин из I и II пластов были проведены исследования по методу Ч. Е. Уивера (1962) для определения природы исходного материнского вещества. Они показали, что исходным веществом для образования монтмориллонита служил неслюдистый материал.

Бентонитовые глины Дроновского участка характеризуются высоким содержанием поглощенных катионов (табл. 3) и почти полным отсутствием воднорастворимых солей 1—2 мг-экв.

В составе обменных оснований резко преобладают катионы кальция и магния, что указывает на принадлежность бентонитов к щелочноземельному типу (Мерабишвили, 1962). В естественном виде глины содержат в основном фракцию 0,06—0,0015 мм. После обработки солями натрия количество тонкодисперсной фракции увеличивается всего на 5—8%³.

Нейтрализованное соевое масло с первоначальной цветностью 63,6 мг йода после добавления 3% по весу активированной глины обесцвечивалось в 3,7—8 раз. Наибольшую очистку дали глины по пластам I и II (см. табл. 3). Чешская глина, которая является наилучшим адсорбентом при очистке жиров, имеет в тех же условиях степень очистки 9,1.

Определение пригодности бентонитов для очистки нефтепродуктов производилось в естественном виде и после их активации кислотой при температурах 100—300°.

Максимальный эффект отбеливания имеют активированные глины в процессе контактной доочистки остаточного масла при температуре 300° (см. табл. 3). При этом глины почти всех пластов, кроме пятого, показали степень обесцвечивания гораздо выше, чем у кондиционного Курцевского бентонита.

Эти же глины, активированные 10%-ной серной кислотой при 100°, имеют индекс активности 33—40 пунктов.

Эта активность совпадает с активностью синтетического алюмосиликатного катализатора. Пробы катализаторов, приготовленные методом окислительной активации, обладают низкой каталитической активностью, что характерно для наиболее качественных бентонитов.

³ Исследования отбеливающих и каталитических свойств бентонитов Дроновского участка производились Всесоюзным институтом жиров (ВНИИЖ) и Горьковской опытной базой Всесоюзного научно-исследовательского института по переработке нефти.

Таким образом, уже первые испытания бентонитовых глин Дроновского участка показали их высокие каталитические и адсорбционные свойства, допускающие применение этих бентонитов в нефтяной и других видах промышленности.

Литологические особенности изученных бентонитов позволяют высказать некоторые соображения относительно их генезиса. В отличие от большинства известных у нас в стране месторождений бентонитовых глин, гальмюлитическое происхождение которых не вызывает сомнения, донецкие бентониты образовались в типично континентальных условиях.

Как уже упоминалось выше, возникновение монтмориллонита в глинах происходило за счет неслюдистого материала. Им являлся вулканический пепел, реликты которого изредка наблюдаются в глинах. Палеогеографическая обстановка, существовавшая в начале мезозоя, благоприятствовала накоплению в озерах продуктов вулканической деятельности, имевшей, вероятно, в то время место в зоне сочленения Донецкого бассейна и Приазовского кристаллического массива. Насыщенность водной среды катионами кальция и магния способствовала образованию бентонитов щелочноземельного типа.

Широкое распространение монтмориллонитовых глин в триасовых отложениях, а также значительное площадное развитие последних на северо-западной окраине Донецкого бассейна указывают на возможность открытия здесь месторождения этого ценного вида сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Блох А. М. Бентонитовые глины в Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежин А. И. Открытие бентонитов в Кузбассе. Докл. АН СССР, т. 131, № 6, 1960.
Коваленко Д. Н. Минералогический состав бентонитовых глин Черкасского месторождения. Исследование и использование глин. Материалы совещ. во Львове 1957 г. Изд. Львовск. ун-та, 1958.
Лапкин И. Ю., Мигачева Е. Е., Стерлин Б. П. Триасовые отложения западных окраин Донбасса и Преддонецкого прогиба. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат, 1960.
Лапчик Ф. Е. О стратиграфии триасовых отложений Большого Донбасса. Тр. Всес. совещ. по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат, 1960.
Левенштейн М. Л., Соколов В. А., Стерлин Б. П. Стратиграфия верхней перми и триаса северо-западных окраин Донецкого края и корреляция с разновозрастными отложениями Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 140, № 4, 1961.
Лунгерстаузен Л. Ф. Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Изд. АН УССР, вып. 1, 1941.
Лунгерстаузен Л. Ф. Стратиграфия триаса Донецкого края. Докл. АН СССР, т. 34, № 3, 1942.
Мерабишвили М. С. Бентонитовые глины. Госгеолтехиздат, 1962.
Сайдаковский Л. Я. Биостратиграфическая схема нижнего триаса Днепровско-Донецкой впадины. Геол. ж. АН УССР, т. 20, вып. 6, 1960.
Сайдаковский Л. Я., Соколов В. А. Первое палеонтологическое определение возраста дроновской свиты Донбасса и ее аналогов в Днепровско-Донецкой впадине. Геологический ж., т. 23, вып. 5, 1963.
Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. «Вопросы минералогии глин». Изд. иностр. лит., 1962.
Шоболов С. П. Геология, вещественный состав и важнейшие технологические свойства бентонитовых глин Огланлинского месторождения. Исслед. и использование глин, материалы совещания во Львове 1957 г. Изд. Львовск. ун-та, 1958.

Трест «Артемгеология»
Артемовская комплексная ГРЭ
г. Артемовск

Дата поступления
8.V.1964

УДК 553.611.6 : 551.782.2(471.41)

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН НУРЛАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТАТАРСКОЙ АССР

Н. В. КИРСАНОВ, В. В. ВЛАСОВ, А. А. САБИТОВ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Нурлатское месторождение бентонитовых глин расположено на юге Татарской АССР почти на границе с Куйбышевской областью, в 3—5 км к востоку и северо-востоку от г. Нурлат. Геоморфологически оно находится в долине р. Кондурчи, на ее правобережном склоне. Продуктивная толща месторождения приурочена к отложениям позднего плиоцена, в основном к верхнеакчагыльскому подъярису. Залегает она на размытой поверхности отложений морского акчагыла; ее средняя мощность 5,6 м, мощность вскрыши 5 м.

По времени образования это месторождение принадлежит весьма узкому интервалу — началу регрессии акчагыльского моря. В этот период существовали многочисленные заливы, бухты, полузамкнутые водоемы лагунно-морского и пресноводного озерно-болотного типа, в которых шло интенсивное накопление тончайшего обломочного пелитового и коллоидно-дисперсного материала, а также химическая садка продуктов разложения осадочных пород суши. В подобном полузамкнутом бассейне, расположенном между устьями рек палео-Черемшана и палео-Кондурчи и отделенном от основного водоема островами верхнепермских пород, и отложились глины Нурлатского месторождения. Основным источником сносимого в водоем терригенного и коллоидного материала являлись размываемые местные меловые, юрские и пермские отложения, глинистая часть которых представлена существенно (до 40—50%) монтмориллонитом (Кирсанов и др., 1957).

Вывод о генетической связи бентонитовых глин Нурлатского месторождения с монтмориллонитовыми глинами пород водосборов согласуется с точкой зрения М. А. Ратеева о преимущественно аллотигенном генезисе глинистых минералов в водоемах гумидной зоны.

Таким образом, бентонитовые глины отлагались в спокойной гидродинамической обстановке и представляют собой специфическую фацию платформенной формации гумидной равнины. Следует отметить, что в качестве примера типичных осадков платформенных формаций гумидных равнин Н. М. Страхов (1960) приводит неогеновые отложения Татарской АССР. В качестве второстепенного вероятного источника обломочного материала могла служить вулканическая пыль, приносимая с юга — из районов интенсивной вулканической деятельности, характерной для акчагыльской эпохи.

Как известно, бентонитами называют бескарбонатные разновидности тонкодисперсных глин, состоящие в основном из минералов группы монтмориллонита и характеризующиеся высокой емкостью обменных

оснований. Специфической особенностью таких глин является повышенная связующая способность. К другим их важным свойствам относятся адсорбционная и каталитическая активность, которые при обработке кислотами (активации) еще более усиливаются.

Перечисленные и еще некоторые свойства бентонитовых глин делают их ценнейшим сырьем; они широко применяются в ряде отраслей народного хозяйства.

Бентониты представляют собой довольно редкий тип минерального сырья. Географическое размещение известных месторождений бентонитовых глин в СССР крайне неблагоприятно. Все ранее разведанные месторождения подобного типа глин сосредоточены в Грузии, Туркмении, Узбекистане, Азербайджане, на Украине и в Крыму, на Дальнем Востоке. На балансе Государственной комиссии по запасам на территории Российской Федерации промышленные залежи бентонитовых глин до последнего времени вообще не были известны.

В литературе укоренилось представление о том, что происхождение бентонитов связано исключительно с выветриванием вулканических пород — туфов и пеплов. Видимо, в значительной мере именно по этой причине поисковые работы на бентониты до последних лет проводились в горных районах и на прилегающих к ним территориях. Обширные же равнинные районы европейской части страны, в том числе Поволжье и другие области, оставались без внимания.

Выявление промышленных месторождений бентонитовых глин в Поволжье, удаленном от зон вулканической деятельности, имеет важное практическое значение. Можно предположить, что бентонитовые глины типа поволжских распространены среди кайнозойских отложений центральной части Русской равнины, на территории Западно-Сибирской низменности и в ряде других областей, где в прошлом существовали сходные палеогеографические условия осадкообразования.

Поисковоразведочным работам на бентониты в известной степени препятствовало и искусственно ограниченное понятие «бентонитовые глины». Согласно ГОСТ'у 3226—49, к ним относились лишь монтмориллонитовые и бейделлитовые глины с коллоидальностью не ниже 90%. В последние годы на бентонитовые глины, применяемые в литейном производстве, установлен ГОСТ 3226—57, по которому бентониты с коллоидальностью ниже 90% относятся к марке Б-3. За рубежом к бентонитам для литейного производства относят глины с содержанием монтмориллонита не менее (Toth, 1960) 70%.

Специфические свойства бентонитовых глин являются прямой функцией их минерального состава и структурных особенностей. Поэтому необходимо было провести детальные химико-минералогические исследования вещественного состава глин, результаты которых приводятся в данной статье.

Образцы бентонитовых глин были подвергнуты комплексному изучению с применением химического, термического, кристаллооптического, рентгеноструктурного и электронно-микроспического методов исследований.

2. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Макроскопически бентонитовые глины Нурлатского месторождения представляют собой высокодисперсную плотную или сланцеватую породу, жирную на ощупь, темно-серого, почти черного цвета, характеризующуюся высокой однородностью и отсутствием грубых включений, бескарбонатную. Текстура глин слоистая, микрослоистая, на некоторых

участках массивная. Структура чешуйчатая, микрочешуйчатая, местами гелевидная.

Содержание коллоидных и предколлоидных фракций размером менее 0,001 мм в глинах высокое и в среднем составляет 47,5%, а в отдельных образцах достигает 70—72,5% (шурф VI, глубина 1,0—7,5 м; скважина 85; глубина 3,0 м). Количество крупнопелитовых частиц (0,01—0,001 мм) также довольно значительно и обычно составляет около 40% (табл. 1, по данным 14 образцов).

Таблица 1

Гранулометрический состав бентонитовых глин Нурлатского месторождения

Суммарные показатели	Нерастворимый остаток	Содержание фракций (%), размер (мм)							
		>0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Минимальное	91,48	—	0,05	0,11	0,01	1,00	1,17	20,63	25,13
Максимальное	99,78	—	0,52	3,25	7,59	28,38	13,35	46,21	72,5
Среднее	95,10	—	0,14	0,77	2,1	11,17	6,41	31,93	47,5

3. ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Сравнение химических составов нурлатских глин и бентонитов Черкасского (Украина) и Асканского (Грузия) месторождений показало, что последние содержат повышенные количества кремнекислоты, что, очевидно, объясняется относительно высоким содержанием в нурлатских глинах примеси гидромусковита и каолинита с более низким по сравнению с монтмориллонитом содержанием кремния. Возможно также, что в асканских и черкасских бентонитах присутствует аморфный свободный кремнезем за счет стекла туфов (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав бентонитов различных месторождений

Месторождения	Содержание компонентов, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	SO ₃	П. п. п.
Нурлатское	55,94	20,52	8,55	1,45	2,76	1,19	0,71	0,30	0,01	8,16
Черкасское (Кирсанов, 1961)	60,72	19,40	7,40	1,47	1,25	1,59	0,90	0,92	0,08	8,22
Асканское (Кирсанов, 1961)	63,79	18,19	2,45	3,58	0,80	1,02	0,41	0,31	0,18	6,94
Вайоминг (Грим, 1959)	55,44	20,14	3,67	0,50	2,49	0,60	2,75	0,10	—	14,70*

* Сумма H₂O⁺ и H₂O⁻.

При сравнении химических составов нурлатского и вайомингского (США) бентонитов оказалось, что они весьма близки (за исключением компонентов обменного комплекса). Высокое содержание железа, видимо, объясняется присутствием его тонкорассеянных аморфных гидроксидов (рентгеновский анализ не обнаружил никаких кристаллических форм соединений Fe).

С целью выяснения характера и общей емкости обменных оснований в породе были произведены исследования обмена между содержащи-

мися в ней катионами и нормальным раствором хлористого аммония (табл. 3). Содержание обменных катионов в глинах колеблется от 60,17 до 97,57 мг-экв и в среднем составляет 78,01 мг-экв на 100 г сухого образца. Подобная высокая емкость обменных катионов у глин отмечена для монтмориллоновых разновидностей. По составу обменных катионов бентониты нурлатского месторождения, как и других месторождений Поволжья, относятся к щелочноземельному магнезиево-кальциевому типу. Содержание обменных K^+ и Na^+ максимально для плиоценовых глин Татарской АССР; в среднем оно близко к 8 мг-экв, а в отдельных образцах достигает 13 мг-экв на 100 г

Таблица 3

Характеристика катионной обменной емкости нурлатского бентонита

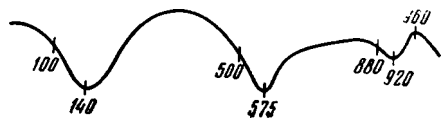
Емкость обменного комплекса	Содержание катионов на 100 г сухого образца, мг-экв				
	Ca^{++}	Mg^{++}	K^+	Na^+	Сумма
Минимальная	28,57	25,00	2,15	4,45	60,17
Максимальная	53,57	31,05	5,53	7,42	97,57
Средняя	41,07	29,05	2,76	5,13	78,01

Примечание: по анализу 14 образцов.

сухой породы. Коэффициент щелочности $\frac{K^+ + Na^+}{Ca^{++} + Mg^{++}}$, по М. Ф. Викуловой (1957), колеблется от 0,11 до 0,16 при количественном соотношении катионов $Ca^{++} > Mg^{++} > Na^+ > K^+$, что указывает на континентальные условия осадкообразования при влажном климате.

4. ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Дифференциальный термический анализ образцов¹ зарегистрировал три эндотермических эффекта и один экзотермический: первый эндоэффект — в пределах 100—160°, второй — 460—590°; третий — 850—920°; экзоэффект — в пределах 910—960°. Типичная для исследованных образцов кривая нагревания приведена на фиг. 1.



Фиг. 1. Кривая нагревания нурлатского бентонита (навеска 1 г сопротивление в цепи термодары 2000 ом, скорость нагрева 20 град/мин)

Положение и величина термических эффектов типичны для монтмориллонита. Судить о характере и содержании минералов-примесей по данным термического анализа не представляется возможным.

5. ИММЕРСИОННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Песчаная и крупноалевритовая фракции размером от 0,05 до 0,5 мм, составляющие около 3% массы породы, глинистых минералов практически не содержат. В их составе основными компонентами являются кварц (35—60%), полевые шпаты (25—50%) и кремнеземные обломки неопределимых горных пород.

Тяжелая фракция, составляющая от 0,1 до 0,3% массы породы, включает около 30 минералов. Основными являются эпидот — цоизит, магнетит, а из новообразований — пирит. Среди второстепенных зарегистрированы амфиболы, гранат, турмалин, хромшпинелиды, рутил, хлорит, группа железорудных минералов, а также апатит и доломит.

¹ Аналитик В. К. Толмачева.

К редко встречающимся минералам относятся: ставролит, пироксены, дистен, сфен, Fe—Mg-слюды, глауконит, самородная медь и корунд².

Мелкоалевритовая фракция размером 0,01—0,05 мм слагает в среднем 10—12% массы породы и имеет состав терригенных минералов, близкий к крупноалевритовой фракции.

Наряду с терригенными в этой фракции в количестве от 10 до 30% присутствуют и глинистые минералы. Они представлены чешуйками монтмориллонита и гидрослюд типа гидромусковита примерно в равных количествах. В подчиненном количестве фиксируются также пластинки мусковита и гидробиотита.

Крупнопелитовая фракция размером 0,01—0,001 мм представлена в основном монтмориллонитом, в подчиненном количестве содержатся гидрослюды типа гидромусковита, а также единичные пластинки каолинита, мусковита и зерна аллофана.

Монтмориллонит присутствует в количестве от 50 до 95% и в среднем составляет 70—75% фракции. Чешуйки его имеют неправильную форму, желтовато-серый и желтовато-бурый цвет. Показатель преломления их колеблется от 1,49 до 1,55, но преимущественно лежит в пределах 1,51—1,53. Сила двойного лучепреломления 0,020—0,024. Наличие форм, близких по облику к гидрослюдам с показателем преломления в пределах 1,53—1,55, позволяет предположить, что часть монтмориллонита образовалась за счет разложения гидрослюд.

Гидрослюды (типа гидромусковита) фиксируются во всех образцах в количестве от 5 до 50% и в среднем составляют 25—30% фракции. Чешуйки гидрослюд серо- и буро-темные, неправильной формы, с неровной поверхностью с «изъеденными» ограничительными линиями и часто содержат включения рутила и рудных минералов. Показатель преломления гидрослюд колеблется от 1,55 до 1,58, но преимущественно лежит в интервале 1,55—1,565. Сила двойного лучепреломления 0,010—0,012.

Аллофан зарегистрирован в виде единичных бесцветных изотропных, стеклоподобных зерен с показателем преломления $<1,50$, но $>1,475$.

В крупнопелитовой фракции наряду с глинистыми минералами в небольших количествах (около 1%) зарегистрированы также тяжелые и легкие терригенные минералы, указанные в песчаной и крупноалевритовой фракциях.

6. РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Рентгеноструктурному анализу были подвергнуты валовые образцы глин, а также выделенные из них фракции 0,01—0,001 и 0,001—0,0001 мм.

Рентгенограммы валовых образцов и фракций оказались почти идентичными. Различие заключается лишь в ослаблении линий кварца на рентгенограммах тонких фракций, вплоть до полного исчезновения их в ряде образцов.

Основным компонентом во всех образцах является монтмориллонит с отчетливым базальным отражением первого порядка около 14,2 кХ, что характерно для щелочноземельной разновидности (Мак-Эван, 1955).

При насыщении образцов этилен-гликолем линия 001 смещается в область 17,5—17,7 кХ.

² Описание минералов приведено в работе Н. В. Кирсанова (1948).

Базальный рефлекс второго порядка в воздушно-сухих образцах совпадает с сильной линией каолинита ($7,1 \text{ кХ}$), в насыщенных этилен-гликолем образцах d_{002} монтмориллонита становится равным 9 кХ и хорошо различим даже на рентгенограммах, полученных с неориентированных образцов. На рентгенограммах ориентированных образцов выделяется целочисленная серия рефлексов до 006.

Монтмориллонит является диоктаэдрическим, параметр b не превышает значения $8,96 \text{ кХ}$ (точно величину b вычислить нельзя из-за размытости линии 060, вызванной наложением линий других компонентов).

Таблица 4

Расчет рентгенограмм ориентированных препаратов нурлатского бентонита

Воздушно-сухой образец				Образец, насыщенный этилен-гликолем			
№ линий	l	d	hkl	№ линий	l	d	hkl
1	10р	14,2	001М	1	10р	17,6	001М
2	2	10,0	001Г	2	2	10,1	001Г
3	1	(8,0)	001К _{β}	3	3	8,8	002М
			002М _{β}	4	4	7,2	001К
4	3	7,1	001К	5	3р	5,7	003М
5	1	(5,3)	002М	6	2	5,0	002Г
			002Г _{β}	7	3	4,40	004М
6	2	5,0	002Г	8	1	(3,91)	002К _{β}
7	2	4,74	003М	9	9	3,57	002К
8	2	(3,95)	002К _{β}	10	9	3,46	005М
			004М _{β}				
9	9	3,56	002К	11	10	3,34	003Г
10	10	3,34	004М	12	3р	2,87	006М
			003Г	13	2	2,38	003К
11	2р	2,80	005М				
12	2	2,38	003К	14	1	(2,19)	005Г _{β}
			006М				
13	1	(2,19)	005Г _{β}	15	3	1,988	005Г
14	4	1,984	005Г				

Примечания. Условия съемок: неотфильтрованное Fe-излучение; камера РКД=57,3; $U=30 \text{ кВ}$, $I=10 \text{ мА}$, $t_{\text{эксп}}=4 \text{ час}$.

Обозначения: М — монтмориллонит, Г — гидрослюда, К — каолинит, р — размытая линия.

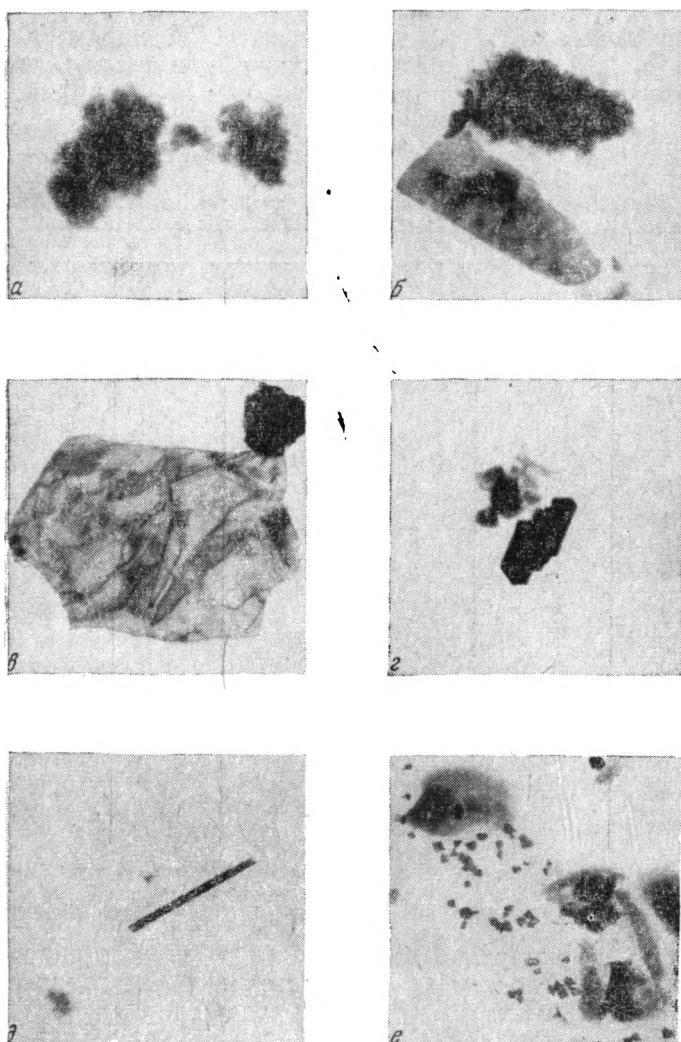
В качестве второстепенного компонента зарегистрирована гидрослюда диоктаэдрического типа. Для этого минерала типично базальное отражение $d_{001}=10,0 \text{ кХ}$ (из-за малого содержания в образцах гидрослюда невозможно установить ее политипную разновидность, поэтому за высоту элементарной ячейки условно принята толщина одного 2:1 слоя), не меняющее своего положения при обработке этилен-гликолем.

В качестве постоянной примеси фиксируется каолинит. Ему соответствуют базальные отражения 1, 2 и 3 порядков с d равными соответственно 7,1; 3,57 и 2,38 кХ, не реагирующие на этилен-гликоль.

В табл. 4 приведены расчеты рентгенограмм, ориентированных осаждением агрегатов в воздушно-сухом состоянии и обработанных этилен-гликолем.

Проведено также рентгенографическое исследование фиксации калия разбухающим монтмориллонитом. Обработка глины 1 н. раствором КОН (кипячение в течение 45 минут и высушивание после промывки при комнатной температуре) приводит к сокращению базаль-

ного отражения монтмориллонита до 12,1 κX , линии гидрослюда и каолинита при этом остаются неизменными. Последующее насыщение этилен-гликолем вызывает увеличение межплоскостного расстояния до 14,6 κX . Рефлексы высших порядков после обработки калием трудно



Фиг. 2. Электронные микрофотографии нурлатского бентонита.
Увел. 945

a — монтмориллонит; *б* — монтмориллонит, гидрослюда; *в* — гидрослюда, монтмориллонит; *г* — каолинит, монтмориллонит; *д* — галлаузит; *е* — монтмориллонит, гидрослюда, пирит

различимы. Появление указанных рефлексов можно считать результатом образования из монтмориллонита смешанно-слоистого глинистого минерала, состоящего из разбухающих и неразбухающих слюдоподобных слоев, получившихся, по Ч. Е. Уиверу (Weaver, 1958), в результате фиксирования частью ионов K^+ в необменных позициях. Соотношение разбухающих и неразбухающих слоев, вычисленное по

графикам миграции $\frac{001}{001}$ -пиков, приводимых Г. Брауном и Д. М. К. Мак-Эваном (1955) и Ч. Е. Уивером (Weaver, 1956), равно 2:3, если принимать толщину неразбухающего слоя равной 10 кХ, толщину разбухающего слоя в воздушно-сухом состоянии равной 14 кХ и с поглощенным этилен-гликолем — 17,7 кХ.

Подобная фиксация калия разбухающими монтмориллонитовыми минералами, по мнению Ч. Е. Уивера (Weaver, 1958), является результатом сохранения высокого межслоевого заряда, что указывает на происхождение монтмориллонита из слюдистого минерала.

7. ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН

Этот вид исследования³ в некоторой степени подтверждает результаты вышеуказанных анализов и иллюстрирует данные о минеральном составе бентонитовых глин Нурлатского месторождения (фиг. 2, а — е). Следует отметить скопления мелких (около 0,1—0,2 мк) изометричных кристалликов (см. фиг. 2, б), являющихся, вероятнее всего, кристалликами пирита, не обнаруживаемого, однако, другими методами.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований позволяют заключить, что основным компонентом бентонитовых глин Нурлатского месторождения Татарской АССР является монтмориллонит щелочноземельного, диоктаэдрического типа. Среднее содержание монтмориллонита в породе превышает 70%, а в наиболее тонкодисперсных разностях достигает 85%. Вторым существенным компонентом в составе исследуемых глин являются гидрослюда типа гидромусковита. Их среднее содержание достигает 16,4%, а в наиболее чистых разностях снижается до 10%. В качестве второстепенных глинистых минералов (примесей) зарегистрированы каолинит (3—5%), а также эпизодически встречающиеся единичные пластинки или чешуйки галлуазита и частицы аллофана. Терригенные минералы слагают в среднем около 10% массы породы и представлены в основном кварцем (4—5%), полевыми шпатами (3—4%), кремневыми обломками горных пород (0,5—1,0%), слюдами (0,5—1,0%) и многочисленной группой тяжелых минералов, составляющих от 0,1 до 0,3%. В чистых тонкодисперсных разностях глин суммарное содержание всех терригенных компонентов составляет всего лишь 1,0—1,5% породы. Характерно, что минеральный состав описываемых бентонитовых глин по фракциям существенно отличается. С уменьшением размерности фракций содержание монтмориллонита увеличивается с 20—30 в алевритовой фракции до 70—75% в крупнопелитовой и 85—90% в предколлоидной и коллоидной, а количество гидрослюд соответственно падает с 30 до 10%. Содержание кварца падает с 40—50% в песчано-алевритовых фракциях до единичных зерен в предколлоидной и коллоидной фракциях.

ЛИТЕРАТУРА

Бентонитовые глины Поволжья и пути их использования в народном хозяйстве. Материалы научно-техн. конф. по применению бентонитовых глин Поволжья в машиностроительной, нефтяной, химической, строительной и др. отраслях промышленности. Казань, 1961.

³ Микрофотографии получены на электронном микроскопе ЭМ-3 сотрудником Казанского филиала АН СССР В. С. Верхуновым.

- Браун Г., Мак-Эван Д. М. К. Дифракция рентгеновских лучей от беспорядочно переслоенных структур. В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическая структура минералов глин». Изд. иностр. лит., 1955.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд. иностр. лит., 1959.
- Кирсанов Н. В. Плиоценовые глины в Татарии. Тр. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1948.
- Кирсанов Н. В. К методике определения глинистых минералов иммерсионным методом при больших увеличениях. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1955.
- Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В., Максютова К. М. и др. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии (для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС). Тр. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 4, 1957.
- Кирсанов Н. В. Бентонитовые и бентонитоподобные глины Поволжья. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. общ., вып. 1, 1961.
- Мак-Эван Д. М. К. Монтмориллонитовые минералы. В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическая структура минералов глин». Изд. иностр. лит., 1955.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин, под рук. М. Ф. Викуловой. Госгеолтехиздат, 1937.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, 1960.
- Toth A. Bentonit, Period. polytechn. Chem, Engng, v. 4, No. 1, 1960.
- Weaver C. E. The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. Amer. Mineralogist, v. 41, No. 3—4, 1956.
- Weaver C. E. The effects and geological significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. Amer. Mineralogist, v. 43, No. 9—10, 1958.

Геологический институт
г. Казань

Дата поступления
5.X.1964

УДК 539.216(571.1)

НЕКОТОРЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НАД СЛОИСТОСТЬЮ СОВРЕМЕННЫХ ЭОЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ р. ОБИ

Е. И. САХАРОВА

В литературе почти нет никаких описаний слоистости эоловых образований речных долин. Л. Н. Ботвинкина в своей недавно вышедшей сводке по слоистости осадочных пород указывает лишь на то, что слоистость в эоловых песках, развитых в долинах, выражена очень слабо и что, по наблюдениям Ю. А. Лаврушина на Волге, это — косая, разнонаправленная очень тонкая слоистость (Ботвинкина, 1962).

Автору во время полевой работы в долине верхней Оби (участок Бийск — Барнаул) удалось изучить несколько разрезов эоловых образований на песчаной террасе, на пойме, а также в придолинной части Приобского степного плато.

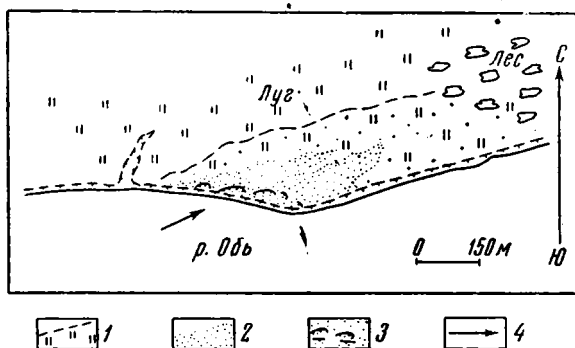
Эоловый процесс в настоящее время в условиях сухого континентального степного климата идет в долине Оби довольно интенсивно. На пойме, в основном у «наветренных» берегов (т. е. берегов, открытых господствующим здесь юго-западным ветрам¹), формируются крупные, вытянутые вдоль бровки свежие песчаные валы, так называемые «елбаны». Они образуются за счет передуга либо песчаных обрывов поймы, либо прирусловых песков. Елбаны безусловно не являются береговыми валами, сформированными рекой, так как достигают высоты над меженным уровнем 10—13 м, что значительно превышает максимальную высоту паводков (4—5 м). Эти валы, представляющие собой поперечные дюны, почти не закреплены растительностью, наступают на поверхность поймы и несут следы дальнейшего перестроения. Их гребневые линии расчленены свежими котловинами выдувания, вытянутыми вдоль ветра (т. е. на северо-восток). От котловин тянутся языки песка, образующие новые, вытянутые вдоль направления ветра елбаны (продольные дюны).

На безлесных участках широкой бортовой песчаной террасы (II), почти сплошь покрытой древними, закрепленными дюнами, также местами наблюдаются следы современного передуга — свежие котловины выдувания и дюны. Они встречаются близ бровок подмытых рекой и открытых ветрам обрывов террасы или вдали от берега на выгонах, разбитых скотом. На Приобском плато свежие эоловые формы наблюдаются близ дер. Вяткино, где отсутствуют лёссовидные суглинки, покрывающие плато почти везде, и на дневную поверхность выходят чет-вертичные пески.

¹ На участке меридионального течения реки (вниз от устья р. Чарыш) преобладают юго-западные ветры, достигающие наибольшей интенсивности весной и в конце осени — начале зимы. Выше устья р. Чарыш на широтном отрезке долины, судя по ориентировке свежих эоловых форм рельефа и по расположению раздуваемых участков, также господствующими являются ветры с юго-западной составляющей.

Изучение слоистости крупных дюн (елбанов) требует проведения сложных земляных работ (с промачиванием и креплением шурфов), которые не входили в задачу экспедиции. Так что более или менее подробно удалось осмотреть лишь разрезы небольших зачаточных дюн, в которых и неглубокие канавы дают представление о слоистости дюны, а верхний слой сыпучего сухого песка имеет мощность не более 10—20 см.

Было пройдено несколько канав в формирующихся эмбриональных дюнах у раздуваемого обрыва 11—16-метровой (II) террасы, на правом берегу Оби, у дер. Талица (на широтном участке течения реки в 30 км



Фиг. 1. План массива раздуваемых песков у обрыва 11—16-метровой террасы близ д. Талица

1 — старый задернованный елбан, 2 — современные передуваемые пески, 3 — котловины выдувания, 4 — направление господствующего ветра

к западу от Бийска). Условия их формирования следующие: непосредственно к востоку от деревни терраса образует небольшой выступ (мыс) в реку. На этом участке берега, вытянутом по азимуту 100—105°, т. е. открытом юго-юго-западным ветрам, обрыв террасы у бровки интенсивно раздувается (фиг. 1). Поверхность террасы покрыта разреженным травяным покровом. От ее бровки по азимуту 60—70° протягивается старый елбан шириной 150—200, высотой 5—7 м. В обнаженном обрыве сверху разреза выходят слагающие елбан древние эоловые пески мелко- и среднезернистые с характерной буровато-желтой окраской, мощностью до 3—3,5 м. Ниже залегают серые аллювиальные пески с подчиненными прослоями супеси. На раздуваемом участке поверхность старого елбана близ бровки террасы разрушена свежими котловинами выдувания, вытянутыми в основном также на северо-восток (55—60°) и частично вдоль берега, т. е. на восток. Котловины расположены несколькими этажами. Размеры их от крупных, измеряемых в плане десятками метров, до совсем маленьких крутостенных воронок (выдуин) не более нескольких десятков сантиметров в длину и ширину. Наиболее глубокие котловины, расположенные у самой бровки, врезаются на всю мощность древних эоловых песков, а иногда частично разрушают и верхние горизонты аллювия. Их днища имеют наклон навстречу ветру (т. е. на юго-юго-запад и юго-запад) до 15—20°.

К северу и северо-востоку от котловин расположено поле свежих или очень слабо задернованных песков, образующих довольно крупные валы и холмы, вытянутые на северо-восток, вдоль старого елбана

(см. фиг. 1). Наиболее свежими, формирующимися в настоящий момент, являются маленькие песчаные валы, начинающиеся либо непосредственно у края котловины, либо в котловине у ее подветренного конца. Все они вытянуты на северо-восток или восток, имеют относительную высоту не более 0,5—1,2, ширину до 10—12 и длину до 10—40 м. Угол падения склонов в поперечном профиле таких валиков от 8—10 до 20°, иногда они заметно асимметричны, и северо-западный (или северный) склон достигает 30—35°. С подветренного (северо-восточного или восточного) конца эти маленькие дюны очень полого спускаются к подстилающей поверхности и незаметно сливаются с ней. Крутизна наветренного конца, если дюна начинается в пределах котловины, зависит от угла наклона днища котловины и измеряется от нескольких до 20—30°. Если валик начинается за бровкой котловины, его наветренный склон почти такой же пологий, как и подветренный.

В том, что все эти первичные маленькие дюны формируются западными, юго-западными или юго-юго-западными ветрами и вытянуты вдоль направления ветра, нельзя усомниться. Все они приурочены к северо-восточным и восточным краям котловин и протягиваются от них на северо-восток или восток, повторяя направление самих котловин. Кроме того, и свежие котловины и дюны развиты на небольшом участке берега, протягивающемся в восточно-юго-восточном направлении по азимуту 103—105°. Рядом тот же подмытый обнаженный песчаный обрыв террасы вытянут по азимуту 70—90° и не раздувается (см. фиг. 1). Таким образом, описанные маленькие дюны по отношению к ветру являются продольными.

В четырех из них были пройдены каналы, главным образом поперечные. Дюны сложены желтовато-серыми песками, значительно более светлыми и чистыми (не глинистыми и не ожелезненными), чем древние золотые пески, из которых они в основном состоят. Преобладает мелкозернистый песок или переходный от мелкого к среднему, реже встречается среднезернистый. Слоистость обусловлена слабым различием механического состава слоев и серий слоев, внутри которых песок хорошо отсортирован. Лишь изредка встречается небольшая примесь гравия, растительных остатков, маленьких обломочков раковин, угля, расположенных обычно по слоистости.

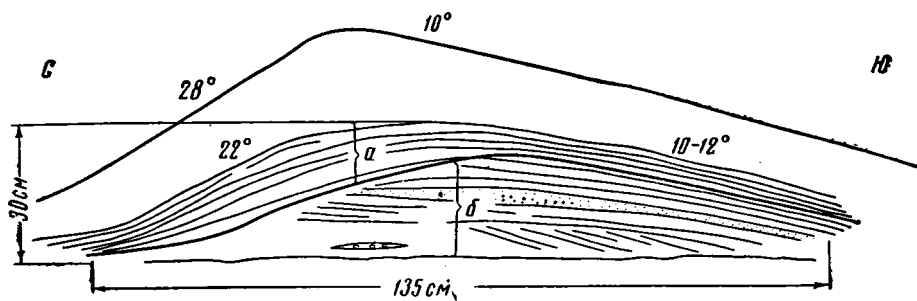
Слоистость всех исследованных дюн близка. Рассмотрим некоторые разрезы.

Дюна 1 имеет азимут 90—95° и протягивается от маленькой крутосклонной котловинки выдувания. Длина ее около 15, ширина 1,5—2, максимальная высота 0,5—0,6 м. Дюна асимметрична, ее северный склон круче южного.

В дюне до подстилающей поверхности пройдена канава перпендикулярно направлению ветра. В основании дюны залегают две косо-слоистые серии с падением слоев на юг (фиг. 2, слой б), причем в верхней, где слоистость видна хорошо, падение слоев довольно пологое (5—10°); в нижней — едва заметные прерывистые косые слои падают значительно круче. Выше залегает слой а, состоящий из тонких (до 0,5—2 см), длинных, полого-выпуклых слоев, из которых каждый последующий длиннее предыдущего и целиком перекрывает подстилающие слои. Мощность слоев наибольшая на северном более крутом склоне ближе к гребню дюны². Судя по разрезу, к началу отложения слоя а дюна уже имела асимметричное строение. Эта асимметрия сохранялась и при отложении слоя а.

² На фиг. 2 залегание слоев дано схематично, без масштаба.

В 5,5 м от наветренного конца дюны пройдена канава длиной 2 м вдоль гребня дюны, т. е. вдоль направления ветра. В стенке канавы видна тонкая параллельная гребню слоистость (фиг. 3), падающая, как и гребневая поверхность дюны на этом участке, на запад под углом



Фиг. 2. Схема слоистости в поперечном разрезе дюны 1

2—4°. Граница между слоями *a* и *б* в продольном разрезе не видна, и характер слоистости в них в этом направлении одинаковый.

Судя по этим разрезам, дюна формировалась в два этапа: сначала путем постепенного наслоения тонких, вытянутых вдоль дюны и наклонных на юг слоев (слой *б*), затем путем наслоения тоже вытяну-

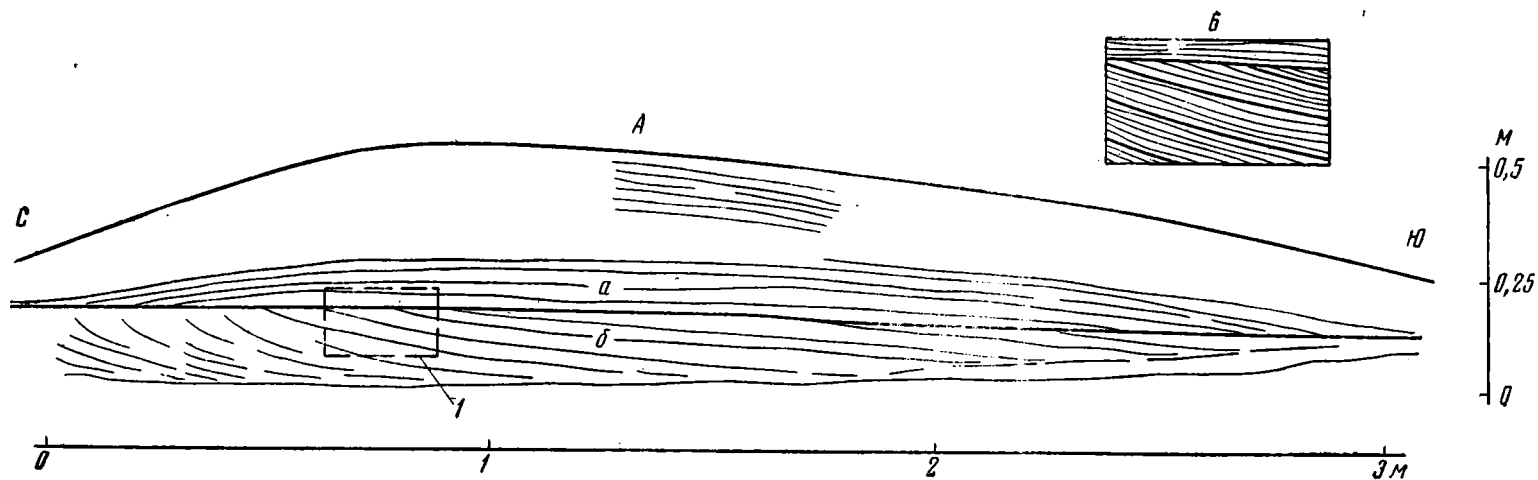


Фиг. 3. Слоистость дюны 1 вдоль направления ветра
Стрелка на фиг. 3, 6 и 7 показывает направление ветра, формирующего дюны

тых вдоль дюны и плащеобразно лежащих на нее выпукло-изогнутых слоев слоя *a*. Что обусловило первоначальный наклон слоев на юг в слое *б* — из разреза не ясно.

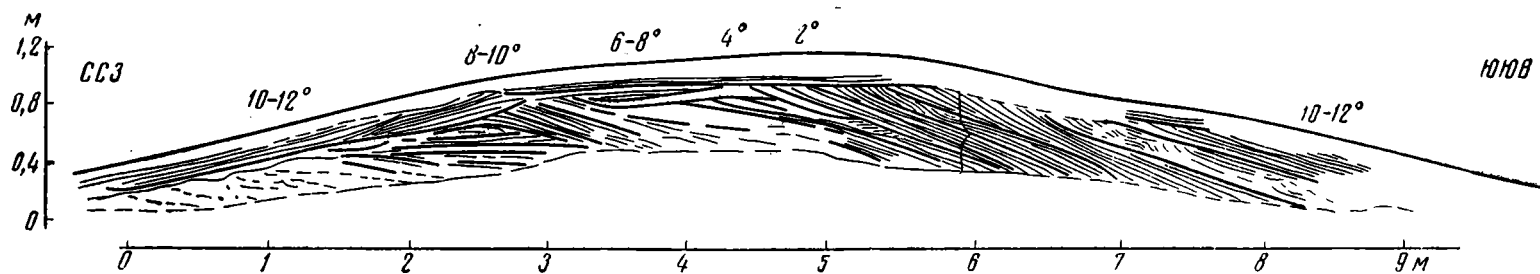
Дюна 2 несколько крупнее первой. Она начинается в пределах широкой котловины выдувания у ее восточного края. Длина дюны около 35, ширина у выхода из котловины до 4—5, максимальная высота около 0,5 м. Асимметрия поперечного профиля выражена значительно слабее, но все же северный склон несколько круче южного.

В дюне пройдена с севера на юг поперечная канава на всю ее мощность. Нижние 15—20 см дюны сложены косыми сериями, мощностью до 1,5—2 см, полого падающими на юг (фиг. 4, А, слой *б*). В верхних сериях намечаются очень тонкие слойки, параллельные серийным швам (см. фиг. 4, Б). В нижних слойки почти незаметны. Эти косые серии перекрывает слой *a*, внутри которого видны полого-выпуклые миллиметровые слойки. Нижние слойки выклиниваются, не доходя до краев дюны, и каждый вышележащий слой длиннее подстилающего и как бы облекает его, отражая постепенное нарастание дюны в ширину и высо-



Фиг. 4. Схема слоистости в поперечном разрезе дюны 2 (А), деталь этой слоистости (В).

1 — местоположение детальной зарисовки в разрезе дюны



Фиг. 5. Схема слоистости в поперечном разрезе дюны 3

ту. Судя по проглядывающим сквозь осыпь тонким облекающим слоям, такая слоистость сохраняется до современной поверхности дюны.

Таким образом, в поперечном разрезе дюны 2 прослеживаются те же два этапа формирования, что и в дюне 1.

В продольной канаве длиной около 0,5 м на этом же участке дюны, т. е. ближе к наветренному концу, видно общее очень пологое ($2-3^\circ$) падение слоистости на запад приблизительно параллельно гребневой поверхности дюны.

Дюна 3 наиболее крупная из осмотренных дюн. Она начинается внутри крутосклонной воронки выдувания почти у самого края обрыва, поднимается по крутому днищу воронки, вытягиваясь в северо-восточном направлении (по азимуту $30-35^\circ$). Выходя из воронки, дюна поворачивает на восток-северо-восток (азимут 70°), по-видимому, вдоль направления ветра, и ее гребневая линия становится почти горизонтальной. Длина дюны около 40, высота у выхода из воронки до 1,2 м. Здесь она асимметрична с более крутым северным склоном. В основной же своей части вне воронки дюна имеет вид широкого (до 10 м), симметричного плосковершинного вала с довольно пологими склонами (не более $10-12^\circ$).

В середине дюны в 16 м от выхода из воронки пройдена поперечная канава с северо-северо-запада на юго-юго-восток в направлении перпендикулярном ветру. Глубина канавы около 0,6—0,7 м, и только у краев дюны она доходит до подстилающей поверхности (фиг. 5).

Строение этой дюны более сложное, чем дюн 1 и 2. Дюна сложена косыми сериями, которые прослеживаются от подошвы дюны почти на всю ее мощность (слой б), все они падают в сторону юго-юго-восточного склона дюны под разными углами, не более $1-3^\circ$ у северо-северо-западного края, до $18-20^\circ$ у противоположного, т. е. по мере того, как дюна росла в ширину в сторону юго-юго-восточного склона, он становился все круче. Мощность серий невыдержанная — от 8 до 15—20 см, некоторые из них выклиниваются. Внутри серий видна очень тонкая параллельная серийным швам слоистость. Только в некоторых прослоях несколько глинистого песка видна мелколинзовидная слоистость, может быть отражающая ветровую рябь (?).

Верхняя граница описанного косослоистого слоя неровная, волнистая и, возможно, отражает наличие временных дефляционных ложбин на поверхности дюны.

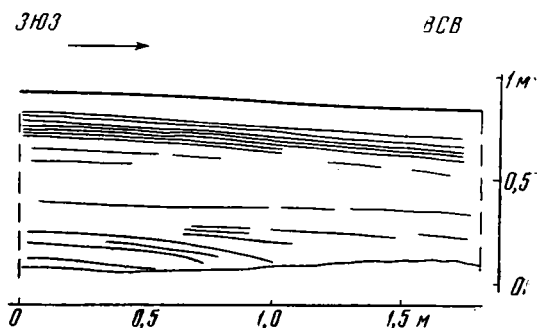
В верхней части разреза наблюдается тонкая, параллельная склонам дюны слоистость, типа облекающей. Она просматривается с трудом, так как стенки канавы осыпаются (на фиг. 5 слоистость показана лишь там, где она хорошо видна).

В продольной канаве, пройденной к северо-востоку от описанной поперечной канавы, с трудом прослеживается в верхах разреза тонкая параллельная тревню дюны слоистость, залегающая со слабым падением на восток-северо-восток (фиг. 6). Большинство слоев имеет выдержанную мощность и протягивается через всю расчистку. В основании разреза местами видны слои, которые падают несколько круче, чем гребневая поверхность дюны, отражая постепенное нарастание дюны в продольном направлении и выполаживание ее подветренного склона.

В продольном разрезе дюны у поперечной канавы, описанной выше, в слое б внутри некоторых серий видно косое залегание слоев с крутым падением на восток-северо-восток или запад-юго-запад. Такая тонкая разнонаправленная косая слоистость местами отмечена и в продольном разрезе дюны 2. Может быть, это следы маленьких песча-

ных грядок (ряби?), создаваемых ветрами различных направлений, слегка передвигающих поверхность растущей дюны?

Как видно из описанных разрезов, все дюны имеют сходное строение, отражающее два этапа в их формировании. Второй этап — отложение полого-выпуклого слоя *a* продолжается, по-видимому, и в настоящее время. Характер слоистости показывает, что по существу дюны неподвижны и наступают на подстилающую поверхность только в силу своего постепенного роста. Аккумуляция песка происходит тонким слоем, если не на всей поверхности дюны одновременно, то на значительных ее участках. Причем, судя по падению слоистости параллельно гребневой поверхности в продольных разрезах дюн, песок откладывался как со стороны подветренного, так и со стороны наветренного склона, на обоих этапах роста дюны.



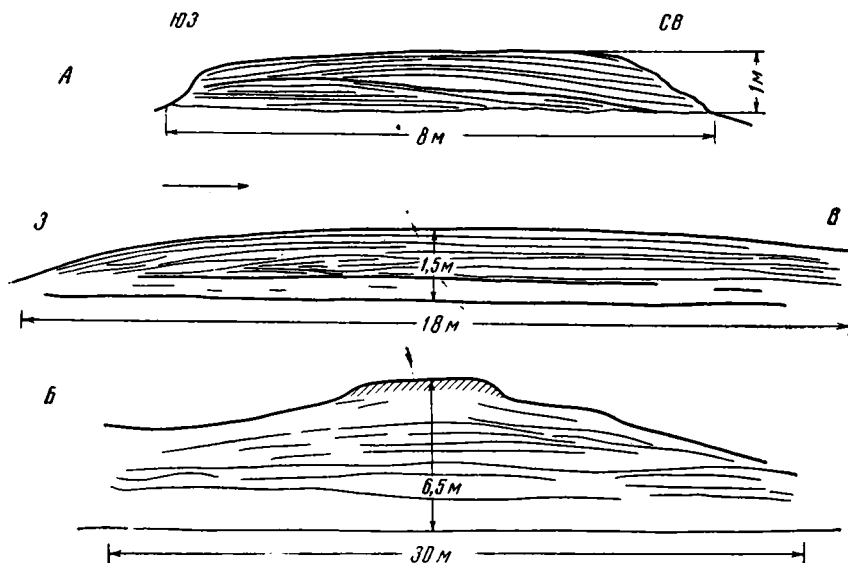
Фиг. 6. Слоистость дюны 3 вдоль направления ветра

В ветреную погоду в исследованном районе можно наблюдать, как над прирусловыми песками в воздухе несутся песчаные потоки (как бы струи песка), достигающие нередко высоты более человеческого роста. При затихании очередного порыва песок оседает на подстилающую поверхность в виде длинных тонких, плоских линз, вытянутых вдоль ветра. В дальнейшем такие линзы, если их не уничтожает более сильный порыв ветра, служат как бы тормозом для следующих несущихся масс песка, который при затухании порыва плащом оседает на них. Постепенно подобная линза может достигнуть значительных размеров. (Приходилось наблюдать такие линзы свежееотложенных эоловых песков на покрытых илстой корочкой участках прирусловых песков. Они достигали в длину нескольких десятков метров при мощности около 10 см.)

По-видимому, сходный процесс происходит при формировании описанных свежих дюн, причем зарождается дюна чаще всего вне котловины выдувания у ее бровки, где происходит резкое изменение скорости воздушного потока близ подстилающей поверхности. И в дальнейшем дюна растет, вытягиваясь вдоль ветра не только в сторону подветренного конца, но частично и наветренного, заходя в котловину. Действительно, совсем маленькие зачаточные дюны, сложенные до основания сухим сыпучим песком, на рассмотренном участке раздуваемых песков расположены за бровками котловин выдувания. Так же вне котловины выдувания начинается меньшая из описанных дюн (дюна 1). И только более крупные дюны заходят в котловины.

Не ясна причина одностороннего роста дюн на первом этапе их формирования, когда слойки аккумулирующего песка откладывались длинными линзами только вдоль юго-восточного (или южного) склона дюны (слой *b* в разрезах). Если предположить, что первоначально дюны формировались ветрами иного направления (например, северного или северо-западного), то становится совершенно непонятной строгая приуроченность дюн к северным и северо-восточным концам котловин выдувания. Да и расположенные с севера от описанных дюн песчаные холмы уже частично закреплены травой и не несут никаких

следов раздува в южном или юго-восточном направлении. Можно предположить, что сформированный южными, юго-западными ветрами слой *б*, лежащий в основании дюн, первоначально имел то же облекающее выпуклое строение, как и слой *а*. Но перед отложением последнего был либо частично, либо почти полностью передут и несколько смещен ветрами северных румбов. (Эти ветры, наблюдающиеся



Фиг. 7. Схема слоистости в продольных разрезах эоловых холмов на Приобском плато (А) и в поперечном разрезе подмытого рекой «елбана» (Б)

здесь в летнее время, по-видимому, недостаточно сильные и постоянные, чтобы раздуть уже отчасти закрепленные пески, возможно, в некоторые годы могут передувать формирующиеся маленькие дюны у краев котловин). Однако каких-либо остатков первоначальной облекающей слоистости в основании слоя *б*, которая могла бы подтвердить это предположение, не было встречено ни в одном из рассмотренных разрезов.

В небольших эоловых холмах, развитых на участке раздуваемых песков на Приобском плато в районе с. Вяткино, обнаружена слоистость, близкая по своему характеру облекающей слоистости слоя *а* описанных дюн.

Здесь полоса раздуваемых песков протягивается на несколько километров вдоль водораздела рек Крутихи и Березовской. Наблюдаются очень крупные (шириной до 150 м) древние котловины выдувания. На дне этих котловин и между ними разбросаны многочисленные слабо задернованные мелкие холмики высотой от 1—1,5 до 5 м и котловинки. Кроме того, развиты котловины, раздуваемые в настоящее время, и реже — свеженасыпанные холмы (процесс дефляции сейчас, по-видимому, преобладает на этом участке над аккумуляцией). Все котловины, как современные, так и древние, и большинство более крупных холмов вытянуты в северо-восточном направлении вдоль господствующих ветров. Многие холмы почти совершенно раздуты, и от них остались только «останцы раздувания» — узкие обтекаемой формы «стенки, шириной 1—2—3 м, вытянутые на северо-восток.

В этих обнаженных стенках хорошо виден продольный (вдоль ветра) разрез раздуваемых эоловых холмиков (фиг. 7, А). Слоистость всех осмотренных холмиков однотипна — это очень тонкая, полого-выпуклая параллельная слоистость, имеющая облекающий характер. Отдельные слойки (мощностью 1—2—5 мм) и серии слойков (мощностью 2—5—10 см) как бы повторяют контуры холма. Серии слойков образуют очень длинные (до 5—7 м) тонкие полого-выпуклые линзы, обычно срезанные у раздуваемого сейчас наветренного конца, а иногда и у подветренного. По-видимому, процесс аккумуляции песка при формировании этих холмов был по существу тот же, что при формировании слоя *a* описанных выше свежих дюн на террасе у дер. Тальцы.

Строение крупных свежих эоловых валов (елбанов), развитых в прибрежной части обской поймы, удастся местами частично осмотреть у подмытых рекой осыпающихся берегов, срезающих такой вал. На фиг. 7, Б схематично показан поперечный разрез (в направлении с северо-запада на юго-восток) размытого рекой свежего елбана, вытянутого вдоль ветра на северо-восток по азимуту 60°. В разрезе видны полого-выпуклые несколько волнистые слои, повторяющие, по-видимому, контуры вала на различных этапах его формирования. Слои невыдержаны по мощности и образуют длинные линзы. Внутри слоев видна тонкая слоистость, параллельная плоскостям наслоения.

В небольших продольных зачистках на таких валах обнаружена тонкая, длинно-линзовидная слоистость, параллельная поверхности вала в месте зачистки.

Таким образом, слоистость и крупных елбанов, по-видимому, очень сходна со слоистостью описанных выше мелких зачаточных дюн.

Нужно отметить, что все описанные разрезы относятся к продольным дюнам. Слоистость крупных елбанов, вытянутых вдоль раздуваемого обрыва поймы поперек ветра, судя по небольшим зачисткам, та же, что и в продольных дюнах — длинно-линзовидная косая или полого-волнистая, очень тонкая с залеганием слойков внутри серий большей частью параллельно серийным швам.

В заключение необходимо отметить, что слоистость эоловых песчаных образований, развитых в долине верхней Оби, отличается от типичной косой слоистости, описанной некоторыми авторами в эоловых отложениях пустынь (Ботвинкина, 1962). Несколько напоминает она лишь слоистость продольных дюн, полученную Бэтнольдом экспериментально (Ботвинкина, 1962). Наиболее всего строение рассмотренных дюн сходно со строением малоподвижных прибрежно-морских дюн, подробно описанным В. Г. Ульстом (1957), что, возможно, объясняется более близкими условиями их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
Ульст В. Г. О признаках эоловой слоистости. Изв. АН ЛатвССР, № 2 (115), 1957.

Московский государственный
университет
Москва

Дата поступления
18.I.1964

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ РАЗДЕЛЕНИЯ УГЛЕЙ НА ФРАКЦИИ

А. В. ЛАПО

Уголь представляет собой органогенную горную породу сложного состава. Обычное петрографическое изучение и валовой химический состав дают только самое общее представление о характере угольного вещества. Для более полного и всестороннего изучения необходимо разделять уголь на составляющие и исследовать их по отдельности.

С каждым годом появляется все больше работ, в той или иной мере использующих для исследований метод разделения углей. Однако интерпретация результатов разделения производится не всегда правильно. В этой статье делается попытка на наиболее характерных примерах определить, каким образом в геологических исследованиях могут быть использованы результаты петрографического и химического изучения вещества фракций.

Если применяемая методика разделения достаточно эффективна, то при петрографическом изучении вещества фракций возможны два случая.

1 случай: произошло полное разделение угля на индивидуальные микрокомпоненты, т. е. получены отдельные концентраты микрокомпонентов (например, концентраты мега- и микроспор, кутикулы, суберинового вещества, смоляных телец, разновидностей гелифицированного вещества и т. д.);

2 случай: полного разделения на индивидуальные микрокомпоненты не произошло, но полученные фракции сильно отличаются друг от друга и от исходной пробы по своему вещественному составу. Этот случай мы предлагаем именовать глубоким разделением.

Рассмотрим, как при геологических построениях могут быть интерпретированы результаты исследования вещественного состава фракций в каждом из двух возможных случаев разделения.

ПОЛНОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ НА МИКРОКОМПОНЕНТЫ

Этот случай можно рассматривать как такой частный случай глубокого разделения, когда каждая фракция однородна (или почти однородна) по своему составу и представляет собой концентрат того или иного микрокомпонента. По данным анализов этих концентратов можно судить о химическом составе микрокомпонентов. А это ценный материал как для технологических целей, так и для геологических (в особенности генетических) построений. В частности, З. М. Рыбалко (1962) по химическому составу концентрата смоляных тел из верхнесуйфунского рабдописсита установил, что их исходным материалом являлись смолы танноловой и резиноловой природы и сделал вывод

о правильности основанного на пылевом анализе предположения Е. С. Корженевской (1934) о подчиненной роли хвойных среди углеобразователей.

При петрографическом исследовании фракций может оказаться, что в нескольких последовательных фракциях преобладает один и тот же петрографический компонент. Распределение его между несколькими фракциями может быть вызвано разнообразием исходного материала, из которого образовался этот компонент. Так, В. К. Тетерюк (1964) показал различия удельных весов микроспор разных видов карбоновых растений и разделил на центрифуге в тяжелых жидкостях отмацерированные из пород микроспоры таким образом, что в каждую фракцию попадали микроспоры одной определенной группы.

В другом случае, когда имеются основания предполагать, что различия облика одного и того же микрокомпонента разных фракций и химического состава вещества этих фракций вызваны не неоднородностью исходного материала, а являются результатом разной продолжительности превращений, появляется возможность химически охарактеризовать стадии этого преобразования. Именно так поступают И. Н. Семашева и И. С. Софиев (1963) при изучении процесса образования высокорельефных тел (склеротинита).

При разделении двух вручную выделенных из ангренских бурых углей проб (пробы 116 и 258) с высоким содержанием высокорельефных тел оказалось, что: 1) несколько фракций представляют собой довольно чистые концентраты высокорельефных тел; 2) высокорельефные тела разных фракций отличаются друг от друга, причем высокорельефные тела тяжелых фракций характеризуются наибольшей отражательной способностью и рельефом.

И. Н. Семашева и И. С. Софиев считают, что высокорельефные тела разных фракций являются членами единого генетического ряда преобразования фюзенизированных компонентов торфа в высокорельефные тела с высокой отражательной способностью и рельефом. Так, большую часть высокорельефных тел фракций 1,38—1,41 и 1,41—1,43 обеих исследованных проб авторы относят к начальным (I и II) стадиям их образования, фракций 1,43—1,45 пробы 258 — к последующей (III) стадии, а фракций тяжелее 1,45 — к завершающей (IV) стадии. Вещество этих фракций оказывается различным по своему химическому составу. Сравнивая химические анализы, авторы имеют возможность судить о преобладающем характере химических реакций, происходивших на различных стадиях процесса образования высокорельефных тел (при этом принимается, что «относительная разница в составе тел различного удельного веса с периода торфообразования до настоящего времени изменяется незначительно». Семашева, Софиев, 1963, стр. 23).

Так, И. Н. Семашева и И. С. Софиев используют результаты петрографического и химического изучения вещества фракций разделения для характеристики процессов образования высокорельефных тел. Приводимые в их статье таблицы показывают, что выводы сделаны авторами обоснованно. Вызывает возражение лишь использование данных анализа вещества фракций 1,43—1,52 пробы 116 и 1,45—1,52 пробы 258, которые по существу являются смешанными (содержание фюзена составляет в них соответственно 23 и 49%).

Такой подход к интерпретации разделения представляется нам чрезвычайно ценным. И. Н. Семашева и И. С. Софиев впервые применили его для характеристики стадий единого процесса, развивая методологический прием Д. Т. Забрамного и С. Н. Насритдинова (1959),

использовавших анализы фракций разделения для изучения химического характера процесса фюзенизации.

Условия, при которых результаты анализов фракций можно использовать для трактовки стадий тех процессов превращения микрокомпонентов, которые сопровождаются закономерным изменением удельного веса, следующие: 1) однородность состава каждой сравниваемой фракции; 2) преобладание в веществе сравниваемых фракций одного и того же микрокомпонента; 3) некоторые отличия в облике этого микрокомпонента в различных фракциях как следствие разной степени его измененности под влиянием исследуемого генетического процесса.

Материал, используемый И. Н. Семашевой и И. С. Софиевым для исследования процесса образования высокорельефных тел, этим требованиям удовлетворяет. В материале же Д. Т. Забрамного и С. Н. Насритдинова (1959), привлекаемом И. Н. Семашевой и И. С. Софиевым для исследования процессов фюзенизации, эти условия выполняются только во фракциях тяжелее 1,43. Более легкие фракции имеют смешанный состав (содержание фюзена в них не превышает 78%). На это указывали сами авторы, подчеркивая, что «целесообразно сопоставить химический состав фракций, начиная с удельного веса тяжелее 1,43, в которых витрена и ксилена содержится не более 1% каждого» (Забрамный и Насритдинов, 1959, стр. 71).

ГЛУБОКОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ НА МИКРОКОМПОНЕНТЫ (ОБЩИЙ СЛУЧАЙ)

Далеко не всегда удастся произвести полное разделение угля на чистые микрокомпоненты. Значительно чаще наличие в пробе сростков очень мелких микрокомпонентов и перекрытие удельных весов микрокомпонентов препятствует этому, и при разделении получаются фракции смешанного состава. Химические свойства вещества фракции определяются его петрографическим составом, т. е. соотношением индивидуальных микрокомпонентов. В случае, когда из большого числа фракций разделения можно подобрать фракции с различными соотношениями двух микрокомпонентов, можно судить об относительном различии в их химическом составе. Результат будет тем надежнее, чем большее число анализов фракций использовано.

Ван Кревелен (Van Krevelen, 1961) следующим образом подходит к определению элементарного состава групп микрокомпонентов по данным анализов фракций смешанного состава. Он приводит следующую формулу, показывающую зависимость содержания водорода во фракции от соотношения в ней групп микрокомпонентов и содержания водорода в каждой из этих групп:

$$H_{\text{фр}} = \frac{a}{100} H_{\text{экз}} + \frac{b}{100} H_{\text{витр}} + \frac{c}{100} H_{\text{микро}},$$

где $H_{\text{фр}}$ — содержание водорода во фракции; $H_{\text{экз}}$, $H_{\text{витр}}$, $H_{\text{микро}}$ — содержание водорода в соответствующих группах микрокомпонентов данной пробы; a , b , c — процентное содержание групп во фракции.

Известными величинами в этой формуле являются a , b , c (по данным петрографических подсчетов) и $H_{\text{фр}}$ (по данным химанализа), а неизвестными — $H_{\text{экз}}$, $H_{\text{витр}}$, $H_{\text{микро}}$. Эти величины Ван Кревелен считает неизменными для всех фракций одной пробы и предлагает определять их, подставляя в указанную формулу известные величины.

Для каждой фракции получается, таким образом, уравнение. Сопоставление этих уравнений в пределах одной пробы дает систему уравнений, которая имеет решение в том случае, если число проанализированных превышает три (по числу неизвестных величин).

Аналогичным образом предлагается подсчитывать и другие параметры элементарного состава и выход летучих веществ для групп микрокомпонентов.

В построениях Ван Кревелена, как уже указывалось выше, не учитывается то обстоятельство, что не только группа микрокомпонентов, но даже один и тот же индивидуальный микрокомпонент разных фракций может иметь несколько различных состав (например, высокорельефные тела в работе И. Н. Семашевой и И. С. Софиева). Поэтому формулы, предложенные Ван Кревеленом, можно использовать лишь при условии резкого преобладания в одних фракциях одной группы микрокомпонентов, в других фракциях — других групп. Только в этом случае ошибка подсчетов будет невелика. Для интерпретации результатов общего случая глубокого разделения формулы Ван Кревелена неприменимы.

Как осуществляется интерпретация результатов глубокого разделения и какие при этом могут быть получены результаты, рассмотрим на примере алдано-чульманских углей. Изучение этих углей с применением глубокого разделения производилось в углепетрографической лаборатории Научно-исследовательского института геологии Арктики в 1960—1962 гг. Разделению были подвергнуты пробы кларенового угля от ПЖ — К (V группа углефикации, по Л. И. Сарбеевой, 1943) до К — ПС (VII—VIII группа углефикации). Сложенные гелифицированным веществом почти целиком, фракции оказались различными по соотношению его разновидностей и по химическим характеристикам. Удовлетворительных концентратов разновидностей гелифицированного вещества — со слабыми следами структуры (так называемого «структурного») и бесструктурного из одной и той же пробы получено не было. Однако при вещественном изучении большого числа (около 60) фракций смешанного состава оказалось, что из соседних (или близких) фракций большее содержание углерода и водорода имеет та, в которой содержание структурного гелифицированного вещества выше (в углях VII и VII—VIII групп углефикации эта закономерность в значительной мере сглаживается). Содержание кислорода подчиняется обратному закону. Это дает основание предполагать, что состав структурного гели-

Петрографический и химический состав фракций разделения пробы Т-2
(%) (Алдано-Чульманский р-н, Налдинская угленосная площадь, шт. 36) *

Фракции	Выход фракций	Петрографический состав			Химический состав					
		гелифицированное вещество		сростки гелифицированного вещества с липоидными компонентами	Ас	Сг	Нг	Ог	Тг	Vг
		бесструктурное	структурное							
Легче 1,26	0,4	В основном пыль гелифицированного вещества			1,9	88,7	5,5	3,9	—	27,0
1,26—1,28	17,9	60	37	3	2,4	90,5	3,8	3,7	5,1	24,4
1,28—1,30	26,5	40	59	1	3,4	92,0	5,0	1,3	6,7	24,3
1,30—1,32	13,2	42	55	3	6,1	90,9	5,3	1,8	6,6	24,4
1,32—1,34	7,8	76	22	2	9,0	90,1	4,9	3,3	5,9	24,5
1,34—1,36	8,0	83	17	—	11,9	89,4	5,4	3,2	5,2	24,4
1,36—1,60	17,7	86	14	—	19,6	90,0	4,8	3,4	4,3	25,1
Тяжелее 1,60	8,6	Подсчет не производился			59,2	—	—	—	—	36,3

* Анализы произведены в углехимической лаборатории НИИГА.

использовавших анализы фракций разделения для изучения химического характера процесса фюзенизации.

Условия, при которых результаты анализов фракций можно использовать для трактовки стадий тех процессов превращения микрокомпонентов, которые сопровождаются закономерным изменением удельного веса, следующие: 1) однородность состава каждой сравниваемой фракции; 2) преобладание в веществе сравниваемых фракций одного и того же микрокомпонента; 3) некоторые отличия в облике этого микрокомпонента в различных фракциях как следствие разной степени его измененности под влиянием исследуемого генетического процесса.

Материал, используемый И. Н. Семашевой и И. С. Софиевым для исследования процесса образования высокорельефных тел, этим требованиям удовлетворяет. В материале же Д. Т. Забрамного и С. Н. Насритдинова (1959), привлекаемом И. Н. Семашевой и И. С. Софиевым для исследования процессов фюзенизации, эти условия выполняются только во фракциях тяжелее 1,43. Более легкие фракции имеют смешанный состав (содержание фюзена в них не превышает 78%). На это указывали сами авторы, подчеркивая, что «целесообразно сопоставить химический состав фракций, начиная с удельного веса тяжелее 1,43, в которых витрена и ксилена содержится не более 1% каждого» (Забрамный и Насритдинов, 1959, стр. 71).

ГЛУБОКОЕ РАЗДЕЛЕНИЕ НА МИКРОКОМПОНЕНТЫ (ОБЩИЙ СЛУЧАЙ)

Далеко не всегда удается произвести полное разделение угля на чистые микрокомпоненты. Значительно чаще наличие в пробе сростков очень мелких микрокомпонентов и перекрытие удельных весов микрокомпонентов препятствует этому, и при разделении получают фракции смешанного состава. Химические свойства вещества фракции определяются его петрографическим составом, т. е. соотношением индивидуальных микрокомпонентов. В случае, когда из большого числа фракций разделения можно подобрать фракции с различными соотношениями двух микрокомпонентов, можно судить об относительном различии в их химическом составе. Результат будет тем надежнее, чем большее число анализов фракций использовано.

Ван Кревелен (Van Krevelen, 1961) следующим образом подходит к определению элементарного состава групп микрокомпонентов по данным анализов фракций смешанного состава. Он приводит следующую формулу, показывающую зависимость содержания водорода во фракции от соотношения в ней групп микрокомпонентов и содержания водорода в каждой из этих групп:

$$H_{\text{фр}} = \frac{a}{100} H_{\text{экз}} + \frac{b}{100} H_{\text{витр}} + \frac{c}{100} H_{\text{микро}},$$

где $H_{\text{фр}}$ — содержание водорода во фракции; $H_{\text{экз}}$, $H_{\text{витр}}$, $H_{\text{микро}}$ — содержание водорода в соответствующих группах микрокомпонентов данной пробы; a , b , c — процентное содержание групп во фракции.

Известными величинами в этой формуле являются a , b , c (по данным петрографических подсчетов) и $H_{\text{фр}}$ (по данным химанализа), а неизвестными — $H_{\text{экз}}$, $H_{\text{витр}}$, $H_{\text{микро}}$. Эти величины Ван Кревелен считает неизменными для всех фракций одной пробы и предлагает определять их, подставляя в указанную формулу известные величины.

Для каждой фракции получается, таким образом, уравнение. Сопоставление этих уравнений в пределах одной пробы дает систему уравнений, которая имеет решение в том случае, если число проанализированных превышает три (по числу неизвестных величин).

Аналогичным образом предлагается подсчитывать и другие параметры элементарного состава и выход летучих веществ для групп микрокомпонентов.

В построениях Ван Кревелена, как уже указывалось выше, не учитывается то обстоятельство, что не только группа микрокомпонентов, но даже один и тот же индивидуальный микрокомпонент разных фракций может иметь несколько различных состав (например, высокорельефные тела в работе И. Н. Семашевой и И. С. Софиева). Поэтому формулы, предложенные Ван Кревеленом, можно использовать лишь при условии резкого преобладания в одних фракциях одной группы микрокомпонентов, в других фракциях — других групп. Только в этом случае ошибка подсчетов будет невелика. Для интерпретации результатов общего случая глубокого разделения формулы Ван Кревелена неприменимы.

Как осуществляется интерпретация результатов глубокого разделения и какие при этом могут быть получены результаты, рассмотрим на примере алдано-чульманских углей. Изучение этих углей с применением глубокого разделения производилось в углпетрографической лаборатории Научно-исследовательского института геологии Арктики в 1960—1962 гг. Разделению были подвергнуты пробы кларенового угля от ПЖ — К (V группа углефикации, по Л. И. Сарбеевой, 1943) до К — ПС (VII—VIII группа углефикации). Сложенные гелифицированным веществом почти целиком фракции оказались различными по соотношению его разновидностей и по химическим характеристикам. Удовлетворительных концентратов разновидностей гелифицированного вещества — со слабыми следами структуры (так называемого «структурного») и бесструктурного из одной и той же пробы получено не было. Однако при вещественном изучении большого числа (около 60) фракций смешанного состава оказалось, что из соседних (или близких) фракций большее содержание углерода и водорода имеет та, в которой содержание структурного гелифицированного вещества выше (в углях VII и VII—VIII групп углефикации эта закономерность в значительной мере сглаживается). Содержание кислорода подчиняется обратному закону. Это дает основание предполагать, что состав структурного гели-

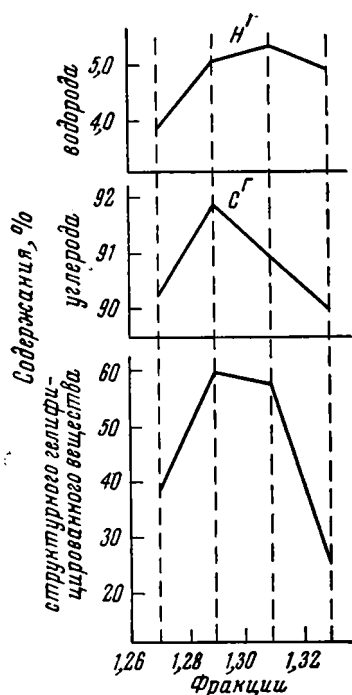
Петрографический и химический состав фракций разделения пробы Т-2
(%) (Алдано-Чульманский р-н, Налдинская угленосная площадь, шт. 36) *

Фракции	Выход фракций	Петрографический состав			Химический состав					
		гелифицированное вещество		сростки гелифицированного вещества с липоидными компонентами	А ^с	С ^г	Н ^г	О ^г	Т ^г	V ^г
		бесструктурное	структурное							
Легче 1,26	0,4	В основном пыль гелифицированного вещества			1,9	88,7	5,5	3,9	—	27,0
1,26—1,28	17,9	60	37	3	2,4	90,5	3,8	3,7	5,1	24,4
1,28—1,30	26,5	40	59	1	3,4	92,0	5,0	1,3	6,7	24,3
1,30—1,32	13,2	42	55	3	6,1	90,9	5,3	1,8	6,6	24,4
1,32—1,34	7,8	76	22	2	9,0	90,1	4,9	3,3	5,9	24,5
1,34—1,36	8,0	83	17	—	11,9	89,4	5,4	3,2	5,2	24,4
1,36—1,60	17,7	86	14	—	19,6	90,0	4,8	3,4	4,3	25,1
Тяжелее 1,60	8,6	Подсчет не производился			59,2	—	—	—	—	36,3

* Анализы произведены в углехимической лаборатории НИИГА.

фицированного вещества здано-чульманских углей отличается от состава бесструктурного; при этом он имеет более высокое содержание углерода и водорода и более низкое — кислорода. Соотношением структурного и бесструктурного гелифицированного вещества определяется химический состав фракций (см. таблицу).

На фигуре показаны фракции с $A^c < 10\%$, сложенные почти целиком гелифицированным веществом, содержание посторонних микрокомпонентов не превышает 3%. Видно, что линии изменения содержания



Связь элементарного состава фракций с соотношением в них структурного и бесструктурного гелифицированного вещества (пр. Т-2)

углерода и водорода почти во всех случаях приблизительно параллельны линии содержания во фракциях структурного гелифицированного вещества: с увеличением содержания структурного гелифицированного вещества содержание углерода и водорода увеличивается, обратное явление наблюдается при уменьшении содержания структурного вещества (соответственном уменьшении бесструктурного). Однако вследствие различий элементарного состава одного и того же микрокомпонента в разных фракциях нет точной пропорциональности между элементарным составом вещества фракций и содержанием в нем какого-либо микрокомпонента (например, структурного гелифицированного вещества). Поэтому сравнивать между собой можно только соседние (или близкие по удельному весу) фракции.

Таким образом, интерпретация результатов исследования вещественного состава фракций даже смешанного состава может дать ценные результаты, если химические характеристики вещества фракций ставить в зависимость от их петрографического состава. При этом, однако, нельзя рассматривать каждую фракцию «минералогически», т. е. как механическую смесь совершенно тех же микрокомпонентов, что и во всех других фракциях, как это делает Ван

Кревелен. Если бы это было так, то каждый микрокомпонент в данной пробе имел бы строго определенный удельный вес и при разделении попадал бы только в одну фракцию (при равномерном распределении тонкодисперсного минерального вещества).

Итак, при интерпретации результатов глубокого разделения может представиться два случая.

1. Большая часть из содержащегося в пробе микрокомпонента выделилась в виде достаточно чистого концентрата или же произошло полное разделение на микрокомпоненты. В этом случае можно дать полную химическую характеристику индивидуального микрокомпонента (или микрокомпонентов).

Если при этом в нескольких смежных фракциях с одинаковым преобладающим микрокомпонентом облик его несколько меняется в разных фракциях в результате какого-либо процесса его превращения, можно по различию химических анализов фракций охарактеризовать стадии этого процесса (если считать, что относительная разница в химическом

составе разновидностей этого компонента с периода торфообразования до настоящего времени изменилась незначительно).

2. Фракции разделения имеют смешанный состав. Тогда при большом количестве анализов можно выявить химические своеобразия индивидуальных микрокомпонентов.

В заключение остановимся еще на двух вопросах, касающихся интерпретации результатов глубокого разделения.

В ряде случаев химический состав фракций связывают не с их петрографическим составом, а только с их удельным весом. Такой материал может быть использован лишь для изучения возможностей получения из углей концентратов нужного качества. Для геолого-генетических построений такой материал ничего не дает.

При подсчете петрографических компонентов в особую категорию необходимо выделять сростки микрокомпонентов. Только в этом случае можно будет накопить достаточный материал об интервалах разделения микрокомпонентов в углях разных бассейнов и углефикаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Забрамный Д. Т., Насритдинов С. Н. Химическая характеристика «щелочного» фюзена из ангреноского угля. Узб. хим. ж., т. 2, № 5, 1959.
- Корженевская Е. С. Петрографическая характеристика угольного пласта Верхнесуйфунского месторождения в районе деревни Ильичевки. Химия твердого топлива, т. 5, № 6, 1934.
- Рыбалко З. М. Химическая природа рабдописита Верхнесуйфунского бассейна. Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 15, 1962.
- Сарбеева Л. И. Определение метаморфизма углей по физическим и петрографическим признакам. Гостоптехиздат, 1943.
- Семашева И. Н., Софиев И. С. Исследование фюзенизированных компонентов угля и природа так называемого склеротинита. Узб. хим. ж., т. 6, 3—4, 1963.
- Семашева И. Н., Софиев И. С. К вопросу о процессах фюзенизации. Докл. АН СССР, т. 152, № 1, 1963.
- Тетерюк В. К. Об использовании удельного веса вещества экзины, как генетического признака при систематизации древнейших микроспор. В сб. «Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор». Изд. «Наука», 1964.
- Van Krevelen. Coal., Elsevier, 1961.

Научно-исследовательский
Институт геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
11.III.1964

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.434 : 551.736.1 (477.60)

ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ МЕДНЫХ РУД В ДОНЕЦКОМ БАСЕЙНЕ

И. М. БЕСПАЛОВ

В 1965 г. исполняется 100 лет с того момента, как Носов 2-й обнаружил медные минералы в Бахмутской котловине, на левобережье р. Калиновой, около древних выработок. С тех пор нижнепермская картамышская свита медистых песчаников периодически изучается различными научно-исследовательскими и производственными организациями.

Несмотря на то, что медистые песчаники Донецкого бассейна изучаются давно, в их геологии имеется много невыясненных вопросов, от разрешения которых зависит правильное направление поисковоразведочных работ на медь. Решение задачи тормозилось, по нашему мнению, тем, что нижнепермские отложения плохо обнажены и вместе с тем отсутствовала правильная теория рудообразования, обосновывающая генезис медистых песчаников, их палеогеографическую и палеоклиматическую позицию, а также приуроченность к определенным фашиально-структурным условиям. Не случайно поэтому все работы по выявлению промышленных скоплений меди были сосредоточены только в пределах Бахмутской котловины, где отложения нижней перми, в том числе и картамышской свиты, выходят на дневную поверхность и где (вероятно, только поэтому) выявлено наибольшее количество рудоносных участков.

Благодаря широкому развитию поисковых буровых работ на нефть и газ за последние годы пестроцветные терригенные отложения нижней перми выявлены далеко за пределами Бахмутской и Кальмиус-Торещкой котловин. Они вскрыты скважинами на многих участках Днепровско-Донецкой впадины и, по-видимому, продолжают широкой полосой от Донбасса до меридиана г. Чернигова (Арсирый и др., 1963). Таким образом, область развития пород картамышской свиты в настоящее время не так узка, как это было совсем недавно, и, следовательно, поиски медных месторождений осадочного генезиса как в Донецком бассейне, так, очевидно, и за его пределами сейчас нельзя ограничивать только Бахмутской котловиной.

Анализ многочисленной литературы по геологии нижнепермских отложений Донецкого бассейна, результаты исследований 1962—1963 гг., а также наличие научно обоснованных выводов советских геологов (Константинов, 1954, 1963; Попов, 1954, 1960; Страхов, 1962; и др.) по рудогенезу стратифицированных сульфидных месторождений СССР позволяют подметить некоторые особенности меденакпления в Донецком бассейне, определить основные задачи по дальнейшему изучению и поискам здесь осадочных месторождений меди. Отметим некоторые, наиболее важные на наш взгляд, положения по этим вопросам.

Установлено, что аридные формации, в состав которых входят меденосные толщи, представлены в основном континентальными (Минусинская впадина), паралическими (Приуралье, Донбасс, частично Джезказган) и морскими (Мансфельд, частично Джезказган) фашиальными типами. Позиция меденосных толщ внутри формаций остается одной и той же: «они приурочены к самому краю периферической части формаций, т. е. к периферии бывшей седиментационной области, к району, близко расположенному к водосборам этой области» (Страхов, 1962). Из этого следует, что первоочередной задачей по изучению медных руд Донецкого бассейна является составление палеогеографической карты Картамышского бассейна. Такая карта позволит определить области сноса рудного вещества, правильно наметить площади под поиски и определить структурно-фашиальное положение выявленных медных рудопроявлений в Бахмутской котловине.

После работ Л. П. Нестеренко и М. Л. Левенштейна (1953), доказавших отсутствие перерыва в отложениях между верхним карбоном и картамышской свитой в районе Главного антиклинала, стало очевидным, что медные рудопроявления Бахмутской котловины располагаются не на периферии картамышской седиментационной области, а в значительном удалении от нее. Отсюда следует, что Бахмутская котловина не является основной областью накопления медных руд; наибольшая концентрация их, по всей вероятности, имела место далее к юго-западу, по направлению к Кальмиус-Торешкой котловине и, возможно, южнее ее, где отложения картамышской свиты, к сожалению, эродированы. Данные, полученные в результате изучения литологии и слоистости пермских пород, свидетельствуют об основном поступлении материала для картамышской свиты с юга, юго-запада и юго-востока.

Таким образом, нам представляется, что отложения картамышской свиты Кальмиус-Торешкой котловины, слабо изученные как на поверхности, так и на глубине, являются не менее, а возможно, более перспективными на медные руды промышленного значения, чем те же отложения Бахмутской котловины. Наиболее надежные выводы о перспективных участках, могут быть сделаны, по-видимому, после составления палеогеографической карты Картамышского бассейна. Такая карта может быть составлена на основании анализа всех сведений по геологии нижнепермских отложений (включая палеогеографические схемы) и с учетом буровых работ, широко применявшихся для поисков нефти и газа в пределах Большого Донецкого прогиба за последнее десятилетие.

Давно назрела настоятельная необходимость детального литолого-фациального анализа меденосных пестроцветов в Донецком бассейне. Такой анализ позволит выделить различные литогенетические типы рудоносных и вмещающих пород и их морфогенетические особенности: характер строения свиты, ритмичность, цикличность, приуроченность медного оруденения к определенным ритмам свиты и другие вопросы.

Фациальный анализ осадочных медных месторождений СССР (исключая Донецкий бассейн) позволил Н. М. Страхову (1962), Л. Ф. Наркелюну (1962), Л. Н. Ботвинкиной (1963) и другим исследователям установить тесную связь повышенных концентраций меди с песчаными отложениями подводных частей дельты, русловым аллювием низовьев речных долин и с прибрежно-морскими отложениями.

Л. Н. Ботвинкина (1963) на основании изучения литологии Джезказгана полагает, что благоприятные условия для концентрации меди вообще более присущи осадочным толщам регрессивного характера. Предполагение это заслуживает внимания, но требует, однако, проверки, так как есть указание на то, что на месторождении Чамбоши (медный пояс Африки) минералогическая зональность могла образоваться в условиях трансгрессии водного бассейна (Страхов, 1962).

Проведенные работы по литологии (Шалыт, 1939) и генезису медистых песчаников Донецкого бассейна (Савич-Заблоцкий и Лапкин, 1949), хотя и имеют положительные стороны, но не отвечают современным требованиям по исследованию литогенеза пород. Основные выводы в этих работах редко подкрепляются конкретными данными. Так, например, Е. С. Шалыт 99% пород всей толщи картамышской свиты (исключая 1% морских известняковых и доломитовых прослоев) относит без достаточного обоснования к образованиям плоских озерообразных бассейнов.

Заслуживают внимания и выводы К. Н. Савич-Заблоцкого и И. Ю. Лапкина (1949) тем более, что в одной из последних работ И. Ю. Лапкина (1961) отстаивает выводы 1949 г. По мнению этих авторов, однородность пород толщ медистых песчаников, существование постепенных переходов между ними, полное сходство их минералогического состава, петрографические особенности и наличие (по всей толще) тонкой правильной слоистости с исключительной ясностью свидетельствуют об их образовании в водном бассейне. На основании того, что фауна в этой толще представлена только морскими формами, в значительной мере характерными для мелководных слабоопресненных фаций, они делают вывод, что этот бассейн был морским, мелководным с несколько ограниченным сообщением с открытым морем, или заливом существовавшим в это время на северо-западной окраине Донецкого кряжа.

Не со всеми толжениями здесь можно согласиться. Постепенные переходы между различными породами свиты наблюдаются не всегда. Так, например, при исследовании карьеров у с. Клинового и керн скважин 6860 и 6862 (рудопроявления Кислый бугор и Картамыш) установлено два типа контактов серых песчаников с красноцветными породами: нижний — резкий, неровный, верхний — постепенный. Тонкая правильная слоистость не характерна для всех разновидностей пород. Нами установлены следующие типы слоистости: крупная косая однонаправленная слоистость (разнозернистые серые и красно-бурые песчаники), крупная косая разнонаправленная слоистость (бурые и серые песчаники), волнистая слоистость, образующая прослои в алевролитах (мелко- и среднезернистые красно- и реже сероцветные песчаники), мелкая косая и косоволнистая слоистость (серые песчаники). Встречаются также песчаники, залегающие в виде расщепляющихся линз и маломощных линз среди алевролитов. Встречаются неслоистые разноты аргиллитов. Горизонтальная слоистость наиболее характерна для алевролитов как сероцветных, так и красноцветных.

Литологические исследования пород картамышской свиты по существу только начаты. Имеющиеся материалы показывают, что в составе картамышской свиты принимают участие отложения русловые, речных пойм, лагунные, подводных дельт и прибрежно-морские (зоны волнений). Алевролиты с известковистыми стяжениями, с едва заметными следами слоистости и со следами ходов червей и корневой системы растений отнесены нами к фациям почв и подпочв. Количественное соотношение различных фаций пока не выяснено.

Что касается наличия фауны, то она в основном характеризует маломощные прослои известняков, морское происхождение которых не вызывает сомнения.

Как известно, медное оруденение на всех месторождениях типа медистых песчаников приурочено к сероцветным песчаным разностям пород. Объяснение происхождения сероцветных горизонтов (серые зоны, по Л. П. Нестеренко) облегчит понимание генезиса и физико-химических процессов поведения меди в период рудоотложения.

Происхождение сероцветных горизонтов, а с ними и рудных накоплений исследователи, отрицающие гидротермально-магматогенный генезис месторождений медистых песчаников, объясняют по крайней мере двумя путями.

Н. М. Страхов (1962) считает, что сероцветная часть каждого ритма возникла в период погружений территорий и развития условий залива, красноцветная — в период регрессии и превращения залива в площадь сухой равнины. Восстановителем окисного железа является органическое вещество, которое приводит к погашению красной окраски и превращению ее в серую, зеленовато-серую или зеленую. Таким образом, серые зоны, по Н. М. Страхову, как и накопления меди, надо считать, образуются в стадии седиментации и диагенеза. Исследования циклически построенного разреза Джезказганского месторождения (Ботвинкина, 1963) подтверждают выводы Н. М. Страхова о происхождении сероцветов и оруденения.

А. И. Перельман и Е. Н. Борисенко (1962) связывают происхождение протяженных серых зон с былыми горизонтами грунтовых или межпластовых вод, которые могли быть приурочены только к водопроницаемым породам — песчаникам и конгломератам. Восстановление трехвалентного железа до двухвалентного происходило не под действием органических веществ, а бескислородными водами, содержащими CO_2 . Процесс рудообразования авторы объясняют следующим образом: «В эпоху рудообразования суша характеризовалась широким распространением медных месторождений и рудопроявлений, которые могли быть приурочены к более древним красноцветам или порфирирам и другим породам. Размыв ореолов рассеяния и переотложение соответствующих материалов привели к накоплению сорбированной меди в осадках красноцветной свиты». В результате дальнейшей деятельности подземных вод эта медь, по мнению авторов, а также медь рудопроявлений выщелачивалась и осаждалась сероводородом в нижней части водоносного горизонта. Источником сероводорода были более древние битуминозные породы, которые дренировались подземными водами. Таким образом, А. И. Перельман и Е. Н. Борисенко образование серых зон и приуроченное к ним оруденение не связывают со стадиями седиментации и диагенеза, а считают процессом, наложенным на уже сформировавшиеся отложения, т. е. процессом явно эпигенетическим.

Очевидно, образование сероцветов может идти как тем, так и другим путем. И вопрос этот, по нашему мнению, должен решаться для каждого месторождения отдельно, хотя представляется наиболее вероятным, что одно из приведенных объяснений (по Н. М. Страхову) имеет главное значение во всех месторождениях типа медистых песчаников.

Для условий Донбасса точка зрения А. И. Перельмана и Е. Н. Борисенко уже сейчас встречает некоторые возражения. Так, например, серые породы нередко представлены водонепроницаемыми и почти водонепроницаемыми породами — аргиллитами и алевролитами. На ряде месторождений (Джезказган, Мангышлак, Удокан, Чамбоши, Роан-Антеоп в Африке) эта концепция рудообразования не объясняет происхождение минералогической зональности; не дает ответа на вопрос о том, почему медная минерализация приурочена к определенному генетическому типу песчаников и отсутствует в песчаниках такого же состава и структуры, но иного генетического типа; и, наконец, маловероятна возможность выщелачивания рассеянной меди из водонепроницаемых пород (глины, аргиллиты) с последующим переотложением ее в промышленных масштабах в сероцветных горизонтах.

Необходимо, однако, оговориться, что приведенные возражения против рабочей гипотезы А. И. Перельмана и Е. Н. Борисенко могут касаться лишь определенной группы месторождений (Джезказган, Мангышлак, Удокан, Чамбоши и Роан-Антеоп). В условиях Донбасса эта гипотеза должна быть проверена.

Автор в статье не ставил целью выдвижение всех проблем, стоящих сейчас перед геологами, изучающими медистые песчаники Донецкого бассейна. Мы ограничились лишь теми, которые с нашей точки зрения являются главными и должны быть разрешены в первую очередь.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсирий Ю. А., Билык О. Д. Нефтегазоносность нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины в свете новых данных о их распространении. В кн. «Геология и нефтегазоносность территории УССР». Гостехиздат, 1963.
- Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях разных климатических областей. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Изд. АН СССР, 1963.
- Константинов М. М. Экзогенные сульфаты свинца и цинка. В кн. «Вопр. минералогии осадочных образований», кн. 1. Изд. Львовск. ун-та, 1954.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга русской платформы. В кн. «Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы». Изд. ХГУ, 1961.
- Наркелю Л. Ф. Геология и оруденение Джеккаганского месторождения. Изд. АН СССР, 1962.
- Нестеренко Л. П., Левенштейн М. Л. О верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна в связи с вопросом о времени проявления основной фазы Донецкого горообразования. Докл. АН СССР, т. 93, № 6, 1953.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. Вopr. геохимии, вып. 70, 1962.
- Попов В. М. Некоторые геологические закономерности локализации медистых песчаников на территории Северной Киргизии и Центрального Казахстана. В кн. «Первая научная сессия АН КиргССР». Фрунзе, 1955.
- Савич-Заблочкий К. Н., Лапкин И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXIV (1), 1949.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд. АН СССР, 1962.
- Шалыт Е. С. К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса. Материалы по геологии и гидрогеологии. Госгеолгиздат, сб. № 1, 1939.

УкрНИГРИ,
Днепропетровская экспедиция
Днепропетровск

Дата поступления
25.I.1964

УДК 552.578.3 : 549.761.33

О ВКЛЮЧЕНИЯХ БИТУМОВ В КРИСТАЛЛАХ ЦЕЛЕСТИНА

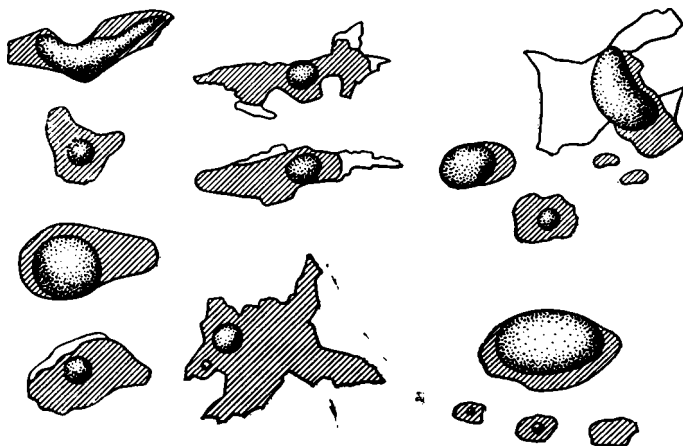
В. В. МОГАРОВСКИЙ

При изучении минералогии двух месторождений Таджикской депрессии в целестине и отчасти в кальците наряду с газово-жидкими включениями минералообразующих растворов нами были обнаружены включения битумов. Положение последних в кристаллах позволяет считать эти включения первичными, т. е. захваченными минералом в процессе кристаллизации. Помимо этого битумы встречаются в виде обильных пленок на кристаллах целестина и заполняют пустотки в его агрегатах. Однако эти битумы отложены уже после образования минералов и не описываются, так как нас интересуют лишь битумы, находящиеся в минералообразующих растворах.

В кристаллах целестина включения битумов распределены неравномерно, максимальное их количество приурочено к головкам и внешним зонам кристаллов, т. е. выделение их связано с последними стадиями роста минерала. Располагаются они группами до 5—7 включений, размер их достигает $0,3 \times 0,2$ мм, реже $0,7 \times 0,2$ мм; форма овальная и неправильная (см. фигуру). Количество фаз во включениях от одной (битум) до трех (битум, газ, водный раствор).

Наиболее часто встречаются включения, содержащие светло-коричневый битум и газ, занимающий от 10 до 80% площади включений. Это согласуется с литературными данными о том, что битумы в минералах обычно двухфазовые, реже однофазовые (Дубровин, 1960). Далее по распространенности следуют однофазовые включения, представленные битумом, несколько реже встречаются двухфазовые (битум+водный раствор) и трехфазовые (битум+водный раствор+газ). Как и в первом случае, постоянных соотношений между фазами не отмечается, но обычно битум преобладает над водным раствором.

При ударе и растирании целестин издает резкий характерный запах битумов. Это, по-видимому, связано с нарушением герметичности включений, вследствие чего происходит выделение их газовой составляющей. Принимая во внимание потерянную газовую составляющую, а также поверхностные пленки битумов, можно считать, что общее содержание битумов в целестине более высокое.



Включения битумов в целестине
Заштрихованное — светло-коричневый битум; черное — газ; белое — водный раствор. Зарисовка, увел. 80

Для характеристики битумов, захваченных минералами в процессе их роста, образцы целестина тщательно отбирались под биноклем с тем, чтобы в пробы не попали поверхностные пленки. Приводимые в таблице результаты анализов¹ отражают характер «первичных» битумов.

Результаты общего битуминологического анализа целестина

Цвет минерала	Содержание битума, %			Отношение хлороформа к спирто- бензолу	Тип битумов	
	в хлоро- форме	в спирто- бензоле	общее количество		хлороформ	спирт-бензол
Густо-голубой	0,0025	0,0025	0,0050	1:1	ОБ	ОБ
Голубой	0,0050	0,0037	0,0087	1,4:1	ОБ	СБ
Голубовато-белый	0,0037	0,0037	0,0074	1:1	ОБ	ОБ
Голубоватый	0,0025	0,0025	0,0050	1:1	ОБ	СБ
Белый	0,0018	0,0025	0,0043	1:1,4	ЛМБ	ПБ+ЛМБ
Голубоватый	0,0012	0,0018	0,0030	1:1,5	ЛМБ	МБ
Светло-коричневый (кальцит)	0,0025	0,0037	0,0062	1:1,5	ЛМБ	СБ

Примечание. ЛМБ — легкий маслянистый битум; МБ — маслянистый битум; ОБ — осмоленый битум; СБ — средний битум; ПБ — «почвенный» битум.

Содержание битумов в целестине колеблется от 30 до 87 г/т, составляя в среднем около 50 г/т. Принимая эту цифру за среднее содержание «первичных» битумов в обоих месторождениях, можно оценить, что суммарное содержание нефтяного органического вещества, законсервированного в виде битумных включений в целестине, составляет несколько десятков тонн.

Известно, что высказывались предположения о связи голубой окраски целестина с содержанием незначительного количества органического вещества (Лазаренко, Сливко, 1958). Насколько можно судить по приведенным выше анализам, в данном случае какой-либо четкой зависимости окраски целестина от содержания битумов не наблюдается. Так, густота голубой окраски целестина не сопровождается увеличением содер-

¹ Битуминологические определения выполнены в литологической лаборатории Геологического управления Таджикской ССР под руководством А. Б. Маркова.

жания битумов, скорее, наоборот, наблюдается некоторая тенденция увеличения их содержания по мере перехода от густо-голубых к более светлоокрашенным разностям.

В литературе (Матвеев, 1947; Кудрявцев, 1960 и др.) описаны включения битумов в магматогенных минералах, как, например, в горном хрустале из Гардетты (США) и Урала, во флюорите (Иллинойс, США), шеелите, морионе и амазоните (Ильменские горы); кроме того, известны включения нефти в железорудных месторождениях Швеции, свинцово-цинковых месторождениях Англии и Швеции, в медноколчеданных рудах Урала, в ртутных месторождениях Калифорнии, Испании и т. п. По мнению некоторых авторов (Кудрявцев, 1960 и др.), эти включения являются продуктами того же магматогенного раствора, что и вмещающие их минералы. Большинство же исследователей (Трофимук, 1960 и др.) считает, что во всех этих случаях битумы заимствуются из осадочных пород, в которые внедрились магма или водные растворы.

Нам представляется, что приведенные выше данные о битумных включениях в целестине служат примером второго положения.

Дело в том, что изверженные породы в Таджикской депрессии неизвестны, и по имеющимся данным, месторождения целестина образовались из глубинных термальных вадозных растворов, циркулировавших в нефтеносных породах мела и нижнего палеогена. Из этих пород растворы и могли заимствовать битумы.

Кроме того, минералообразующие растворы могли обогащаться битумами в местах локализации руд, т. е. в осевых частях антиклиналей, которая благоприятна для нахождения нефти и ее производных. Действительно, вмещающие породы в районе месторождений битуминозны, и местами в них наблюдаются небольшие нефтепроявления.

Таким образом, нахождение включений битумов в минералах прежде всего свидетельствует о наличии битумов в минералообразующих растворах, но не дает прямого указания на их источник. Ответ на этот вопрос может дать лишь анализ геологической позиции месторождения.

Нам представляется, что в данном случае, как и во многих других, битумы, несомненно, заимствованы водными растворами из осадочных пород, по которым они циркулировали.

ЛИТЕРАТУРА

- Дубровин А. Н. К вопросу о происхождении нефти эндогенным путем. В сб. «Проблемы происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей». Гостоптехиздат, 1960.
- Кудрявцев Н. А. О происхождении нефти. В сб. «Проблемы происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей». Гостоптехиздат, 1960.
- Курицина Г. А., Иванов С. Н. О битумах в колчеданных рудах Урала. Тез. сессии по закономерностям размещения медноколчеданных и меднопорфировых месторождений. ОГГН АН СССР, 1960.
- Лазаренко Е. К., Сливко М. М. Целестин Приднестровья. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 12, 1958.
- Матвеев К. К. О нахождении битумов в минералах. Зап. Всес. минералог. о-ва, № 2, 1947.
- Сафронов Г. М. Ксеногенные и искусственные жидкие включения в синтетическом кварце. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезо-оптич. минеральн. сырья, т. II, вып. 2, 1958.
- Трофимук А. А. О гипотезе неорганического происхождения нефти. В сб. «Проблемы происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей». Гостоптехиздат, 1960.

Институт геологии
Госгеолкома СССР
Душанбе

Дата поступления
23.VI.1964

О РОЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ ПРИ УПЛОТНЕНИИ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Ю. В. МУХИН

Нивелирующее усредняющее влияние геологического времени при уплотнении осадка известно лишь в самых общих чертах, т. е. без его количественной оценки (Белоусов, 1942).

При воспроизведении некоторых геологических процессов в лаборатории не ясно, в какой мере результаты поставленных опытов можно распространять на природные условия. К таким процессам, в частности, относится и процесс уплотнения глинистых осадков.

Уплотнение образцов глинистых осадков в лабораторных условиях является моделированием природных процессов, при которых масштабы уплотнения и времени искажены не пропорционально. Поэтому для оценки роли геологического времени как фактора уплотнения нужно было бы сопоставить данные лабораторных опытов с данными изучения процесса уплотнения пород в природных условиях в течение геологического времени. Такие работы, насколько нам известно, до сих пор еще не проводились. Методика их была предложена нам¹ в 1953 г. на основе изучения уплотненности верхнеюрских глин и сопоставления ее с нагрузкой на их кровлю от веса вышележащих осадков (Мухин, 1956).

Принципы оценки заключаются в использовании неравномерного развития геологических процессов на различных участках земной коры после отложения изучаемого глинистого осадка, а также устойчивости показателей физико-механических свойств грунтов одинакового генезиса на больших территориях (Охотин и др., 1950).

В силу неравномерности погружения отложенного в каком-либо бассейне седиментации осадка, при прогибании земной коры над ним отлагаются толщи более молодых пород различной мощности, а следовательно, и различного веса, причем часть отложившихся более молодых осадков иногда впоследствии бывает размыта.

В результате этих процессов изучаемый слой глинистого осадка на современном геологическом этапе оказывается на разных участках его залегания под различными нагрузками от веса вышележащих пород, действующими в течение длительного геологического времени. В результате длительного действия различных по величине нагрузок глинистый осадок, превратившийся за геологическое время в глинистую породу современного облика, имеет и различную уплотненность, что установлено по целому ряду глубоких скважин (Ломтадзе, 1956).

Таким образом, если выявить участки, где на современном геологическом этапе на изучаемый пласт глинистой породы действуют разные нагрузки, и определить приведенную пористость¹ изучаемой породы на этих участках по образцам из скважин, то можно с достаточной степенью достоверности построить график уплотнения изучаемого осадка под различными нагрузками в природных условиях за геологическое время.

Из изложенного вытекает и способ построения графиков уплотнения осадка за геологическое время (Мухин, 1956, 1960), представляющих по существу компрессионные кривые глинистых пластов в природных условиях под большими нагрузками и в течение длительного геологического времени.

Этот способ построения заключается в следующем:

а) по образцам глинистой породы, отобранным на глубине, исключающей влияние процессов выветривания, определяется приведенная пористость изучаемой породы.
б) по геологическому разрезу выработки, в которой отобран образец, и объемному весу перекрывающих пород определяется давление испытываемое породой на глубине отбора образца.

в) по этим данным о проведенной пористости и нагрузке, полученным для нескольких участков с разной глубиной залегания исследуемой глинистой породы, строится график зависимости приведенной пористости от нагрузки.

Следуя указанному принципу, мы построили графики уплотнения за геологическое время для некоторых палеозойских (возраст около 500 млн. лет), мезозойских (возраст около 140 млн. лет) и кайнозойских (возраст 24—30 млн. лет) глинистых осадков (Мухин, 1961). Эти графики позволили установить логарифмический характер закона уплотнения глинистых осадков в природных условиях за геологическое время.

В связи с установлением этой зависимости минимальное количество точек по глубине с разными значениями пористости и нагрузки может быть ограничено тремя.

¹ Объем пор, выраженный в долях объема твердых составляющих в породе.

Произведем оценку влияния фактора геологического времени на уплотнение кембрийских глинистых осадков северо-западной части Русской платформы, имеющих возраст около 500 млн. лет, переживших сложную геологическую историю и подвергавшихся в течение последнего миллиона лет не менее чем трехкратной нагрузке и разгрузке до 150 кг/см^2 при наступании и отступании ледника.

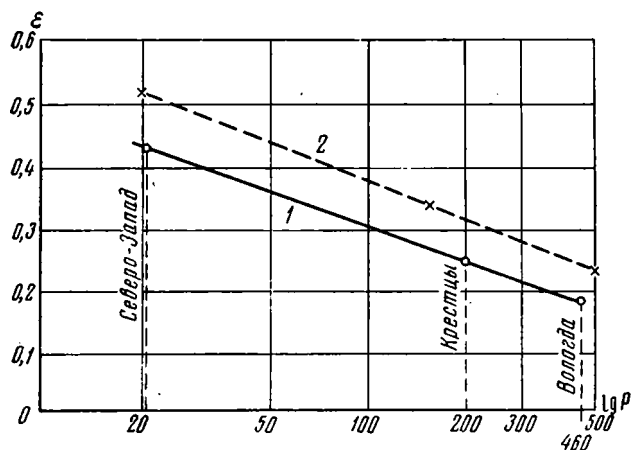
Данные о пористости, необходимые для восстановления истории их уплотнения за геологическое время и построения кривой сжатия, были получены при бурении Валдайской и Крестецкой опорных, а также более мелких скважин в Северо-Западном районе (Ломтадзе, 1956). Эти данные позволяют вычислить (по глубине залегания и объемному весу перекрывающих пород) нагрузки, действовавшие на кембрийский осадок в течение геологического времени (табл. 1) и построить полулогарифмический график их уплотнения (фиг. 1).

Все три точки на полулогарифмическом графике хорошо ложатся на прямую линию, имеющую некоторый наклон к оси $\lg P$. Такое расположение точек свидетельствует о том, что, несмотря на все процессы диагенеза осадка, эпигенеза породы в течение 500 млн. лет и неоднократные нагрузки и разгрузки за последний миллион лет (ледниковая нагрузка до 150 кг/см^2), уплотнение глинистого кембрийского осадка и образовавшейся из него породы подчиняется одному и тому же логарифмическому закону сжатия в диапазоне нагрузок от 20 до 460 кг/см^2 , а построенный график представляет компрессионную кривую пласта кембрийской глины в природных условиях.

Таблица 1

Изменения пористости кембрийских глин в зависимости от глубины их залегания

Районы	Глубина залегания, м	Приведенная пористость, e	Давление от веса вышележащих пород (P), кг/см^2
Северо-Западный	100	0,43	20,8
Крестцы	900	0,25	200
Вологда	2000	0,19	463



Фиг. 1. Полулогарифмические графики уплотнения кембрийских глин при нагрузках от 20 до 500 кг/см^2 в природных (1) и лабораторных (2) условиях

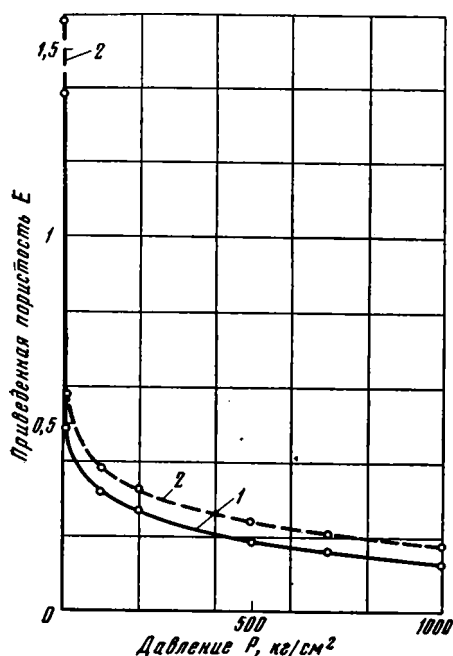
Аналогичный график уплотнения получен нами также для значительно более молодых (24—30 млн. лет) и не имеющих такой сложной геологической истории майкопских глинистых осадков Предкавказья в диапазоне нагрузок от 65 до 694 кг/см^2 (Мухин, 1963). Однако, как и следовало ожидать, параметры уплотнения майкопского осадка, характеризующиеся углом наклона прямой к оси $\lg P$, значительно отличаются от параметров уплотнения осадка кембрийского.

Геологический закон уплотнения кембрийского глинистого осадка в природных условиях на основании табл. 1 и фиг. 1 может быть выражен уравнением: $e = 0,67 - 0,18 \lg P$ (1), представляющим зависимость приведенной пористости E от давления P , обусловленного весом перекрывающих осадков.

В лабораторных условиях кембрийские глинистые осадки подверглись обжатиям большими давлениями (Ломтадзе, 1955), близкими к указанным выше природным нагрузкам:

Нагрузка (P), кг/см ²	20	150	500	Структура не нарушена
Приведенная пористость (ε)	0,52	0,33	0,24	

Нанося эти данные на график уплотнения кембрийских глинистых осадков в природных условиях (см. фиг. 1), получим также прямую линию, почти параллельную линии уплотнения осадка в природных условиях, но расположенную несколько выше нее. Прямолинейность полученного графика уплотнения в полулогарифмическом масштабе свидетельствует о том, что и уплотнение глинистых пород с ненарушенной структурой в лабораторных условиях при больших (до 500—1000 кг/см²) нагрузках также подчиняется логарифмической зависимости приведенной пористости от давления, но с параметрами, несколько отличающимися от параметров уплотнения в природных условиях.



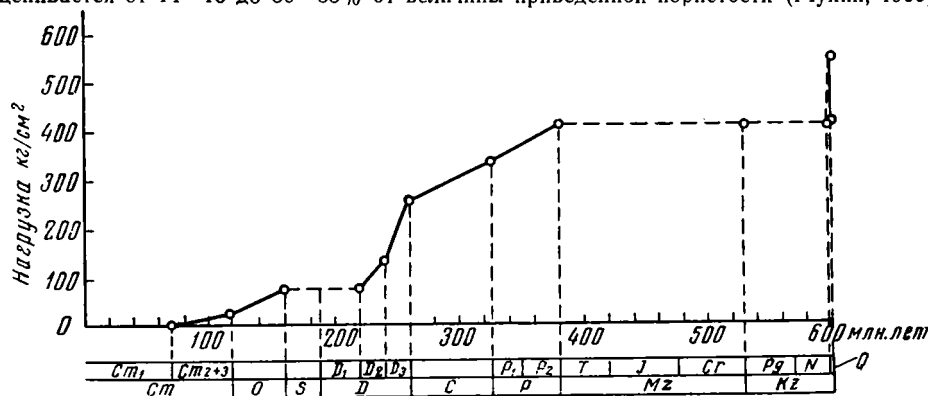
Фиг. 2. Кривые уплотнения кембрийских глин при больших нагрузках.

1 — уплотнение слоя осадка в природных условиях за геологическое время, 2 — уплотнение образца породы в лабораторных условиях

Произведя несложные вычисления, получим следующее уравнение уплотнения кембрийского глинистого осадка ненарушенной структуры в лабораторных условиях: $\epsilon = 0,78 - 0,20 \lg P$ (2).

Зная теперь, как уплотняется кембрийский осадок в природных условиях за длительное (геологическое) время и как он уплотняется в лабораторных условиях, при помощи уравнений (1) и (2) можно изобразить графически и вычислить разницу в уплотненности осадка при одних и тех же давлениях (фиг. 2). Это дает возможность затем подойти к количественной оценке геологического времени как фактора уплотнения; при этом воздействие времени понимается как условие совокупности внутренних геохимических процессов в толще осадка (диагенез, эпигенез), а также как неоднократное изменение внешних (термодинамических) условий (давление, температура). Соответствующие расчеты приводятся в табл. 2.

Анализируя полученные данные, можно сказать, что испытания сжимаемости в лабораторных условиях дают завышенные значения пористости по сравнению с природным уплотнением и, следовательно, геологическое время действует как уплотняющий фактор. Однако относительная роль его невелика и оценивается от 14—16 до 30—33% от величины приведенной пористости (Мухин, 1960).



Фиг. 3. График возрастания нагрузки на кровлю кембрийского глинистого осадка за геологическое время при его погружении на 1823 м

Таблица 2

**Изменение пористости кембрийского глинистого осадка в зависимости от давления
в природных и в лабораторных условиях**

Давление (P), кг/см ²	1·10 ⁻⁴	1	10	100	200	300	400	500
Приведенная пористость в природных условиях, $\epsilon_{\text{природн.}}$	1,39	0,67	0,49	0,31	0,26	0,22	0,20	0,18
Приведенная пористость в лабораторных условиях, $\epsilon_{\text{лаб.}}$	1,58	0,78	0,58	0,38	0,32	0,28	0,26	0,24
Абсолютная разность $\Delta\epsilon = \epsilon_{\text{лаб.}} - \epsilon_{\text{природн.}}$	0,19	0,11	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
Относительная разность $\frac{\Delta\epsilon}{\epsilon_{\text{природн.}}} \cdot 100\%$	13,7	16,4	18,3	22,6	23,0	27,0	30,0	33,3

Такова, следовательно, количественная оценка геологического времени как фактора уплотнения кембрийского глинистого осадка, а вместе с тем и роли тех процессов диагенеза, эпигенеза и периодических нагрузок и разгрузок, которые имели место в этом древнейшем осадке за 500 млн. лет.

По мере возрастания давления разность между пористостью в природных условиях и в лабораторных условиях уменьшается до 0,06—0,05 ее абсолютного значения, и можно считать, что лабораторные опыты по уплотнению образцов кембрийских глинистых пород с ненарушенной структурой в целом дают довольно хорошую сходимость с уплотнением кембрийских глинистых осадков в природных условиях при тех же величинах нагрузок, действовавших в течение длительного геологического времени (фиг. 3).

Для глинистых осадков другого возраста или состава влияние геологического времени может выразиться и несколько иными цифрами, однако порядок их величин вряд ли изменится в сторону повышения, так как рассмотрены древнейшие осадки.

Полученная оценка роли геологического времени дает возможность более обоснованно интерпретировать результаты опытов по лабораторному уплотнению глинистых пород большими нагрузками.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, № 1—2, 1942.
 Ломтадзе В. Д. Изменение состава, структуры, плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками. Тр. ЛГПИ АН СССР, т. 12, 1955.
 Ломтадзе В. Д. О формировании свойств глинистых пород. Зап. Ленинград. горн. ин-та, т. 32, вып. 2, 1956.
 Мухин Ю. В. Историко-геологический метод инженерно-геологической оценки глинистых грунтов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1956.
 Мухин Ю. В. О методике изучения сжатия глинистых пород в связи с проблемой нефтеобразования. Новости нефт. техн. Геология, вып. 4, 1960.
 Мухин Ю. В. К истории уплотнения майкопских глин Предкавказья и вопросы нефтегазообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1961.
 Мухин Ю. В. Роль уплотнения майкопских глин Предкавказья в нефтегазообразовании. В сб. «Вопр. геол. и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья», 1963.
 Охотин В. В. и Шнайдер Ш. М. К вопросу определения генезиса грунтов по их физико-механическим свойствам. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 1, № 102, 1950.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт природного газа
Московская область

Дата поступления
30.III.1964

О КОЛИЧЕСТВЕ ПЕРЕМЕЩАЮЩЕГОСЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ РАЗМЕРОВ ЗЕРЕН В СВЯЗИ С ВТОРИЧНЫМИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯМИ НЕКОТОРЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

А. В. КОПЕЛИОВИЧ

Разнообразные процессы преобразования горных пород сопровождаются большей частью изменением формы и размеров слагающих их частиц. Так, в рыхлых аллювиальных образованиях, корях выветривания различного профиля, почвенных покровах происходит растворение исходных компонентов пород и замещение одних минералов другими. Перемещение рыхлых продуктов выветривания сопровождается истиранием и шлифовкой обломочных зерен, ведущих к изменению их формы и уменьшению размеров. В диагенезе осадков самого различного типа и эпигенезе пород нередко протекают процессы коррозии и растворения обломочных компонентов: кварца, полевых шпатов, силицитов, зерен разнообразных пород, замещение их глинистыми продуктами, слюдястыми минералами, гидроокислами железа, изредка марганца и алюминия, карбонатами, сульфатами и другими образованиями.

Наряду с изменениями, ведущими к уменьшению размеров зерен, в ряде пород при определенных условиях имеют место обратные процессы: регенерация и разрастание обломочных зерен, возникновение вокруг них минеральных новообразований иного состава в виде пленочек, оболочек, концентров и т. п.

Явления коррозии, регенерации и нарастания отчетливо устанавливаются при микроскопическом изучении пород и шлифов, при этом чаще всего по тем или иным признакам возможно уловить форму и размеры исходных зерен и тем самым количественно оценить интенсивность наблюдаемого процесса, его масштабы и геохимическую роль.

При обычных микроскопических исследованиях интенсивность процесса коррозии или замещения обычно оценивается визуально по ширине наблюдаемой в шлифе корродированной или замещенной каемки. В зависимости от ширины последней степень коррозии или замещения характеризуется как слабая, заметная, значительная или интенсивная. В лучшем случае при этом принимается во внимание и поперечный размер обломочного зерна, и интенсивность изменения оценивается сопоставлением толщины корродированной или замещенной оболочки (в шлифе каемки) с поперечными размерами измененного зерна. Однако и при таких сравнениях геометрические соотношения между линейными размерами и объемом зерен большей частью не учитываются. Вследствие такой оценки количественная сторона процессов изменения, их масштаб и роль неизбежно упускаются.

Пусть зерно (фиг. 1, а) с поперечным размером d_n и объемом v_n в результате коррозии или замещения изменилось в размерах соответственно до величин d_k и v_k . Изменение объема составит:

$$v_{\Delta} = v_n - v_k.$$

Объем зерна любой формы может быть представлен уравнением

$$v = kd^3,$$

где d — его поперечный размер, а k — коэффициент, зависящий от его формы при заданном выборе положения d .

Для зерен кубической формы при d , соответствующем стороне куба, $k=1$ и $v = d^3$.

Для зерен шарообразной формы при d , равном диаметру, $k = \frac{1}{6}\pi$, а $v = \frac{1}{6}\pi d^3$.

Считая, что зерно растворяется или замещается со всех сторон равномерно, т. е. ширина растворившейся или замещенной оболочки всюду одинакова, форма зерна останется не измененной, а лишь уменьшится его поперечный размер. Изменение объема зерна при этом составит:

$$v_{\Delta} = k'd_n^3 - k'd_k^3.$$

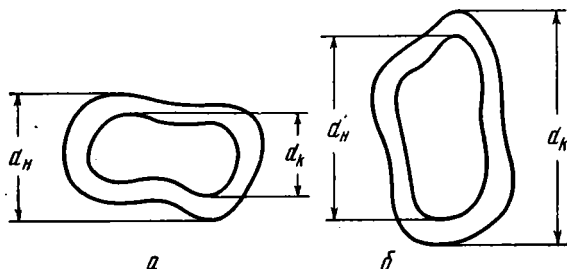
Относительное изменение объема зерна, претерпевшего растворение или замещение, по отношению к исходному объему составляет

$$\frac{v_{\Delta}}{v_n} = \frac{k' d_n^3}{k' d_n^3} - \frac{k' d_k^3}{k' d_n^3} = 1 - \left(\frac{d_k}{d_n} \right)^3.$$

При регенерации и нарастании каемок другого минерального состава (см. фиг. 1, б) их относительный объем составляет

$$\frac{v_{\Delta}}{v_n} = \frac{k'' d_k^3}{k'' d_n^3} - \frac{k'' d_n^3}{k'' d_n^3} = \left(\frac{d_k}{d_n} \right)^3 - 1.$$

Как видно из формул, относительное изменение объема зерна зависит лишь от соотношений его поперечных размеров до и после изменения. Эта зависимость для



Фиг. 1. Изменение размеров зерна: а — при коррозии и замещении, б — при регенерации и нарастании

случая уменьшения и роста размера зерен представлена в табл. 1 и 2 и на кривых (фиг. 2 и 3).

Из приведенных данных следует, что особенно значительные изменения объемов при вторичных процессах наблюдаются у мелкозернистых пород, например, у мелкозернистых песчаников и алевролитов, в которых едва уловимая коррозия или регене-

Таблица 1

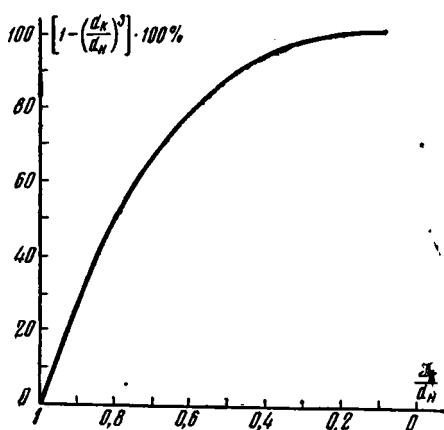
Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %	Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %	Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %	Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %
1,00	0,00	0,75	57,81	0,50	87,50	0,25	98,44
0,95	14,26	0,70	65,70	0,45	90,89	0,20	99,20
0,90	27,10	0,65	72,54	0,40	93,60	0,15	99,66
0,85	38,59	0,60	78,40	0,35	95,71	0,10	99,90
0,80	48,80	0,55	83,36	0,30	97,30	0,05	99,99

Таблица 2

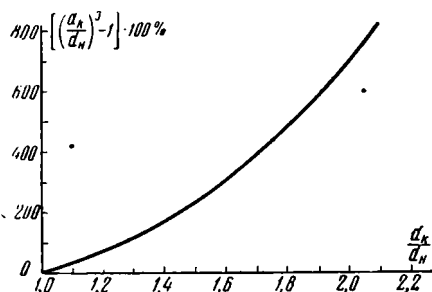
Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %	Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %	Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %	Соотношение поперечных размеров зерна, d_k/d_n	Относительное изменение объема, %
1,00	0,00	1,30	119,70	1,60	309,60	1,85	533,16
1,05	15,76	1,35	146,04	1,65	349,21	1,90	585,90
1,10	33,10	1,40	174,40	1,70	391,30	1,95	641,49
1,15	52,09	1,45	204,86	1,75	435,94	2,00	700,00
1,20	72,80	1,50	237,50	1,80	483,20	2,05	761,51
1,25	95,31	1,55	272,39	—	—	2,10	826,10

рация зерен составляет по отношению к их поперечному размеру заметную величину. В частности, при изменении поперечника вдвое относительное изменение объема составляет 87,5% (растворение) или 70% (рост) по отношению к исходному зерну.

Если учесть, что мелкозернистые породы вследствие значительной поверхностной энергии слагающих компонентов потенциально более активны и весьма чувствительны ко всевозможным вторичным изменениям, количество мигрирующего вещества при диагенетических и эпигенетических преобразованиях этих пород трудно переоценить.



Фиг. 2. Зависимость относительного изменения объема зерна от соотношений его размеров до и после растворения, коррозии или замещения



Фиг. 3. Зависимость относительного изменения объема зерна от соотношений его размеров до и после изменения при регенерации и нарастании

Для иллюстрации высказанных положений приведем несколько примеров. В некоторых разновидностях мономинеральных кварцевых песчаников верхнешигровского горизонта из центральных областей Русской платформы отчетливо проявляется коррозия зерен кварца глинистым веществом цемента. Песчаники среднезернистые заметно отсортированные, с хорошо окатанными сферическими или слегка удлиненными овальными зернами размером от 0,25 до 0,35 мм в поперечнике. С периферии зерна замещены гидрослюдистой каемкой, которая отличается от цементирующей глинистой массы более светлой окраской и иным расположением чешуек. Ширина каймы варьирует от 0,015 до 0,04 мм и большей частью составляет 0,025 мм¹. В зависимости от исходных размеров зерен и соответствующей ширины каемки соотношение поперечников исходного и конечного зерна колеблется от 0,79 до 0,89, а соответствующий объем материала, подвергшийся замещению, как показывает элементарный подсчет, приведенный в табл. 3, составляет от 29 до 15% от начального объема.

Таблица 3

Поперечные размеры зерен, мм	Ширина замещенной каймы, мм	Поперечные размеры первоначальных зерен, мм	Отношения поперечных размеров первоначальных и конечных зерен	Отношения объема болочки к объему первоначального зерна, %
0,25	0,015	0,28	$\frac{0,25}{0,28} = 0,893$	28,8
0,25	0,020	0,29	$\frac{0,25}{0,29} = 0,862$	35,9
0,30	0,025	0,35	$\frac{0,30}{0,35} = 0,857$	37,0
0,30	0,040	0,38	$\frac{0,30}{0,38} = 0,789$	50,9

¹ Зерна с сечением менее 0,25 мм нами не учитывались, так как они могут представлять собой разрезы, приходящиеся на края зерен. На таких сечениях ширина каемки будет заметно искажена.

В аркозовых песчаниках мерешовского горизонта Подполи с базальным монокристаллическим кальцитовым цементом зерна микроклина, составляющие от 25 до 40% обломочной части пород, интенсивно замещаются кальцитом. Значительно слабее корродируются кальцитом зерна кварца. Первичные контуры зерен четко очерчиваются непрозрачными пылевидными включениями в кальците, которые первоначально обволакивали обломочные зерна; кроме того, заместивший их кальцит обладает иной оптической ориентировкой, чем кальцит, образующий базальный цемент породы.

В зернах кварца (размером от 0,15 до 0,30 мм) ширина замещающей оболочки колеблется от 0,02 до 0,05 мм, составляя от 0,21 до 0,25 поперечника исходного зерна. Для зерен микроклина ширина замещенной кальцитом каймы составляет от 0,2 до 0,5 поперечника зерна. Подсчеты показывают, что в кварцевых зернах кальцитом замещается от 50,9 до 57,8% от начального их объема. Количество же микроклина, перешедшего в раствор, колеблется от 48,8 до 87,5%.

В аркозовых песчаниках могилевской свиты нередко наблюдается регенерация обломочных зерен полевых шпатов, при этом ширина регенерационных каемок составляет от 0,10 до 0,28 поперечника регенерированного зерна. Количество новообразованных полевых шпатов составляет соответственно от 27 до 62,7% объема регенерированных зерен. По отношению к объему обломочных зерен новообразованные оболочки составляют от 37 до 168%.

Таких примеров можно было бы привести еще много. Зависимость объема отдельных концентров от соответствующих их поперечных разрезов должна учитываться при изучении оолитов, пизолитов, бобовин с концентрическим строением, зональных кристаллов различного состава и происхождения и других образований с аналогичной структурой.

В минеральных образованиях концентрической структуры или регенерированных обломочных зерен, в которых толщина наружной оболочки превышает поперечный размер внутреннего ядра, объем последнего составит менее 3,7% объема зерна. При толщине наружной оболочки, вдвое превышающей диаметр ядра, объем его составит лишь 0,8% и состав его почти не скажется на результатах химического состава наружных зон; при определенных соотношениях их с поперечными размерами внутреннего ядра можно отказаться от чрезвычайно трудоемкой, а иногда практически неосуществимой операции по разделению вещества сложных минеральных образований.

Как следует из приведенных данных, простое зрительное восприятие изменений размеров зерен при микроскопических исследованиях создает неверное представление о количественной стороне этого процесса. При растворении, коррозии, замещении и регенерации зерен мало заметному изменению поперечных размеров последних соответствует существенное, а иногда весьма внушительное количество вещества, переходящего в растворенное состояние и участвующего в процессах вторичного изменения. Поскольку перечисленные выше явления весьма обычны как при диагенетическом преобразовании осадков, так и при эпигенетическом изменении многих осадочных пород, можно считать, что на этих стадиях в круг протекающих геохимических процессов в заметном, а иногда в значительном количестве вовлекается обломочный материал, обычно рассматриваемый как инертный, неизменный компонент пород. Его химический состав со всеми своими специфическими особенностями, несомненно, влияет на совокупность протекающих реакций, а также на характер формирующихся минеральных новообразований. Это обстоятельство должно учитываться при всех минералогических, литолого-петрографических и геохимических исследованиях.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
9.X.1964

МЕТОДИКА

УДК 552.121

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ДЕКРЕПИТАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Л. С. ПУЗАНОВ. А. Л. ДМИТРИК

Метод декрепитации, т. е. растрескивания жидких и газовых включений, содержащихся в минералах, в настоящее время используется только для определения относительных температур образования жильных минералов, сформировавшихся при температуре до 350—400°.

Декрепитация минералов до температур 950—1000° ранее не проводилась. Ограниченность применения этого метода объяснялась отсутствием надежных термовзрывковых регистраторов взрывов включений, изготавливаемых в единичных экземплярах; неразработанностью методики расшифровки кривых декрепитации в высокотемпературной части; недостаточным количеством опубликованных работ, что исключало возможность сопоставления и интерпретации полученных результатов декрепитации минералов.

Исследования по декрепитации жильных минералов проводились Скоттом (Scott, 1948), Питчем (Peach, 1949), Н. П. Ермаковым (1950а), Ю. А. Долговым (1954, 1957), Ю. А. Долговым и Д. Д. Райхер (1953), Е. Е. Костылевой и В. А. Лабунцовым (1958), А. И. Захарченко (1958), П. Г. Недашевским (1961) и др. В результате этих работ была выявлена небольшая объективность метода для определения абсолютных температур минералообразования.

1. ПРИНЦИП МЕТОДА

Исследования, проведенные авторами статьи, показывают, что метод декрепитации может быть использован не только для выяснения относительных температур образования гидротермальных минералов, но и в ряде других областей геологии, в частности при изучении вопросов генезиса и эпигенетических изменений некоторых пород и слагающих их минералов. Возможности для более широкого применения метода декрепитации заключены в особенностях происхождения минералов горных пород. Кварц, полевые шпаты, карбонаты и другие минералы осадочных, метаморфических, магматических и постмагматических пород в подавляющем большинстве случаев содержат жидкие и газовые компоненты, заключающие в себе остатки среды минералообразования. Эти компоненты были «законсервированы» в минералах при кристаллизации их из гидротермальных растворов, при региональных метаморфических и метасоматических изменениях пород, содержащих поровые растворы, при кристаллизации магматических расплавов и других процессах, характеризующихся изменением температур, давлений и концентраций среды минералообразования.

Физико-химические условия образования минералов отражены в соотношениях раствора, газа и твердых фаз (галита, сильвина, карбонатов и др.), находящихся во включениях. Включения, содержащие в основном жидкую фазу, характеризуют гидротермальные условия кристаллизации минерала. Чем больший объем во включении будет занимать газовая фаза, тем более высокотемпературным является минерал. Включения, имеющие более 50% газовой фазы, характеризуют гидротермально-пневматолитовые условия минералообразования. Существенно газовые включения образуются в минералах при их кристаллизации из газовых сред, из расплавов, в условиях глубокого метаморфизма пород и других процессах. Жидкие и газовые включения, захваченные при росте минералов в условиях определенных процессов и распределенные по зонам роста минералов, называются первичными.

На минералы горных пород, содержащие первичные включения, например газовые, могут быть наложены более поздние гидротермальные процессы, при которых обра-

зуются вторичные жидкие включения, приуроченные обычно к залеченным трещинам различных направлений.

Нагревание минерала с включениями, состоящими из двух и более фаз (раствор, газ, кристаллики галита и др.), находящихся в различных процентных соотношениях, приводит к гомогенизации содержимого включений и заполнению их одной фазой — жидкой или газообразной (Ермаков, 1950б). Дальнейшее нагревание обуславливает быстрое увеличение давления внутри включения и разрыв его стенок, сопровождаемый звуковым эффектом.

Исследования по декрепитации минералов показывают, что при нагревании, например зерен кварца различного происхождения, взрывы содержащихся в нем первичных жидких и газовых включений происходят при определенных температурных интервалах, позволяющих судить о генетическом типе кварца. Если в кварце одновременно присутствуют первичные и вторичные включения, декрепитация позволяет выделить ряд температурных интервалов взрывов включений, что дает возможность определить и характер наложенных на него более поздних процессов.

Декрепитация кварцев Алдана гидротермального, гидротермально-пневматолитового, магматогенного и метаморфогенного происхождения позволила выделить следующие температурные интервалы взрывов первичных жидких и газовых включений: 100—240; 250—360; 370—450° соответственно для низко-, средне- и высокотемпературных гидротермальных кварцев (жидкие включения); 450—530° — для гидротермально-пневматолитового кварца (газовые включения); 600—720° — для магматогенного кварца (газовые включения); 770—950° — для метаморфогенного кварца.

Поскольку в осадочных породах кварц широко распространен, то изучение особенностей его декрепитации может быть использовано при выяснении ряда вопросов генезиса и эпигенетических изменений кварцсодержащих пород.

2. АППАРАТУРА

Определение температур взрывов первичных и вторичных жидких и газовых включений производится с помощью термозвуковых регистраторов.

Процесс растрескивания представляет собой серию звуковых импульсов очень небольшой интенсивности. Для их регистрации требуется применение высокочувствительного микрофона или пьезоэлектрического датчика, преобразующих звуковые эффекты в электрические, и усилителя с большим коэффициентом усиления. Амплитуда и длительность импульсов различны, что затрудняет их автоматическую регистрацию. Поэтому в приборе один из узлов должен стандартизировать импульсы. Термозвуковые регистраторы взрывов включений служат для фиксации звуковых импульсов и преобразования их в электрические, усиления и стандартизации их интенсивности, а также подаче на самопишущие устройства. Кроме автоматической записи стандартизированных импульсов возможна их визуальная регистрация, что позволяет следить за особенностями декрепитации минерала. Из всех типов визуальных регистраторов эффективным является интегрирующий каскад на пентоде со стрелочным индикатором.

Одновременно с регистрацией взрывов включений производится измерение температур, при которых происходят взрывы. Это осуществляется при помощи термопар, подключенных к пирометру, а также посредством самопишущих устройств, которые регистрируют температуру непрерывно.

Наиболее совершенной схемой обладает прибор, созданный Е. Е. Костылевой и А. Л. Лабунцовым (1958). А. Л. Дмитрик, не изменяя принципиальной схемы прибора введением в нее выносного каскада предварительного усиления, собранного из стандартных деталей, и заменой радиоламп пальчиковыми лампами, повысил чувствительность и стабильность его работы. В измененном виде прибор, схема которого приводится (фиг. 1), состоит из шести основных узлов.

Введение в схему каскадов L_1 , L_2 и L_3 позволяет повысить стабильность работы прибора и получить коэффициент усиления 250 000—300 000, в то время как ранее это значение составляло всего 6000. На лампу L_5 эффекты взрывов включений поступают до их стандартизации, что дает возможность вести наблюдение за ходом декрепитации до поступления импульсов на лампу L_4 . Последняя позволяет при записи на осциллографе стандартизировать амплитуду и длительность импульсов. Двойной триод 6Н15П дает возможность регулировать амплитуду импульсов для их подачи на осциллограф. Устранение обратных выбросов может быть достигнуто включением в схему диода ДГЦ-27. В блоке питания конденсатор и дроссель образуют фильтр для уменьшения пульсации анодного напряжения.

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Кварц является идеальным минералом при проведении подобных исследований. Отсутствие спайности обуславливает его одинаковые физические свойства, однородность его по всем направлениям, а это исключает при нагревании кварца появление эффектов взрывов, связанных не с наличием жидких и газовых включений, а с разрывами по совершенной спайности минерала. Для декрепитации выделяется мономинер-

ральная фракция кварца или других минералов размером 0,5—1 мм, являющаяся, как установлено Е. Е. Костылевой и др. (1958), оптимальной для проведения исследований. В случае декрепитации более мелких фракций значительно уменьшается интенсивность взрывов включений, а более крупные фракции дают большое число запаздывающих взрывов.

Фракцию кварца размером 0,5—1 мм, весом 2,5—3 г насыпают в кварцевую трубку, которую затем помещают в электронагревательную печь, заключенную в звукопроницаемом шкафу. Равномерное нагревание фракции производится в течение 30—40 минут до температуры 900—950°. Для получения достоверных и сравнимых результатов опытов над серией образцов условия их проведения (размер фракции, ее вес, равномерность нагревания, одинаковая настройка чувствительности прибора) должны строго соблюдаться. К открытому концу кварцевой трубки присоединяется микрофон, а к противоположному концу, содержащему зерна кварца, подводится термопара. Микрофон подключается к термозвуковому регистратору взрывов включений, а термопара — к пирометру. Регистрация взрывов включений при определенных температурах производится автоматически на осциллографе, а также визуально — снятиями показаний температуры с пирометра, а количество взрывов — со счетчика.

Хорошие результаты могут получиться и при опытах с полевыми шпатами, если будут соблюдены размерность, вес и равномерность нагревания материала. Результаты декрепитации кварца и полевых шпатов легко сопоставляются. В пределах низких температур (до 300—350°) можно производить декрепитацию карбонатов, флюорита, рудных и других минералов. Однако в связи с хорошей или совершенной спайностью этих минералов отличить взрывы жидких и газовых включений от разрывов по спайности весьма трудно. В частности, флюорит, при нагревании выше 250—300° чрезвычайно сильно растрескивается по спайности.

Для минералов с повышенной вязкостью следует рекомендовать нагревание более мелких фракций. В связи с тем, что выделение мономинеральных фракций соответствующего размера не всегда возможно, одной из ближайших задач для более широкого использования метода является проведение исследований по декрепитации пород.

4. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕКРЕПИТАЦИИ КВАРЦА

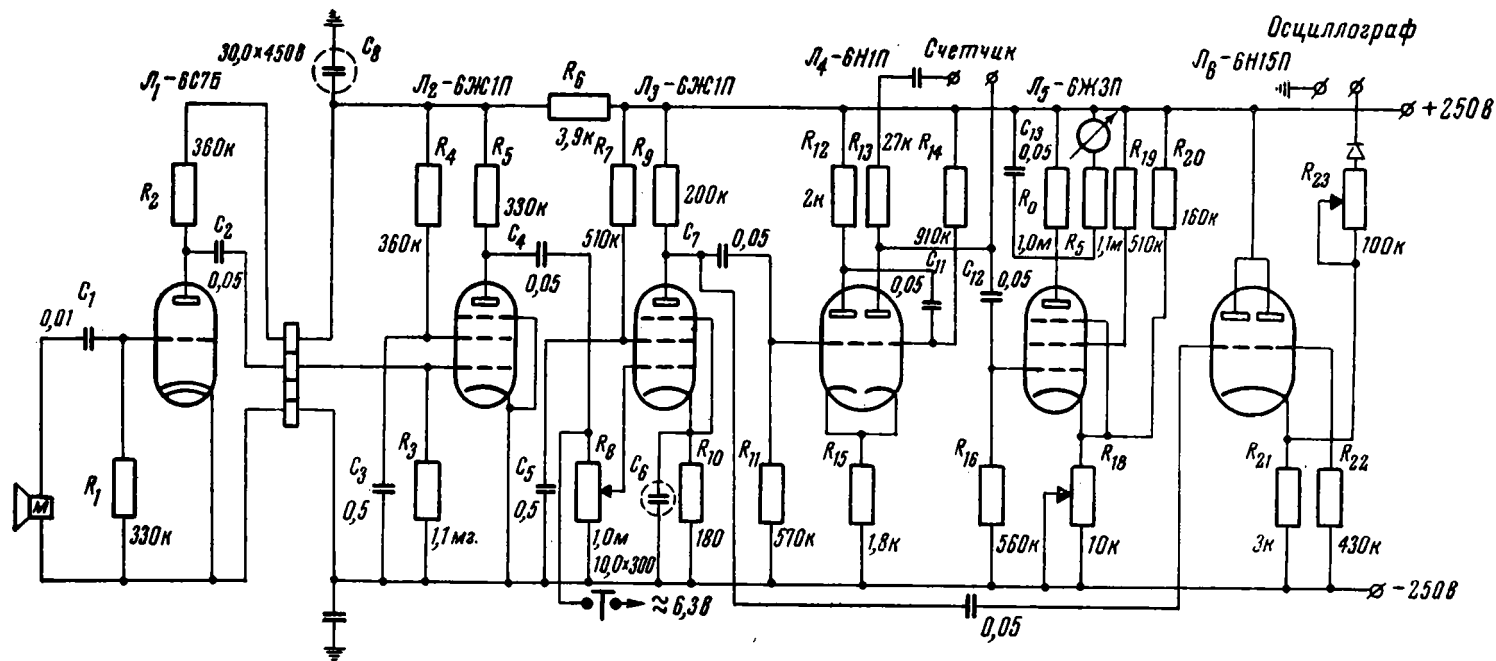
Декрепитация более 100 мономинеральных фракций кварца позволила выделить относительные температурные интервалы полиметаморфизма кварцитов Алдана¹. Исследования были проведены в 1960—1962 гг. на образцах горного хрусталя из кварцевых жил, приуроченных к кварцитам верхнеалданской свиты иенгской серии архея. Кварциты, кроме того, вмещают большое количество небольших массивов и даек аляскитовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов, являющихся по времени внедрения более ранними, чем кварцевые жилы. Кварциты в контактах с кварцевыми жилами и дайками гранитоидов подверглись гидротермальным и контактовым изменениям, в значительной степени преобразовавшим текстуру и структуру вмещающих пород.

Методически исследования ставили в первую очередь задачу выявления температурных интервалов декрепитации первичных включений в кварце из кварцитов, хрустале и гранит-пегматитах, расположенных в такой геологической ситуации, которая исключала бы возможность наложения более поздних контактово-гидротермальных процессов на ранее образовавшиеся породы. Декрепитации подвергались также кварц из кварцитов, расположенных на разных расстояниях от кварцевых жил и гранитоидов, с целью выявления температурных интервалов взрывов вторичных включений, образовавшихся при гидротермальном и контактовом метаморфизме вмещающих пород.

На фиг. 2, а показан график декрепитации кварцитов, не подвергшихся контактовым и гидротермальным изменениям. Из графика следует, что кварциты содержат первичные газовые включения, взрывающиеся в интервале температур 780—940°. Температурный пик, равный 573—575°, отражает эффект α — β -превращений кварца, который четко выделяется и на некоторых других графиках.

На фиг. 2, б изображен график декрепитации кварцитов, подвергшихся гидротермальным изменениям. Кривая распределения взрывов включений имеет совершенно другой характер. Кроме взрывов первичных газовых включений, интенсивность которых значительно понизилась по сравнению с интенсивностью взрывов, изображенных на фиг. 2, а, здесь выделяется четкий температурный интервал взрывов вторичных жидких включений (300—430°) и вторичных газовых включений (440—530°). Из сопоставления фиг. 2, б и 2, д и е (на последних показаны графики декрепитации соответствен-

¹ Авторы статьи благодарят Л. П. Кудакнову — сотрудницу Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минералов, производившую декрепитацию кварца.



Фиг. 1. Принципиальная схема термозвукового регистратора

L_1 — каскад предварительного усиления (лампа 6C7B); L_2 — усилитель ограничитель (лампа 6Ж1П); L_3 — каскад усиления (лампа 6Ж1П); L_4 — каскад стандартизации импульсов (лампа 6Н1П); L_5 — лампа (6Ж3П), выполняющая работу интегратора; L_6 — каскад записи на осциллографе (лампа 6Н15П)

но жильного кварца и кристаллов горного хрусталя) видно, что эти температурные интервалы полностью совпадают. Появление вторичных жидких и газовых включений в кварцитах обусловлено их перекристаллизацией в процессе гидротермальной деятельности.

На фиг. 2, в представлен график декрепитации кварцитов, подвергшихся гидротермальным и контактовым изменениям. Выделяется три температурных интервала взрывов жидких и газовых включений: 300—530, 610—750 и 780—930°.

Второй интервал взрывов газовых включений (610—750°) обусловлен перекристаллизацией кварцитов при внедрении в них магматических расплавов, что видно из сравнения фиг. 2, в с фиг. 2, г, на которой показан график растрескивания кварца из гранит-пегматитов, измененных наложенными гидротермальными процессами. На фиг. 2, г, кроме интервала взрывов первичных газовых включений (600—820°), образовавшихся при кристаллизации расплава, выделяется интервал (310—540°) взрывов вторичных жидких и газовых включений, образовавшихся при гидротермально-пневматолитовом метаморфизме гранит-пегматитов.

В результате исследований по декрепитации различных генетических типов кварца можно выделить относительные температурные интервалы полиметаморфизма кварцитов и образования пород Алдана.

1. Региональный метаморфизм кварцитов; температурный интервал декрепитации первичных газовых включений в них 950—760°.

2. Контактный метаморфизм кварцитов и кристаллизация гранит-пегматитов; температурный интервал декрепитации вторичных газовых включений в кварцитах и первичных газовых включений в кварце гранитоидов 720—600°.

3. Пневматолито-гидротермальный метаморфизм кварцитов и гранитоидов; температурный интервал декрепитации вторичных газовых включений в кварцитах и гранитоидах 560—460°, первичных газовых включений в гидротермальных образованиях 540—440°.

4. Гидротермальный метаморфизм, развивающийся в следующие относительные температурные стадии:

а) высокотемпературную; интервал декрепитации первичных жидких включений в гидротермальных образованиях 450—350°, вторичных жидких включений в кварцитах и гранитоидах 460—400°;

б) среднетемпературную, интервал декрепитации первичных жидких включений в гидротермальных образованиях 350—250°, вторичных жидких включений в кварцитах 380—300°;

в) низкотемпературную; интервал декрепитации прозрачных кристаллов горного хрусталя 250—100°.

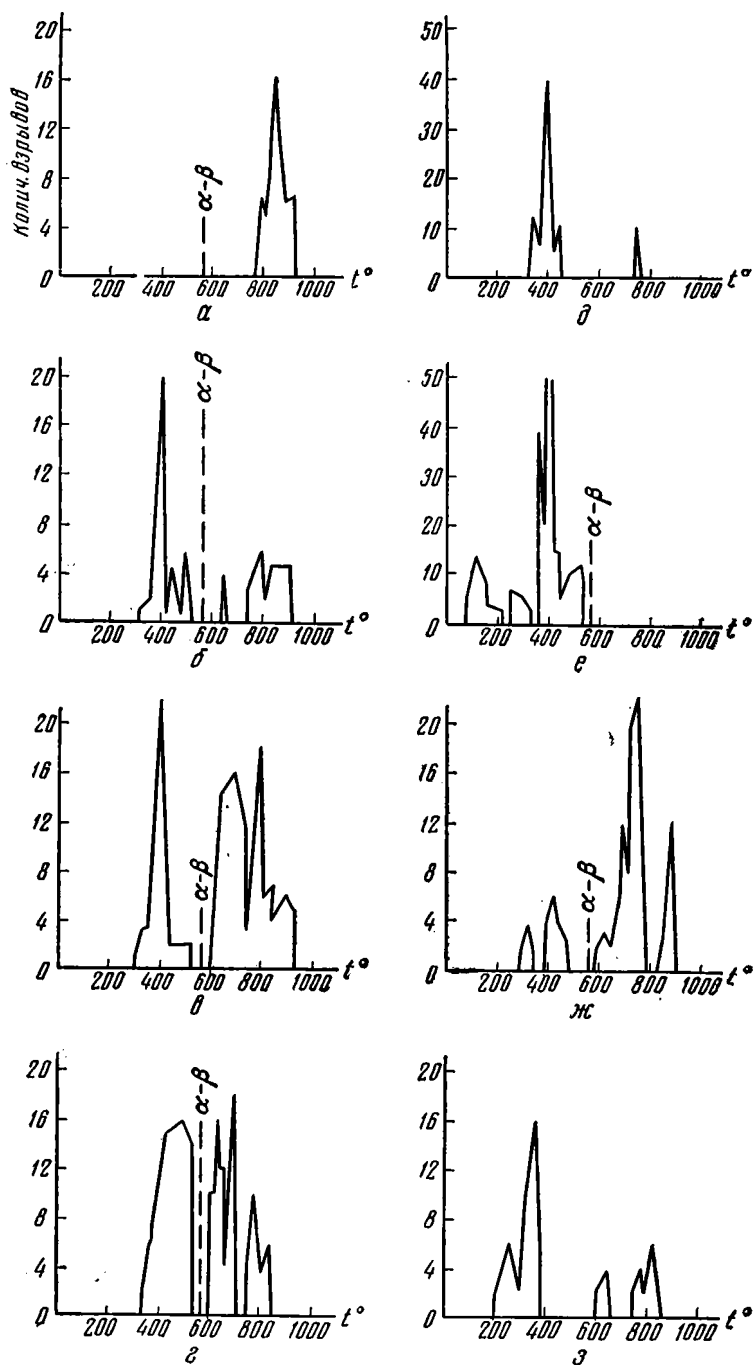
Метод декрепитации был применен при исследованиях по уточнению генезиса одного флюоритового месторождения, приуроченного к пласту разнотекстурных полимиктовых песчаников нижнего кембрия, залегающих горизонтально на кристаллических породах. Песчаники содержат прослой слюдисто-глинистых сланцев, под самым нижним из которых локализуется флюоритовое оруденение. Площадь развития флюоритовой минерализации весьма значительна, что дало основание первоначально высказать мнение о ее осадочном происхождении. Позднее месторождение было признано гидротермально-метасоматическим, что подтвердилось при декрепитации кварца из песчаников. Для декрепитации были взяты образцы песчаников без флюорита, залегающих выше оруденелого пласта и прослоя слюдисто-глинистых сланцев, а также образцы песчаников, содержащих 40% флюорита. Из них был выделен кварц, который подвергся декрепитации.

Диаграмма растрескивания кварца из песчаников, не содержащих флюорита, приведена на фиг. 2, ж. Декрепитация показывает, что жидкие и газовые включения в кварце песчаников взрываются в широком диапазоне температур — от 300 до 900°; в нем можно выделить следующие интервалы растрескивания: 300—360, 400—490, 650—780 и 840—890°. Эти интервалы указывают на то, что кварц песчаников имеет метаморфогенное, магматогенное и гидротермально-пневматолитовое происхождение (сравнить фиг. 2, ж с фиг. 2, а—е). Максимум взрывов газовых включений при температурах 750 и 880° указывает на преобладание в породе метаморфогенного и магматогенного кварца, что подтверждается и изучением шлифов.

Декрепитация кварца из песчаников, содержащих до 40% флюорита, имеет существенные отличия (фиг. 2, з). Во-первых, четко проявляются интенсивные взрывы жидких включений при температурах 200—400°, что указывает на перекристаллизацию кварца песчаников гидротермальными растворами; во-вторых, в значительной степени уменьшается количество взрывов газовых включений, преобладающих в предыдущем образце.

Следовательно, декрепитация является дополнительным методом, подтверждающим гидротермально-метасоматический генезис месторождения.

Вышеприведенными примерами область применения метода декрепитации, очевидно, далеко не исчерпывается. Дальнейшее совершенствование аппаратуры и разработка методики исследований для различных минералов и горных пород, возможно,



Фиг. 2. Графики декрепитации: *а* — кварцитов, не имеющих гидро-термальных и контактовых изменений, *б* — гидротермальноизмененных кварцитов; *в* — гидротермально- и контактовоизмененных кварцитов, *г* — кварца из гранит-пегматитов гидротермальноизмененных, *д* — жильного кварца, *е* — кристаллов горного хрусталя, *ж* — кварца из полимиктовых песчаников, не содержащих флюоритовой минерализации, *з* — кварца из полимиктовых песчаников, содержащих флюоритовую минерализацию

позволит более широко внедрить декрепитацию при выяснении условий образования горных пород, в том числе и осадочных.

Метод декрепитации без сомнения будет эффективен:

1) при изучении процессов полиметаморфизма осадочных пород, происходящих в результате изменения геотермического режима при формировании различных типов месторождений, а также в результате изменений условий регионального метаморфизма;

2) при выяснении вопросов генезиса месторождений, в том числе и пластовых (железистые кварциты, медистые песчаники и др.), в отношении которых существуют различные точки зрения о значении постмагматических факторов при их образовании;

3) при корреляции отложений, расчленение которых затруднительно другими методами (первые результаты таких исследований были получены Ю. А. Долговым, 1954);

4) при выяснении изменений условий размыва пород в древних областях сноса терригенного материала;

5) при изучении особенностей минералов осадочных пород, корреляции изменений физических свойств минералов, например кварца, в зависимости от генетических типов последних (гидротермальный, пневматолитовый, магматогенный и др.);

6) при изучении относительных геотермических свойств осадочных пород и в ряде других вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

- Долгов Ю. А., Райхер Л. Д. Автоматический термозвукорегистратор. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 7, 1953.
- Долгов Ю. А. Расчленение термозвуковым методом осадочных терригенных кварц-содержащих толщ неогена Закарпатья. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 1, 1954.
- Долгов Ю. А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волыни и данные термозвукового анализа. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 2, 1957.
- Ермаков Н. П. Метод растрескивания в минералогической термометрии. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 4, 1950а.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. ХГУ, 1950б.
- Захарченко А. И., Лазаревич Н. Е., Москалюк Г. И., Москалюк А. А. Упрощенный автоматический звукорегистратор. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 2, 1958.
- Костылева Е. Е., Лабунцов В. А. Изучение растрескивания кварца и универсальный усилитель — регистратор растрескивания. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 4, 1958.
- Недашевский П. Г. Применение метода декрепитации для расшифровки стадий минералообразования метасоматических месторождений. Сообщ. Дальневост. фил. Сиб. отд. АН СССР, вып. 14, 1961.
- Peach P. A. A decrepitation geothermometer. Amer. Mineralogist, v. 33, No. 5—6, 1949.
- Scott H. S. The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions. Econ. Geol., v. 43, No. 8, 1948.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья Госгеолкома СССР
Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
16.VI.1964

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.43(574.3)

НЕКОТОРЫЕ ОШИБОЧНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ДЖЕЗКАЗГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

П. Т. ТАЖИБАЕВА

Как известно, в последнее время литологи уделяют большое внимание изучению текстурных особенностей осадочных пород. Работы Л. Н. Ботвинкиной (1956, 1959) во многом способствовали дальнейшему развитию идей Ю. А. Жемчужникова (1926, 1940) о возможности использования результатов анализа текстур в сочетании с другими литологическими методами для выяснения фациальных особенностей отложений.

Поскольку с осадочными отложениями иногда непосредственно связаны некоторые полезные ископаемые (угли, Мп, Р, Fe-руды и пр.), то изучение условий образования этих отложений приводит к выяснению условий формирования заключающихся в них руд.

Иначе обстоит дело, когда приходится изучать текстурные особенности нефтеносных или газоносных отложений. В этом случае определяют условия образования осадочных толщ, вмещающих нефть и газ, но не генезис горючих ископаемых, поскольку последние могли возникать в совершенно других условиях, а затем мигрировать и аккумулялироваться в чуждых им по происхождению отложениях.

Не менее сложно решить вопрос о происхождении некоторых рудных накоплений, особенно Cu, Pb и Zn, так как осадочные рудосодержащие комплексы могли образоваться в одних условиях и позже подвергнуться процессам минерализации, которые, в свою очередь, и способствовали формированию рудных тел.

В этой связи заслуживает внимания работа И. П. Дружинина (1963а), статья В. Д. Шутова и И. П. Дружинина (1963б), заметки В. Д. Шутова и И. П. Дружинина (1963а). Следует признать, что авторами перечисленных статей проведена большая работа по определению фациальной принадлежности различных типов пород, слагающих джезказганскую свиту. Досадно, что при исследованиях ими не принята во внимание установленная и получившая признание стратиграфическая схема К. И. Сатпаева, ставшая по существу основой для проектирования всех видов геологических работ, включая глубокое бурение. Свыше 30 лет назад все породы джезказганской свиты были расчленены К. И. Сатпаевым на 38 слоев. Это было сделано в результате обобщения данных детальной геологической съемки и обширных геологоразведочных работ и полностью подтверждено практикой геологопоисковых и разведочных работ в Джезказгане. Поэтому исследования литологии слагающих Джезказган пород неизбежно должны привязываться именно к этим основным стратиграфическим слоям. Фациальную особенность данного региона невозможно рассматривать вне связи с этой стратиграфической колонкой.

Указанными авторами установлены различные фациальные типы осадков, слагающих джезказганскую свиту.

На основании изучения только микрослоистости пород джезказганской свиты, без необходимой и достаточной аргументации, одну и ту же разновидность серых, красных песчаников и алевролитов авторы относят то к континентальным, то к лагунно-дельтовым, то к морским образованиям. Ими выделены три группы фаций: а) континентальные, б) лагунно-дельтовые, в) морские.

Группы фаций континентальных образований не вызывают возражений. Менее обоснованным, на наш взгляд, является отнесение крупно-, среднезернистых песчаников и конгломератов к лагунно-дельтовым отложениям. Как известно, лагунные фации имеют большую мощность. Они обычны для водоемов с ненормальной соленостью, в связи с чем, естественно, осадки этих фаций должны быть более или менее загипсованными. Эти отложения имеют плохую сортировку обломочного материала. В них,

как правило, развиты трещины, усыхания и следы наземных организмов, указывающие на частое осушение области осадконакопления.

Все эти признаки, характерные для лагунных отложений, в породах джезказганской свиты отсутствуют. Не наблюдается в них также и дельтовых отложений, которым присущи в основном тонкозернистые песчано-глинистые образования и линзовидное залегание пород, причем в разрезе чередуются пресноводные, солоноватоводные и морские отложения; в основании дельтовых осадков залегают, как правило, морские.

Для того чтобы выяснить действительную фациальную природу пород джезказганской свиты, следует сравнить их с лагунно-дельтовыми осадками вообще.

Исследованиями К. И. Сатпаева и других геологов доказано, что из 36 стратиграфических пачек 16 представлено серыми мелкозернистыми и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками суммарной мощностью 285—315 м (при мощности отдельных пачек 10—40 м), в 12 имеется медное оруденение. Для рудоносных серых полимиктовых песчаников характерна параллельная слоистость, обусловленная сортировкой обломочных зерен. Четыре рудоносных горизонта в средней части разреза джезказганской свиты сложены серыми грубозернистыми песчаниками и заключают медное и свинцово-медное оруденение.

Красноцветные породы джезказганской свиты имеют суммарную мощность 345 м, при мощности отдельных слоев 5—35 м, и представлены красными песчаниками и алевролитами. В редких случаях в красных песчаниках встречается диагональная слоистость. Общая мощность пород джезказганской свиты 650—700 м. Явления загибания здесь отсутствуют.

Если отложениям лагун присуща плохая сортировка обломочного материала, то для пород джезказганской свиты, особенно для рудоносных среднезернистых песчаников, характерна хорошая сортировка, вероятно имевшая немаловажное значение для проникновения гидротерм. В них также отсутствуют трещины усыхания. Рудоносные горизонты джезказганской свиты являются в основном средне- и крупнозернистыми образованиями.

Наши детальные литологические исследования полностью подтверждают континентальное происхождение пород джезказганской свиты. Данные, полученные в результате многолетних исследований, полностью согласуются с общегеологическими условиями района.

Н. Г. Кассин, изучавший в течение многих лет геологию Казахстана, в своем труде «Палеогеография Казахстана», вышедшем в 1947 г., писал: «В середине среднего карбона произошли в Казахстане и на соседних с ним территориях очень крупные орогенетические движения; они совершенно изменили топографию страны. При этих орогенетических движениях был создан ряд хребтов и впадин; морские воды ушли со всей площади Казахстана... Средний каменноугольный период ознаменован в Казахстане отложениями континентальных толщ. Это — осадки огромных озер, а также накопления у склонов гор, в предгорных долинах...».

И. П. Дружинин (1963а, стр. 113) выделяет литогенетические типы Пр-1 и Пр-2, к которым в Джезказгане приурочено якобы медное оруденение. Это утверждение не подтверждено фактическим материалом.

Типы Пр-1 и Пр-2, выделяемые И. П. Дружининым, представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками с косой слоистостью. По его мнению, оба литогенетических типа в разрезах циклов тяготеют к основаниям регрессивных рядов фаций, главным образом в разрезе верхней подсвиты, в которой Л. Ф. Наркелюм (1960) установлены эрозионные размывы руслового типа. Эти песчаники И. П. Дружинин считает осадками подводной части дельты и полностью связывает с ними оруденение Центрального рудного поля Джезказгана.

Однако литогенетические типы Пр-1 и Пр-2 в джезказганской свите имеют очень незначительное распространение по сравнению с мощными слоями тех массивных среднезернистых песчаников, к которым приурочена основная масса медно-свинцовых руд месторождения.

Давно установлено, что оруденение в Джезказгане связано главным образом с крупно- и среднезернистыми, реже мелкозернистыми песчаниками массивной текстуры без выраженной слоистости, которыми сложены нижняя и верхняя подсвиты. Мощные пласты песчаников далеко протягиваются вдоль современных выходов пород, а не вдоль размывов руслового типа, как утверждает Л. Ф. Наркелюм. Поэтому рудомещающие песчаники Джезказгана уходят далеко за пределы той рамки, в которую включены И. П. Дружининым литогенетические типы Пр-1 и Пр-2.

В связи с этим возникает вопрос, к какой части дельты авторы относят медное месторождение Сарыоба, приуроченное к Сарыобинской брахиантиклинали? Ведь они считают, что длина дельты измеряется десятью километрами, а участок Сарыоба находится в 40 км севернее Джезказгана, т. е. он далеко выходит за пределы дельтовой области.

Высказывание И. П. Дружинина и В. Д. ШUTOVA о том, что медное оруденение приурочено только к двум литогенетическим типам подводной части дельты, а также то, что оруденение имеется только на стыке двух фаций, совершенно не соответствуют

действительности. Совершенно не обосновано и установление в Джезказгане морских фаций, так как для этого не имеется достаточных фаунистических данных. Авторы ссылаются на сообщения Д. Г. Сапожникова о том, что в джезказганской свите в район Коктобе найдена морская микрофауна, и на этом основании делают выводы о морском происхождении некоторой части разреза джезказганской свиты.

Коктобе находится в 60 км к западу от Джезказгана. Наиболее распространенными породами здесь в обнажениях рек Бала-Жезды и Кумолы являются известняки турне и визе. Обломки этих известняков составляют значительную часть терригенного материала в породах джезказганской свиты. Они привносились в бассейн седиментации в период осадконакопления джезказганской свиты. В составе терригенного материала на этих участках действительно встречаются обломки с морской микрофауной. Вероятно, они-то и были приняты Д. Г. Сапожниковым в свое время за первичные образования.

Наши детальные петрографо-литологические исследования пород, слагающих эту свиту, вскрыли ошибочность представления Д. Г. Сапожникова о морском происхождении пород некоторой части джезказганской свиты.

Кремнистые образования встречаются в верхней части нижнего отдела джезказганской свиты, выше горизонта Н-11. Они залегают среди красных алевролитов горизонта Н-12, обнажаясь то в виде коренных выходов, то в виде продуктов их дезинтеграции. Мощность их достигает 1 м. Исследования показали, что кремни являются эпигенетическими образованиями и связаны с экзогенными процессами.

Для изучения природы кремнистых образований нами были собраны образцы из разных частей свиты: в районах Покро-Север, Дальний, Спасский, Жезды, Басентин-сай, Адильбек-сай, Жартас, Талдыбулак, Карашошак, Кипшакпай и др.

Макроскопически кремнистые образования представляют собой окремненные породы с полосчатой и пятнистой текстурой. Цвет их меняется от серого, светло-серого до красного и черного. Микроскопические исследования показали, что кремни образовались за счет окремнения конгломератов, песчаников, известняков, глин и др. Так, образец из района Покро-Север содержит реликты известняков, образец из Спасского района представляет собой кремнистую породу, происшедшую за счет окремнения глинистой породы. В образце из района Дальнего сохранились реликты конгломерата, образцы из Адильбек-сай, Басентин-сай, Жезды представлены кремнистыми породами, образовавшимися в результате окремнения известняков.

Кремнезем в них экзогенного происхождения, связан с окремнением пород в условиях земной поверхности.

Экзогенное окремнение представляет собой эпигенетический процесс, возникший за счет местной концентрации тонкорассеянного аморфного кремнезема в условиях аридного климата. Источником кремнезема служили, вероятно, грунтовые воды щелочного состава, содержащие SiO_2 .

Таким образом, кремнистые породы являются эпигенетическими образованиями. Утверждение И. П. Дружинина и В. Д. Шутова об их морском происхождении неверно.

Не соответствует действительности и заявление авторов о том, что песчаники Джезказгана имеют только граувакковый состав, что якобы кислые эффузивные породы составляют в них 50% всех обломков пород.

Из минералов в песчаниках присутствуют кварц (часто с волнистым погасанием), плагиоклаз (жислый), калишпат, красные окислы железа (типа гематита, гидрогематита и мартита), бурые окислы железа (типа лимонита и гётита), мусковит, биотит, апатит, сфен, анатаз, турмалин, рутил, ильменит, лейкоксен, хлорит, амфиболы, пироксены, эпидот, гранат и др. В обломках встречены также микролитовые лавы, фельзиты, микрофельзиты, порфириды, альбитофиры, кварцевые порфиры, интрузивные породы кислого, основного и ультраосновного типа, метаморфические и осадочные породы. Такой состав обломков пород и минералов свидетельствует о том, что эффузивы имеют здесь подчиненное значение. Количественный подсчет зерен терригенных компонентов и цемента песчаников показал, что содержание эффузивов в отдельных слоях колеблется от 4,2 до 26%. Эти данные полностью опровергают выводы авторов о граувакковом составе песчаников, якобы содержащих 50% обломков эффузивов. Неправильно также представление авторов и о том, что источником сноса обломочного материала служили метаморфизованные эффузивы, содержащие медное оруденение колчеданного типа в древней складчатой стране Улутуа, в то время будто бы находившейся в иной климатической зоне.

Наши исследования показали, что материнскими породами для образования джезказганской серии является комплекс пород эскулинской свиты, метаморфизованные же эффузивы, содержащие медное оруденение колчеданного типа, не участвовали в формировании верхнепалеозойских образований.

Противоречит фактам, представление И. П. Дружинина и В. Д. Шутова о том, что в период формирования джезказганской свиты климат в Улутуа, откуда сносился обломочный материал, был гумидный, а в области осадконакопления — сухой. Согласно современной климатической зональности, такое утверждение является неверным. Ведь

Улуту находится всего в 90 км от Джезказгана, поэтому трудно представить, чтобы на таком близком расстоянии существовал другой климат.

Сторонники осадочного генезиса руд Джезказгана раньше считали, что обогащенность серых песчаников рудным веществом обусловлена присутствием в них органического углерода (Наркелюн, 1960). Теперь они отказываются от этого утверждения на том основании, что в серых рудных песчаниках содержание органического углерода в действительности ничтожно. Это явление они объясняют сильной эпигенетической измененностью пород, приведшей будто бы к сильной метаморфизации остаточного органического углерода, занизившей общее его содержание.

Отложения верхнего палеозоя Джезказганского района являются типичными представителями субплатформенных и платформенных типов осадков. Будучи самыми молодыми образованиями в разрезе палеозоя Центрального Казахстана, никогда не погружавшимися на значительные глубины, они не показывают значительного регионального эпигенеза и метаморфизма. Говорить о сильной эпигенетической измененности пород нет оснований.

Определение органического углерода в 500 образцах пород и руд Джезказгана показало, что 85% из них содержат органический углерод в количестве от 0 до 0,04%, 10% — от 0,04 до 0,1% и 5% — от 0,1 до 0,2%.

Таким образом, основная масса пород и руд содержит органический углерод в количествах, близких к кларковому. Содержание его одинаково как в красных, так и в серых песчаниках. Более того, во многих пробах установлено, что руды и сильно оруденелые песчаники содержат органического углерода меньше, чем безрудные породы. В некоторых случаях в красных безрудных алевролитах количество органического углерода даже больше, чем в рудах. С достоверностью можно сказать, что степень оруденения на месторождении не зависит от процентного содержания органического углерода во вмещающих породах.

В. Д. Шутов и И. П. Дружинин преследовали цель выяснить фациальную природу меденосных отложений и установить наличие или отсутствие фациального контроля в распределении основных проявлений медного оруденения. Эта цель ими не достигнута. Приуроченность медного оруденения к конгломератам и среднезернистым серым песчаникам отнюдь не указывает на наличие фациального контроля в распределении медного оруденения, а скорее всего свидетельствует о связи оруденения с литологическими особенностями пород, т. е. с первоначальным составом самих пород с их высокой пористостью, благоприятной для проникновения рудоносных растворов.

Наконец, авторы ничего не пишут о составе и о формах залеганий рудных тел и их размещении в осадочной толще, в то же время делая ответственные генетические выводы о сингенетическом и диагенетическом их происхождении. Такой подход к решению сложного вопроса происхождения джезказганских руд нельзя считать оправданным. Опасность таких выводов заключается в том, что они могут направить поисковые и разведочные работы по неправильному пути, а следовательно, к расходованию государственных средств без всякого практического эффекта.

Вопрос о происхождении джезказганских руд является очень важным, и решение его должно базироваться на глубоком всестороннем и детальном изучении огромного фактического материала, чего не сделано авторами. Во всяком случае, в перечисленных работах нет данных, свидетельствующих об этом.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1959.
- Дружинин И. П. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Дружинин И. П. Ископаемые береговые такыры в пестроцветном разрезе джезказганской серии. Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963б.
- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. Геол. ин-та АН СССР, т. VII, 1926.
- Жемчужников Ю. А. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. В сб. «Косая слоистость». Тр. Всес. ин-та минеральн. сырья, вып. 163, 1940.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и генезис медистых песчаников Джезказгана. Изв. АН КиргССР, сер. техн. и естеств. наук, вып. 1, 1960.
- Сапожников Д. Г. К вопросу о возрасте джезказганской свиты. Докл. АН СССР, т. 20, № 5, 1938.
- Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского медно-рудного района. В сб. «Большой Джезказган». Изд-во АН СССР, 1935.
- Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпи-

генетического преобразования пород Джезказгана. В сб. «Дельтовые и мелководные морские отложения». Изд. АН СССР, 1963а.
Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963б.

Институт геологических наук
АН КазССР

Дата поступления
25.V.1964

УДК 550.42 : 551.735.2(571.56)

ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ ОТВЕТА А. А. КОРДИКОВА НА НАШУ КРИТИЧЕСКУЮ СТАТЬЮ «О ГЕОХИМИИ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ»¹

А. В. ПАВЛОВ

Мы очень признательны редакции журнала «Литология и полезные ископаемые» за публикацию нашей критической заметки², но помещенным здесь же ответом А. А. Кордикова мы не удовлетворены, так как в нем он вновь пренебрег первичным фактическим материалом.

А. А. Кордилов утверждает, что в нашем окончательном отчете за 1962 г., посвященном угленосным отложениям Южной Якутии, якобы отсутствует подразделение горькитской свиты на две части. О том, что горькитская свита состоит из двух частей: нижней песчаной мощностью 1400 м и верхней — алевроито-глинистой мощностью 1200—1300 м — указывается на всем протяжении отчета (стр. 22, 61, 75, 113, 122, 174, 189, 227, 242, 275, 382, 453, 456, 459, 468). Б. Н. Налуцишиным в стратиграфической колонке угленосных отложений Алдано-Чульманского района действительно не выделены эти две толщи в составе горькитской свиты, но литологическая и палеонтологическая характеристики их даны раздельно.

А. А. Кордилов не соглашается с тем, что верхняя часть горькитской свиты по своему облику и набору петрографических типов пород несколько напоминает дурайскую свиту. Вместо того чтобы обратиться за проверкой к фактическому материалу (описанию скважин), он вычисляет процент распространенности петрографических типов пород в разрезе угленосной толщи по стратиграфической колонке масштаба 1 : 5000. Не говоря о том, что подобные подсчеты в таком масштабе производить не полагается, А. А. Кордилов и при подсчетах допустил неточность. Он принял, что и не вскрытая скважинами часть разреза, занимающая 16,5% общей мощности верхней части горькитской свиты, целиком сложена песчаниками, поэтому содержание песчаников у него оказалось равным 48%. Вполне уместен вопрос: а почему нельзя было принять, что эта часть в разрезе сложена тонкозернистыми породами? По материалам Чульманского структурно-поискового профиля (скв. 11, 19, 20, 26, 33, 44, 45 и 46) мы еще раз подсчитали содержания различных пород и получили следующий ряд цифр (%):

	Алевролиты и аргиллиты	Песчаники	Гравелиты	Угли	Конкреционные образования
Дурайская свита (450 м)	55	40	—	1,73	3,27
Горькитская свита, нижняя часть (1400 м)	14,5	82	0,15	1,55	1,8
Горькитская свита, верхняя часть без самых верхов (недостаточно изучены) и пласта «Мощного» (890 — 950 м)	43	52,5	—	1,18	3,32

Приведенные цифры свидетельствуют о большом сходстве верхней части горькитской свиты с дурайской по количественному распространению петрографических типов пород. И сейчас вполне понятна та ошибка, которую несколько лет назад допускали геологи при картировании, принимая верхнюю часть горькитской свиты за дурайскую свиту.

¹ Публикацией настоящих замечаний редакция заканчивает обсуждение статьи А. А. Кордикова.

² См. журнал «Литология и полезные ископаемые», № 3 за 1963 г. и № 4 за 1964 г.

А. А. Кордилов считает, что максимальное угленакопление относится ко времени формирования осадков дурайской свиты. Его не удивил и тот факт, что в горкитской свите вместо предполагавшихся им 4 пластов угля содержится до 55 пластов и пропластков угля и среди них пласт угля, мощность которого доходит до 30—50 м. К тому же А. А. Кордилов допустил грубую ошибку, посчитав количество рабочих пластов в дурайской свите равным 22, вместо 8—10. Может быть, поэтому он так уверен, что «если даже количество пластов в горкитской свите в процессе разведки увеличится вдвое, то и тогда интенсивность угленакопления в дурайской свите будет максимальной». Наши подсчеты по Чульманскому структурно-поисковому профилю показали, что коэффициент угленосности для дурайской свиты (скв. 20) равен 1,73%, нижней части горкитской свиты (скв. 11, 19, 26, 33)—1,55%, верхней части горкитской свиты (скв. 44, 45, 46, 48 и пласт «Мощный» средней мощностью 33 м)—4%. Коэффициент угленосности для всего разреза горкитской свиты оказался равным 2,73%, т. е. на 1% выше, чем в дурайской свите.

А. А. Кордилов примитивно представляет себе и сам процесс угленакопления. Ему кажется, что в одной угленосной толще в пределах одного района изменения коэффициента угленосности, свидетельствующего об интенсивности угленакопления, всегда обусловлены существенными изменениями климата. По его мнению, климатический оптимум намечается в средней юре, так как образовавшаяся в это время дурайская свита якобы характеризуется самым высоким коэффициентом угленосности. Выше мы показали, что коэффициент угленосности горкитской свиты в ряде случаев может быть и выше соответствующего коэффициента дурайской свиты. Но дело даже не в этом. А. А. Кордилов забывает о том, что интенсивность угленакопления, особенно в пределах одного района и в масштабе одной угленосной толщи, в значительной мере определяется фацальной и геотектонической обстановкой. В критической заметке мы показали, что в течение всего периода формирования угленосной толщи Южной Якутии существенных климатических изменений не было, а потому изменения коэффициента угленосности как по площади, так и по разрезу вызваны не колебаниями климата (климат все время был благоприятен для угленакопления), а изменениями фацальной обстановки и геотектонического режима.

А. А. Кордилов указывает, что палеоботанические данные Н. Д. Василевской как будто бы плохо привязаны к стратиграфическому разрезу. Но ведь это обвинение и против самого себя, ибо как литологический, так и флористический материалы отображены по одним и тем же буровым скважинам. Так как в основу наших построений положены данные, полученные главным образом по наиболее полно разбуренному Чульманскому профилю, то и материалы Н. Д. Василевской, и материалы А. А. Кордилова достаточно надежно привязаны к стратиграфическому разрезу.

Не прав А. А. Кордилов, обвинив Н. Д. Василевскую в том, что «далее выделения давно известных трех отделов юры она не пошла». Н. Д. Василевской в разрезе угленосной толщи выделено шесть растительных комплексов, на основе которых можно было бы разделить угленосную толщу на шесть частей. Но ведь хорошо известно, что палеонтологический, а тем более палеоботанический материал при детальном подразделении угленосных отложений играет второстепенную роль, что основное значение имеют литологические особенности пород, характер угленосности, а для многих угленосных толщ подразделение вообще производится по седиментационным циклам.

А. А. Кордилов упрекает нас в том, что мы не обнаружили ничего положительного в его статье и, следовательно, мы не объективны. Наша критическая заметка не является рецензией, а потому мы имели полное право ограничиться лишь разбором ошибок, имеющих в статье.

Научно-исследовательский
институт геологии Арктики
Ленинград

Дата поступления
27.X.1964

ХРОНИКА

УДК 553.1 : 53

ВТОРОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ФИЗИЧЕСКИМ МЕТОДАМ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ

Второе совещание по физическим методам изучения минералов осадочных пород, созданное Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР и Государственным геологическим комитетом СССР, состоялось в Москве 17—21 ноября 1964 г. В совещании участвовало около 400 человек, представлявших 110 организаций (научно-исследовательских институтов, лабораторий, университетов, вузов и производственных организаций). Совещание заслушало 40 докладов, посвященных новым методам изучения минералов осадочных пород и применению этих методов для решения конкретных вопросов геологической теории и практики.

Второе совещание было организовано и проведено в свете реализации решения Первого совещания по физическим методам изучения осадочных пород и минералов, состоявшегося в 1960 г. В его решении была подчеркнута необходимость систематического проведения подобных совещаний и коллоквиумов для постоянной информации, обмена опытом и координации методических работ, ведущихся в области исследования минералов осадочных пород.

В отличие от Первого совещания, на котором рассматривался очень широкий круг вопросов с целью выяснения общего уровня методических исследований осадочных пород, Второе совещание имело более узко направленный характер. Главное внимание было сосредоточено на методических проблемах, выдвинутых как важнейшие в решении Первого совещания.

Проблемы эти следующие:

1) изучение типоморфных особенностей и физических констант минералов; 2) выяснение особенностей их кристаллохимической структуры; 3) изучение поверхностных свойств минералов.

Специальное внимание было уделено иллюстрации использования современных физических методов для решения конкретных геологических проблем.

В первом докладе Е. В. Рожковой (ВИМС) рассматривалась общая проблема типоморфизма минералов. Докладчик подчеркнул, что на современном этапе развития минералогии в понятие типоморфизм вкладываются не только кристалломоρφологические особенности минералов, но и ряд их физических свойств — электрических, магнитных и других, определяющихся как особенностями кристаллохимической структуры минералов, так и свойственными им дефектами (мозаичность, агрегатность). На примере изучения термо-э.д.с. и диэлектрической проницаемости пирита, галенита, берилла и других минералов автор показал отличия физических констант этих минералов в зависимости от термодинамических условий образования.

Следующие доклады были посвящены методам изучения некоторых физических констант минералов и возможности их использования для решения разных генетических вопросов. М. Я. Кац и В. И. Муравьев (ГИН АН СССР) доложили о специфике статистических характеристик плотностей аутигенных кварца, ортоклаза, альбита и мусковита по сравнению с этими же минералами гранитов. А. Н. Петровская (ВНИИ) сообщила о первом опыте использования диэлектрических свойств кварца для решения вопросов корреляции осадочных толщ. О возможности использования магнитной восприимчивости минералов и пород для решения тех же вопросов доложили А. А. Вальтер, Т. К. Еременко, И. О. Москалик и Ю. И. Гончаров (Институт минеральных ресурсов). О результатах изучения ряда физических констант титано-циркониевых минералов россыпей для решения генетических вопро-

сов сообщили И. Ф. Кошкарев и Ю. А. Полканов (Институт минеральных ресурсов).

Новым методом и перспективам изучения минералов в магнитных и гравитационных полях был посвящен доклад М. Я. Каца (ГИН АН СССР). Автор продемонстрировал широкие возможности изучения плотностей минералов на градиентной трубке, а также показал перспективы создания магнитной градиентной трубки для детального изучения и сепарации минералов по магнитной восприимчивости. Группа авторов — К. К. Никитин, Т. В. Петров (ИГЕМ АН СССР), М. Я. Кац, В. В. Баранов (ГИН АН СССР), А. Ф. Борисов и П. В. Григорьев (ОКБ Госгеолкома) — доложила о конструкции опытного образца изодинамического магнитного сепаратора, поступающего в серийное производство в 1965 г. Были продемонстрированы многочисленные результаты сепарации минералов, проведенные на данном приборе в последнее время в ИГЕМ АН СССР.

О достижениях последних лет в области исследования тонкодисперсных фаз методом термического анализа сделали доклад А. И. Цветков и Г. О. Пилюя (ИГЕМ АН СССР), Н. В. Логвиненко, Г. И. Кулеско и Д. П. Колесниченко (Харьковский университет) предложили новую модель установки для термического анализа, в которой используются аналитические весы, обеспечивающие высокую точность кривых обезвоживания.

Интересное сообщение о методике и технике исследования некоторых электрических процессов, проходящих на поверхности минералов, помещенных в электролит, сделал Г. А. Кричар (Казанский университет). Группа геологов и физиков ГИН АН СССР (Р. Г. Гарецкий, Е. М. Колесников, В. И. Муравьев и Е. А. Шлезингер) доложила о новых возможностях определения возраста тектонических дислокаций на основании определения абсолютного возраста аутигенных калийсодержащих минералов (ортоклаза и мусковита).

Вторая часть совещания была посвящена новым методам и результатам, полученным при изучении кристаллохимических особенностей, главным образом высокодисперсных слоистых силикатов и некоторых минералов с каркасными структурами. Во вступительном докладе В. А. Франк-Каменецкого (ЛГУ) анализировались основные направления в изучении рентгеновским методом кристаллохимии минералов осадочных пород. Докладчик подробно остановился на способах количественного учета отдельных фаз в тонкодисперсных смесях, на методах и перспективах исследования изоморфизма и полиморфизма слоистых силикатов.

Б. Б. Звягин (ИГЕМ АН СССР) доложил об изучении полиморфных модификаций глинистых минералов электронографическим методом и подчеркнул особый интерес исследования и установления совокупностей взаимосвязанных полиморфных модификаций.

В докладе В. Д. Шутова (ГИН АН СССР) была дана генетическая интерпретация полиморфных превращений минералов каолиновой группы (каолинит — дикиит — накрит) на разных стадиях формирования и постседиментационного изменения осадочных пород.

Важное сообщение сделано Ю. С. Дьяконовым (ВСЕГЕИ) о возможных количественных методах рентгеноструктурного анализа поликомпонентных глин. В. А. Дриц (ГИН АН СССР) сообщил о методах и результатах изучения новых типов упорядоченных смешанно-слоистых минералов, связанных с регулярным распределением в них дефектных слоев.

А. Г. Коссовская (ГИН АН СССР) остановилась на проблеме типизации и генетической интерпретации распределения упорядоченных и неупорядоченных смешанно-слоистых минералов в осадочных породах.

Несколько докладов посвящалось рентгеноструктурному изучению явлений изоморфизма в фосфатах (А. И. Смирнов, ГИГХС) и карбонатах (П. В. Зарицкий, Харьковский университет; Г. Н. Перозин, СНИИГГИМС). О фазовых превращениях цеолитов и днотпаза при нагревании доложили Н. В. Логвиненко, М. Г. Бергер и Г. И. Кулеско (Харьковский университет). В. В. Пономарев (ВСЕГИНГЕО) рассказал о применении дифрактометрического метода для изучения текстур глинистых пород.

Два доклада были посвящены современной технике рентгеновских исследований. Д. М. Хайкер (Институт кристаллографии АН СССР) продемонстрировал аппаратуру и результаты исследования палыгорскитов с использованием метода малоугловой съемки. В докладе Г. А. Куковского (ГИН АН УССР) излагались некоторые результаты применения метода малоуглового рассеяния к изучению глинистых минералов.

С большим интересом были встречены два доклада Г. С. Грицаенко, И. Д. Саморина и А. И. Горшкова (ИГЕМ), посвященные новым методам электронно-микроскопического изучения дислокаций и дефектов кристаллической решетки минералов — методам декорирования и муара. Н. В. Викулова, Ю. С. Дьяконов и

А. А. Шитов (ВСЕГЕИ) продемонстрировали результаты изучения глин различного генезиса с помощью реплик и шлифов.

Очень интересное сообщение сделали сотрудники Института геологии АН Казахской ССР М. К. Сатпаева и Е. А. Косяк о результатах исследования высокодисперсных рудных минералов, в частности о результатах изучения тончайших включений в сульфиды меди при помощи электронного микроскопа и микрозонда.

В последний день совещания рассматривалась проблема поверхностных свойств минералов в системах глина — катионы — вода. Вводный доклад был сделан академиком А. Н. Ребиндером, осветившим современное состояние проблемы структурообразования в дисперсных системах, Ф. Д. Овчаренко и Ю. И. Тарасевич (ИОНХ АН УССР) сообщили о результатах исследований взаимодействия воды с поверхностью глинистых минералов на примере изучения палыгорскита. Ц. М. Райтбурт (ВСЕГИНГЕО) продемонстрировала перспективность различных методов в изучении гидрофильности глин, М. В. Слонимская (ВСЕГИНГЕО) рассказала о результатах изучения подвижности связанной воды глин методами ядерного магнитного резонанса.

По окончании докладов состоялась общая дискуссия, открытая выступлением председателя Госгеолкома СССР чл.-корр. АН СССР А. В. Сидоренко. В выступлении были перечислены главнейшие задачи, стоящие перед современной минералогией, подчеркнута важность внедрения в практику минералогических исследований тонких методов физики твердого тела и физической химии, отмечены совершенно недостаточные темпы внедрения этих методов и применения новейшей аппаратуры при геолого-минералогических исследованиях. Подчеркнута важность и своевременность совещания и поднятых на нем проблем.

В дискуссии приняло участие около 20 человек. Отмечалась необходимость большего применения тонких физических методов в практике минералогических исследований и особенное усиление работ, связанных с вопросами типоморфизма минералов в зависимости от условий образования. Была отмечена необходимость координации исследований, ведущихся различными организациями. В ряде выступлений подчеркивалось совершенно недостаточное внимание, уделяемое экспериментальным работам по моделированию процессов образования и видоизменения минералов в разных физико-химических условиях. С большим вниманием были выслушаны информации о ряде новых приборов, разрабатываемых и подготовленных к серийному выпуску в ОКБ Госгеолкома СССР (Н. В. Флоровский), экспериментальных мастерских ИГЕМ (Н. А. Фролов) и ВСЕГЕИ (Н. П. Буре).

Совещание приняло решение, в котором намечены основные направления дальнейшего развития физических методов в минералогии осадочных пород и рекомендована разработка, внедрение и серийный выпуск ряда приборов для сепарации и изучения физических констант и кристаллохимических особенностей минералов. По окончании совещания участники ознакомились с лабораториями ГИН АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ВСЕГИНГЕО и выставкой новой аппаратуры в павильоне «Геология» ВДНХ.

Ниже публикуется решение, принятое совещанием.

* * *

Совещание считает, что дальнейшее развитие методических работ должно быть направлено на решение основной проблемы — установление закономерностей и специфики осадочного минералообразования и формирование рудных концентраций на различных стадиях образования и изменения осадочных пород, вплоть до перехода их в метаморфические.

Для решения этой проблемы совещание считает необходимым развивать исследования в следующих направлениях.

1. ИЗУЧЕНИЕ ТИПОМОРФНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ

Изучение типоморфных особенностей минералов, их плотностей, электрических, магнитных, оптических свойств и др., может быть использовано для характеристики процессов минералообразования на различных стадиях осадочного процесса.

При изучении стадий седиментогенеза, решении вопросов расчленения и корреляции, палеогеографических реконструкций, прецизионное изучение физических констант может дать важные характеристики, дополняющие и совершенствующие данные, получаемые при обычном оптико-морфологическом исследовании.

При изучении физических констант новообразованных или измененных минералов, возникающих на разных стадиях преобразования осадочных пород вплоть до перехода их в метаморфические, необходимо выявлять минералы-индикаторы, характеризующие определенные интервалы термодинамических условий разных стадий. Накопление такого материала поможет выявлению в дальнейшем некоторых поисковых критериев для полезных ископаемых, связанных с разными стадиями осадочного процесса.

Для решения указанной проблемы требуется широкое и планомерное изучение

физических констант минералов различного генезиса, разработка новых методов и приборов для исследования физических свойств минералов, выпуск опытных образцов новых приборов, а также серий уже разработанных приборов для широкого внедрения их в практические работы.

Очередной задачей в изучении физических констант минералов является накопление и обобщение экспериментальных данных по физическим константам. В практике работ по изучению констант минералов обычно приводятся пределы изменений каждой данной константы (плотности, магнитной восприимчивости и т. п.). В настоящее время назрела необходимость внедрения в практику минералогических исследований статистических характеристик, получаемых при анализе кривых распределения зерен по каждой заданной физической константе. Это даст возможность полнее описывать физические свойства минералов различных месторождений и улавливать, по-видимому, специфические особенности этих свойств в зависимости от термодинамических условий генезиса минералов.

Работы следует провести в следующих направлениях:

1. Определение физических констант отдельных зерен минералов неправильной формы размером $>0,1$ мм; построение кривых распределения зерен изучаемого образца минерала по данной физической константе; расчет статистических характеристик кривых распределения.

2. Разделение минералов по данной физической константе в заданных пределах и исследование различных типов зерен в мономинеральных фракциях путем их дальнейшего тонкого разделения.

3. Исследование концентрации дефектов структур точным измерением плотности и структурных параметров.

II. ИЗУЧЕНИЕ КРИСТАЛЛОХИМИИ МИНЕРАЛОВ

Важнейшее место в минералогии осадочных пород занимает структурный анализ. Основной задачей является тонкое изучение структур осадочных минералов (дисперсных силикатов со слоистыми решетками, новообразованных кварца, полевых шпатов, цеолитов) и исследование динамики преобразования их на разных стадиях изменения осадочных пород вплоть до перехода в метаморфические.

Особый интерес представляют глинистые минералы и высокодисперсные слоистые силикаты, способность которых к изоморфным и полиморфным превращениям делает их очень чувствительными индикаторами изменения термодинамических и геохимических условий.

Основные направления исследований. 1. Детальный структурный анализ и определение кристаллических структур для нахождения особенностей и отклонений от идеализированных моделей, которые могут быть использованы для объяснения реальных свойств минералов и для понимания условий их образования.

2. Изучение дефектов в структурах минералов (дислокаций, нарушений порядка чередования слоев, смешаннослоистых образований и т. п.), также необходимых для объяснения свойств и условий образования последних.

3. Исследования полиморфизма, политипии слоистых силикатов, установление соответствия между политипией, полиморфизмом и условиями образования.

Развитие и внедрение методик. 1. Внедрение электронографии (метод косых текстур) наряду с рентгеновским методом в практику исследований. Тесное сочетание и комплексное применение обоих методов, дополняющих друг друга и позволяющих эффективно решать структурные задачи.

2. Внедрение микродифракции электронов, которая позволит получать локальные структурные характеристики объектов, изучать их однородность — неоднородность, порядок — беспорядок, искажения кристаллических структур.

3. Развитие таких методов электронно-микроскопического исследования, как метод «муара», «декорирования» и метод прямого наблюдения дислокаций, необходимых для выяснения природы нарушений в структурах минералов и, в частности, для изучений дислокаций.

4. Развитие рентгеновской дифракционной съемки со всевозможными обработками образцов (нагревание, обменные реакции, воздействие кислотами, механические нагрузки и т. д.).

5. Внедрение монокристаллических методов рентгеноструктурного исследования в сочетании с анализами Фурье при определении кристаллических структур и изучении политипии, применение методов Фурье для анализа смешанно-слойных систем и изучения кристаллических дефектов.

6. Внедрение в практику метода инфракрасной спектроскопии, позволяющего определить формы существования водорода в структурах.

7. Внедрение в минералогии осадочных пород методов микрорентгеноспектральных анализов, дающих возможность изучать распределение химических элементов в микроучастках.

III. ИЗУЧЕНИЕ СВЯЗЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛЬНЫХ ЧАСТИЦ С ИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ

Для понимания процессов преобразования глинистых минералов в диагенезе и на начальных этапах эпигенеза, а также процессов миграции вод в осадочных отложениях первостепенное значение имеет изучение системы глинистые минералы — катионы — вода. До последнего времени этой проблеме не уделялось достаточного внимания, хотя она представляет существенный интерес не только для решения теоретических вопросов, но и чисто практических задач инженерной геологии, гидрогеологии и технологии глинистого сырья.

Учитывая перспективность начатых в ряде научно-исследовательских организаций (ИОНХ АН УССР, ВСЕГИНГЕО) работ по экспериментальному изучению природы связи в системах глинистые минералы — катионы — вода, а также работ по изучению структуры и свойств адсорбированной воды в глинах необходимо существенно расширить эти исследования методами ядерного магнитного резонанса, теплофизическими, рентгеноструктурными и другими.

IV. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ И СИНТЕЗ МИНЕРАЛОВ

Совещание отмечает совершенно недостаточное внимание, уделяемое работам по моделированию процессов формирования и изменения осадочных минералов в различных условиях диагенеза, эпигенеза и начального метаморфизма. Совещание считает необходимым резко усилить работы по синтезу минералов и моделированию процессов их кристаллизации; работы эти должны проводиться в тесном сочетании с кристаллохимическим изучением минералов. Цель их — установление термодинамических пределов существования различных минералов и структурных разновидностей.

V. ВНЕДРЕНИЕ И РАЗРАБОТКА НОВОЙ АППАРАТУРЫ

Для решения вышеперечисленных задач необходимо следующее:

1. Серийный выпуск электромагнитных изодинамических сепараторов минералов.
2. Серийный выпуск разных типов гравитационных градиентных трубок: а) для исследования отдельных зерен и навесок до 0,5 г; б) для разделения навесок до 10 г; в) для разделения тонких классов зерен до 0,01 мм (трубки с большим градиентом температуры); г) серийный выпуск комплектов реперов с заданной плотностью через 0,02 г/см³.
3. Разработка конструкций и выпуск опытных образцов электрических изодинамических сепараторов.
4. Разработка конструкций и выпуск опытных серийных образцов магнитных градиентных трубок.
5. Разработка методов и аппаратуры для разделения тонких классов минералов (меньше 10, 1, 0, 1 м) по плотностям, магнитной восприимчивости, электрическим свойствам. Возможность выделения мономинеральных фракций тонких классов минералов является важнейшей предпосылкой проведения кристаллохимических исследований высокодисперсных слоистых силикатов (глинистых минералов).
6. Разработка конструкций и серийный выпуск простых и безотказно действующих электронографов с напряжением до 100 кВ.
7. Разработка и серийный выпуск специальных рентгеновских камер для исследования глинистых минералов, позволяющих регистрировать отражения с (001) больше 20 Å и проводить съемки образцов в нагретом состоянии и с контролем влажности при заданном давлении.
8. Серийный выпуск установок для термического анализа, обеспечивающих стандартизацию методов съемки в различных лабораториях страны.
9. Разработка рекомендаций по унификации методов и аппаратуры для изучения гидрофильных свойств глин.

Совещание считает необходимым просить Отделение наук о Земле АН СССР и Государственный геологический комитет СССР определить организации и предприятия, которым может быть поручена разработка методов, конструирование и серийный выпуск перечисленной аппаратуры.

VI. МЕРОПРИЯТИЯ ПО ПОВЫШЕНИЮ УРОВНЯ ЛАБОРАТОРНЫХ РАБОТ

1. Совещание обращает внимание на необходимость унификации методов массовых исследований по термическому, рентгеноструктурному, электрографическому и электронно-микроскопическому анализам, проводимым в лабораториях как научно-исследовательских, так и производственных организаций. Отсутствие унифицированных методов и аппаратуры, а также разные уровни, на которых ведутся работы, приводит к затруднениям, а нередко и невозможности сопоставления и использования результатов, получаемых в разных лабораториях. Особенное внимание необходимо обратить на

унификацию работ по изучению глинистых минералов, ведущихся часто не на современном уровне. Необходимо широкое внедрение методов структурного анализа, а также осуществление мероприятий по повышению квалификации работников рентгеновских, электроннографических и электронно-микроскопических лабораторий: обучение методам расшифровки и расчета дифракционных картин, развитие навыков в трактовке результатов на базе кристаллохимии и структурной кристаллографии и др.

Совещание считает необходимым созыв аналогичных совещаний не реже, чем через 3 года для регулярного обмена информацией, опытом работ и координации исследований. Совещание обращает внимание руководителей всех институтов и лабораторий, в которых применяются физические методы изучения минералов осадочных пород, на необходимость учесть рекомендации Совещания при планировании и организации работ на 1965 и ближайшие годы.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
17.II.1965

УДК 552.56 + 553.32 (265/266)

СЕМИНАР ПО ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА В ТИХОМ ОКЕАНЕ

А. П. ЛИСИЦЫН

С 30 ноября по 1 декабря 1964 г. в Москве состоялся семинар по терригенной седиментации и геохимии железа и марганца в Тихом океане, организованный Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР.

В работе семинара приняли участие литологи различных научно-исследовательских институтов и учебных заведений г. Москвы, а также члены Комиссии по осадочным породам.

Семинар был посвящен обсуждению новых данных, полученных в Институте океанологии АН СССР по изучению гранулометрического состава, минералогии песчано-алевритовой и пелитовой фракции донных осадков, а также по закономерностям распределения железа и марганца в водной толще, во взвеси и в донных осадках. Эти сведения были накоплены в результате почти 15-летних исследований, проводившихся в Тихом океане в основном на э/с «Витязь».

Вопросы океанского осадконакопления рассматриваются впервые, поэтому семинар вызвал большой интерес у литологов.

Семинар открыл председатель Комиссии по осадочным породам академик Н. М. Страхов.

Во вступительном слове Н. М. Страхов сказал, что еще и сейчас среди литологов бытует представление о том, что изучение осадочного процесса в океанах для геологов не нужно, поскольку океанские осадки в разрезе геологического прошлого не представлены. Однако такая точка зрения, характерная для уровня науки 30—40-х годов, в настоящее время несостоятельна.

Уже давно было доказано, что в зависимости от размеров водоемов и их водосборных бассейнов меняется количество осадочного материала, поступающего с суши на единицу площади водоема. В океанах оно минимально, это как бы крайний возможный в природе предел поступления осадочного материала.

Если расположить водоемы по увеличению их площади, то и процессы разделения поступающего в водоем (по крупности частиц, по минеральному составу и др.) осадочного материала возрастают от малых водоемов, где оно очень слабое, до океанов, в которых происходит максимально возможная в природе дифференциация.

Наряду со сносом осадочного материала с суши, в океанах большую роль играет также и поступление биогенного материала. Исследование центральных частей океана может дать много ценных материалов для познания биогенных процессов седиментации. Наконец, в океанские водоемы привносится также материал из глубинных слоев земной коры — с гидротермами и продуктами подводных извержений. В этом отношении Тихий океан — исключительно интересный объект, так как именно здесь сочетается максимальное количество подводных вулканов с минимальным количеством терригенного осадочного материала. В условиях океана максимально развиты процессы распределения вулканогенного материала по площади.

В последние годы стало известно, что на громадных площадях дна океанов находятся огромные скопления железо-марганцевых конкреций, которые в ряде мест покрывают дно почти сплошным слоем. Можно говорить поэтому об особом типе океан-

ского процесса рудообразования, познание которого может иметь и практическое значение.

Эти и другие обстоятельства должны учитываться в общей теории осадочного процесса, ими и объясняется все возрастающий интерес к океанскому осадкообразованию.

Доклад А. П. Лисицына, И. О. Мурдмаа, В. П. Петелина и Н. С. Скорняковой «Гранулометрический состав осадков Тихого океана» подвел итоги нашим представлениям о крупности частиц, слагающих океанские осадки. Для доклада было использовано более 2000 определений гранулометрического состава осадков, выполненных по материалам экспедиций на «Витязе» и на «Оби» (в антарктических водах), а также большое количество определений зарубежных экспедиций. Эти материалы дали возможность составить карты распределения песчаной, алевритовой, пелитовой и субколлоидной фракций для всей площади Тихого океана. Такие карты для океанов составлены впервые.

Детальный анализ карт гранулометрического состава осадков позволил установить огромное, определяющее значение процессов биогенного осадкообразования, в особенности осаждения планктонных диатомовых и фораминифер. Крупность донных осадков в значительной степени зависит от сохранности панцирей этих организмов. Влияние биогенного материала прослеживается не только в крупных — песчаных и алевритовых фракциях, но также, как показали электронно-микроскопические исследования, и в субколлоидных фракциях. Количественное распределение и крупность панцирей зависят от климатической зональности в океанах, а также связаны с батиметрическими условиями.

В ряде мест гранулометрический состав океанских осадков находится под влиянием вулканогенного (в основном пеплового) материала.

Таким образом, формирование гранулометрических спектров океанских осадков — процесс очень сложный. Карта гранулометрического состава осадков Тихого океана показывает, вопреки распространенному мнению, что для океанских осадков характерна не монотонность, а исключительное разнообразие и сложность процессов седиментации.

Большой интерес вызвал доклад В. П. Петелина «Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Тихого океана». Впервые были продемонстрированы карты количественного распространения тяжелых и легких минералов почти на всей площади дна Тихого океана (кроме Антарктической части).

Генетически минералы, распространенные в донных осадках, подразделяются на терригенные, вулканогенные и аутигенные. Для изучения закономерностей распределения терригенных минералов это исследование имеет очень важное значение, поскольку процессы разделения терригенных минералов в океане достигают максимально возможных в природе пределов. Удастся наметить ряд терригенно-минералогических провинций, связанных с сушей. В центральных частях Тихого океана широко распространены вулканогенные и аутигенные минералы (из числа последних в особенно больших количествах встречаются цеолит — филлосит).

Доклад З. Н. Горбуновой «Глинистые минералы в осадках Тихого океана»¹ подвел итог многолетним исследованиям автора. В докладе была показана связь минералогических комплексов глинистых минералов в донных осадках с климатической зональностью через особенности развития кор выветривания в разных климатических зонах на суше. Основная часть глинистых минералов рассматривается в качестве терригенных, принесенных с суши. При изучении субколлоидных фракций осадков обнаружены полуторные окислы железа, а также гамма-железо, в небольших количествах. В донных осадках северной части Тихого океана широко развиты минералы группы хлорита.

Ю. А. Павлидис в докладе «Распределение железа в береговой зоне вулканических островов (на примере Курильской гряды)» сообщил новые данные, полученные в береговых экспедициях Института океанологии в самые последние годы. Оказалось, что основная часть железа в береговой зоне вулканических островов связана с распределением обломочных минералов.

Выводы, сделанные Ю. А. Павлидисом, были подтверждены данными по железу в осадках береговой зоны Черного моря, где продукты вулканизма отсутствуют. Этот материал был рассмотрен в кратком сообщении Е. Н. Невесского и Ф. А. Щербак в «Закономерности распределения и абсолютные массы железа и марганца в осадках береговой зоны на примере Черного моря».

Большая группа докладов была посвящена рассмотрению новых данных по распределению железа и марганца в водах и донных осадках Тихого океана и некоторых других морей и океанов.

В. В. Мокиевская в докладе «Железо и марганец в наддонных и иловых водах морей и океанов» привела большое количество гидрохимических определений, выполненных в основном на материалах Тихого океана и Черного моря. Основная форма железа в водах Тихого океана и Черного моря — это растворенное Fe. Она составляет

¹ Основное содержание доклада было опубликовано в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1963 г.

от 60 до 75% от общего содержания железа в водах. На долю взвешенного железа приходится 25—40%. В прибрежных водах содержание взвешенного железа резко возрастает.

Количественное распределение железа и марганца, а также их формы по вертикали изменяются очень сложно, отражая влияние целого ряда факторов среды. Марганец в водах, по данным докладчика, распространен в основном в виде коллоидно-органических соединений.

В заключительной части доклада были приведены данные, касающиеся распределения железа и марганца в иловых водах.

Доклад А. П. Лисицына, Ю. А. Богданова и Е. И. Гордеева «Железо и марганец во взвеси» был посвящен результатам микроскопического анализа препаратов взвеси из поверхностного слоя вод и по вертикальным разрезам через весь Тихий океан. Препараты окрашивались дважды — на органическое вещество и на железо. Оказалось, что основная часть железа во взвеси Тихого океана тесно связана с органическим веществом и существует в виде железо-органических частиц. Содержание обломочного железа или железа в виде хлопьев в океанских водах крайне незначительно. По вертикали наблюдается уменьшение содержания железо-органических частиц, особенно резкое в верхнем деятельном слое (0—200 м). Захват большого количества железа и марганца организмами фитопланктона возможен в океане только в строго определенных местах, где с глубин на поверхность подается большое количество питательных солей, необходимых для развития фитопланктона, в так называемых зонах дивергенции. Для жизнедеятельности планктонных организмов на протяжении года нужно намного больше железа и марганца, чем их привносится с суши. Такое положение возможно потому, что основная часть железа после распада железо-органических частиц вновь входит в круговорот, и в донные осадки поступает только очень незначительная доля железа и марганца, которые используются фитопланктоном.

Таким образом, в открытом океане основным механизмом, регулирующим распределение железа и марганца во взвеси, является биогенный механизм. Отрыв железа от органического вещества происходит уже в поверхностном слое донных осадков, в начальных стадиях диагенеза.

Очень интересные для литологов новые данные были приведены в докладе Н. С. Скорняковой «Железо и марганец в осадках Тихого океана»². Для этой работы использовано более 600 анализов донных осадков, полученных из всех основных климатических зон Тихого океана. Установлено, что в Тихом океане имеет место резко выраженное обогащение железом прибрежных песчано-алевритовых отложений. Распределение марганца резко отлично: максимальные его концентрации обнаружены в тонкозернистых осадках.

Были продемонстрированы карты распределения железа и марганца в осадках Тихого океана в пересчете на натуральный осадок и на бескарбонатное и бескремнистое вещество.

В докладе Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко «Железо-марганцевые конкреции в осадках Тихого океана»³ был сведен обширный материал по количественному распространению, химическому и минеральному составу конкреций. Помимо железа и марганца в конкрециях определялись никель, кобальт, медь, цинк, молибден, свинец, титан и др. Авторы приходят к выводу, что распределение рудных концентраций железа и марганца в конкрециях определяется не столько первоначальным содержанием рассеянных железа и марганца в осадках, сколько особенностями обстановки седиментации и диагенеза. В Тихом океане процесс современного рудообразования сдвинут в его центральные части и достигает максимального развития в местах с минимальными скоростями современного осадконакопления. Увеличение скорости седиментации ведет к ослаблению процессов рудообразования.

В прениях по докладам выступили Д. Г. Сапожников, И. М. Варенцев, И. И. Волков, Н. М. Страхов, П. Л. Безруков и др. Они отметили большое значение приведенных в докладах данных по океанской седиментации и по геохимии железа и марганца.

Итоги работы семинара подвел Н. М. Страхов. В своем заключительном слове он отметил, что за два дня работы семинара было показано много очень интересных материалов, большинство из которых для литологии являются уникальными. Наряду с этим имеются еще и существенные недоделки. В особенности много неясного остается пока в изучении геохимии железа и марганца, в динамике этих элементов в толще вод и донных осадков. Из докладов очевидно, что распространение Fe в виде хлопьев ограничивается в морях и океанах по существу прибрежной зоной, близ устьев рек. В пелагических частях практически все железо осваивается планктоном, и основная форма его

² Основное содержание доклада опубликовано в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1964 г.

³ Основное содержание доклада изложено в статье, опубликованной в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1964 г.

во взвеси — это железо-органические частицы. Их количество по вертикали уменьшается, и отрыв железа от органического вещества идет только в верхнем слое донных осадков.

Океанские водоемы особенно показательны для изучения влияния вулканогенного процесса не только потому, что в ряде мест здесь много современных вулканов, но главным образом потому, что деятельность других факторов поставки осадочного материала (терригенный и частично биогенный материал) здесь крайне ослаблена. На этом фоне четко видны все детали вулканогенного процесса.

Институт океанологии
АН СССР
Москва

Дата поступления
17.II.1965

УДК 552.5

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ НА XXII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА В ИНДИИ

Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

В декабре 1964 г. в столице Индии г. Дели состоялась, как известно, очередная XXII сессия Международного геологического конгресса. В ней участвовало около 130 геологов из Советского Союза, в том числе и автор статьи.

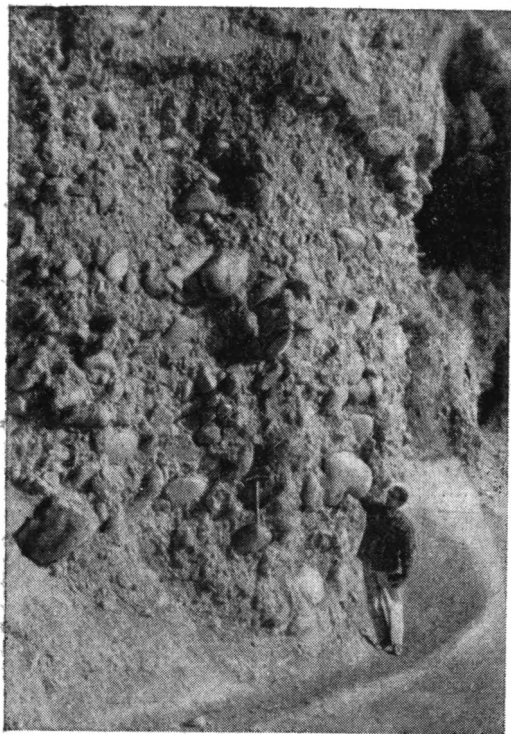
Следует прежде всего отметить прекрасную организацию сессии со стороны индийских геологов и выраженное ими большое радушие и гостеприимство ко всем иностранным членам конгресса. Проявилось это в четкой организации работы самого конгресса в период с 14 по 22 декабря, в хорошо организованных и успешно проведенных геологических экскурсиях до конгресса и после него, а также в большой подготовительной и организационной работе. Для всех экскурсий (а их было около 20 до конгресса и примерно столько же после него) заранее были составлены и опубликованы подробные путеводители с картами и схемами геологического строения и с подробным описанием самих экскурсий вплоть до описания каждой точки остановки по ходу маршрута. Эти путеводители, с приложенными к ним геологическими материалами, иногда довольно обширными, были заблаговременно розданы всем участникам экскурсий. Кроме того, были опубликованы также геологические очерки, составленные индийскими геологами, по отдельным районам страны с освещением вопросов, подлежавших обсуждению во время экскурсий.

Экскурсии проходили по самым различным частям Индии, и многие из них представляли несомненный интерес и для литологов. Так, в частности, интересными с литологической точки зрения были экскурсии на север — в предгорья Гималаев, в одной из которых, а именно проходившей в Пенджабских Гималаях на северо-западе Индии, участвовал и автор настоящей статьи. Интересными были и экскурсии в районы развития гондванских угленосных и ледниковых отложений, а также и на самый юг страны, в район г. Тривандрум, где на побережье Индийского океана известны современные монацитовые и ильменитовые россыпи.

В гималайских экскурсиях участникам были показаны разнообразные предгорные накопления моласс, известные в Индии под названием сиваликских отложений, охватывающие отрезок времени от среднего миоцена до плиоцена включительно. Эти отложения, достигающие мощности свыше 5000 м, расчленены на три свиты (нижний, средний и верхний сивалик), причем грубость зерна слагающего их обломочного материала возрастает к верхним горизонтам. Самые грубые конгломераты, одно из обнажений которых показано на фотографии (фиг. 1), принадлежат как раз верхнесиваликской части разреза. Интересно в этой связи вспомнить, что в предгорьях и межгорных впадинах советского Тянь-Шаня, где также широко распространены неогеновые молассы, они расчленяются советскими исследователями также преимущественно на три части, причем и в них к верху разреза увеличивается роль грубого материала. В этом нельзя не видеть общих черт развития огромной Центрально-Азиатской складчатой системы, проявляющихся, несмотря на существенную разницу в возрасте главной складчатости, и в других важных особенностях слагающих эту систему горных сооружений.

При осмотре обнажения, показанного на фиг. 1, между участниками экскурсии, среди которых были представители всех материков (кроме Антарктиды, конечно), воз-

никла оживленная дискуссия по поводу возможных условий образования этих конгломератов. Один из индийских участников экскурсии осторожно высказал мысль, подержанную некоторыми членами экскурсии, о возможном ледниковом (моренном) их происхождении. Другие сочли более обоснованной точку зрения их пролювиального генезиса, а третьи высказались в пользу водно-ледникового происхождения. Четвертые, к которым принадлежит и автор статьи, считали, что даже самого тщательного изучения одного обнажения недостаточно для однозначного решения вопроса об усло-



Фиг. 1. Предгорья Пенджабских Гималаев.

Обнажение сиваликских конгломератов.

Обратить внимание на грубость материала и его плохую сортировку. Фото Г. Ф. Крашенинникова

виях накопления этих конгломератов. Для этого необходимо площадное исследование, выяснение, в какие другие разновозрастные породы переходят конгломераты по простираанию и падению, как происходит этот переход, а также как они изменяются в вертикальном направлении и какова их нижняя граница. Для решения этого вопроса необходим комплекс исследований, известных под названием фациального анализа.

Во время этой же дискуссии участники посетили район строительства плотины на р. Беас (одна из пяти рек, от слияния которых образуется Инд). Эта плотина должна иметь главным образом ирригационное значение для регулирования речного стока и улучшения водоснабжения предгорной равнины. Она является одной из многих, сооружаемых в настоящее время Индийским правительством вдоль предгорной полосы Гималаев с целью предотвращения разрушительных паводков гималайских рек и обеспечения равномерного снабжения поливной водой сельского хозяйства.

В районе створа будущей плотины участники экскурсии наблюдали хорошие обнажения сиваликских пород. В одном из них они обратили внимание на хорошо отпрепарированные современной эрозией поверхности слоев пологозалегающих верхнесиваликских песчаников, представляющих собой очень ясные диаастемы (поверхности кратковременных перерывов осадконакопления). На фиг. 2 видна такая поверхность. Оживленное обсуждение вызвал вопрос о природе

неровной поверхности слоя. Многие члены экскурсии, в том числе и автор статьи, обратили внимание на известную правильность в расположении бугров и впадин на этой поверхности. Автор статьи был склонен считать, что бугры и правильность в их расположении вызваны перекрещиванием двух направлений ископаемых волноприбойных знаков. Другие обратили внимание на некоторую связь ориентировки впадин и бугров с трещинами кливажа, местами выраженными на той же поверхности. Эти геологи были склонны относить их за счет неравномерного диагенетического или эпигенетического уплотнения и цементации пород и как следствие избирательного выветривания и вымывания более мягких участков при современном размыве этих поверхностей рекой. Третьи вообще отрицали правильность в расположении неровностей, считая их беспорядочными. К общей точке зрения по этому вопросу участники экскурсии так и не пришли.

Несомненно, что дискуссии возникали и во время экскурсий по другим маршрутам. Обсуждение возникавших вопросов способствовало выяснению различных подходов к геологическим и литологическим объектам, помогало взаимному пониманию и укрепляло дружеские отношения между геологами различных частей света. В этом я вижу один из главных положительных результатов конгресса в целом и его экскурсий в частности.

Что касается самого конгресса, то на нем формально была только одна секция, обсуждавшая проблемы литологии,— это секция № 15 под названием «осадочная гео-

логия и осадкообразование». Она имела пять заседаний, и на ней было заслушано и обсуждено около 20 докладов, в том числе два доклада советских литологов (В. А. Гроссгейма и автора статьи). Доклад В. А. Гроссгейма был посвящен роли донных течений как одного из факторов осадкообразования, а Г. Ф. Крашенинникова — переходу угленосных отложений в меденосные в карбоне Центрального Казахстана. Кроме того, обсуждение тем, являющихся по существу литологическими, происходило на других секциях, а также и в некоторых комиссиях конгресса. Так, на секции № 14 («латериты»), имевшей три заседания, все доклады были по существу литологическими. Поэтому правильно поступили организаторы конгресса, поставив в программу заседания этой секции после окончания работы секции № 15.



Фиг. 2. Предгорья Пенджабских Гималаев. Берег р. Беас у створа сооружаемой плотины. Поверхность перерыва (диастема) в сиваликском песчанике

Обратить внимание на сложную систему впадин и бугров на поверхности слоя. Для масштаба в правой части фотографии геологический молоток. Фото Г. Ф. Крашенинникова

В секции, обсуждавшей генетические проблемы рудообразования (секция № 5), некоторые доклады были специально посвящены осадочному рудообразованию. На секции, посвященной проблемам Гондваны (секция № 9), некоторые доклады также были по существу литологическими, будучи посвящены петрографии, осадкообразованию и палеогеографии отложений гондванского возраста некоторых районов Индии и других южных материков. На секции № 10, обсуждавшей вопросы геологии архея и протерозоя, было специальное заседание, посвященное палеогеографии некоторых районов Индии и Африки. На секции № 16, посвященной «прочим вопросам», были также доклады литологического характера о ледниковых отложениях Антарктики и некоторых других регионов. На комиссии по изучению глин, имевшей одно специальное заседание, а также на объединенных заседаниях, посвященных итогам Международной экспедиции по изучению Индийского океана, также стояли некоторые чисто литологические вопросы.

Наконец, и на некоторых других секциях и комиссиях иногда тоже стояли литологические доклады и возникали проблемы литологического порядка. Это имело место на секциях, посвященных геологии нефти (секция № 1), гималайскому и альпийскому орогенезу (секция № 11), на подкомиссии по металлогеническим картам.

Таким образом, приведенного краткого перечня достаточно для того, чтобы убедиться в том, что вопросы литологии далеко вышли за пределы секции № 15 и широко обсуждались на конгрессе. Всего по разным секциям и комиссиям конгрессу было представлено около 80 докладов литологического направления¹. Чтобы иметь представ-

¹ В это число не включены доклады одного заседания комиссии по изучению глин, не имевшего заранее опубликованной программы заседания. Некоторые доклады по глинам стояли на секционных заседаниях и включены в указанное число.

ление о том, каким вопросам были посвящены доклады и как они распределялись по секциям конгресса, а также сколько докладов и на какие темы были сделаны советскими учеными, приводится таблица, где это обобщено.

**Распределение докладов литологического направления на XXII сессии
Международного геологического конгресса в Индии по тематике и по секциям
(составил Г. Ф. Крашениников)**

№ п/п	Темы докладов	Номера секций и их названия (сокращенные)								Всего	В том числе советских ученых
		1. Нефть	3. Рудообразование	9. Гондвана	10. Докембрий	11. Гималайский и альпийский орогенез	14. Латериты	15. Осадкообразование	16. Прочие		
1	Вещественный состав, структуры, текстуры и генезис осадочных пород отдельных регионов	—	—	3	—	—	5	16	—	24	2
2	Геохимия литогенеза	1	—	—	—	—	1	1	—	3	1
3	Палеогеография послекембрийских отложений	—	—	7	—	1	1	3	1	13	1
4	Палеогеография докембрийских отложений	—	—	—	4	—	—	—	—	4	1
5	Осадочное рудообразование	4	15	—	—	—	5	1	—	25	6
6	Современные осадки Индийского океана и других областей	—	—	—	—	—	—	—	1	7	2
7	Вулканогенно-осадочный литогенез	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1
8	Методы исследования осадочных пород	—	—	—	—	—	1	2	—	3	—
Всего		5	16	10	4	1	13	23	2	81	14
В том числе докладов советских ученых		4	2	—	1	—	3	2	—	—	14

Таблица требует некоторых пояснений. Прежде всего, следует иметь в виду, что общая цифра докладов литологического направления в количестве 81 является приблизительной. Причина этого главным образом в том, что нет резкой границы между докладами литологического и иных направлений. Кроме того, некоторые доклады касались разных вопросов, и поэтому отнесение их к категории «литологических» иногда довольно условно. Да и само понимание того, какие доклады являются литологическими, может быть разным. Наконец, не все доклады, включенные в повестку заседания конгресса и имеющие опубликованные тезисы, фактически были зачитаны. К сожалению, это обстоятельство относится к ряду докладов советских геологов — обстоятельство, которое требует того, чтобы на него обратили внимание с тем, чтобы максимально сократить число таких случаев в дальнейшем.

Что касается распределения докладов по тематике, то и это иногда имеет довольно условный характер. Но опять-таки и здесь важен примерный порядок распределения, что отражено таблицей достаточно точно.

Из данных, приведенных в таблице, следует, что больше всего докладов литологического направления было посвящено двум основным вопросам. Во-первых, описанию состава, структурных и текстурных особенностей и генезису осадочных пород отдельных регионов (всего 24 доклада), во-вторых, осадочному рудообразованию (всего 25 докладов). При этом больше всего докладов было посвящено осадочным рудам железа, и они были главным образом представлены индийскими геологами и рассматривались на секции № 5 «генетические проблемы рудообразования». На секции осадочных пород (№ 15) стоял только один такой доклад, он был сделан чешским ученым Я. Петранек и посвящен обзору ордовикского железорудного накопления, которое он справедливо рассматривает в качестве одной из главных, а для послекембрийского времени и главной эпохи формирования осадочных железных руд. В этом докладе чувствовалось влияние работ Н. М. Страхова, основные представления которого по вопросу формирования осадочных руд железа автор доклада разделял. Особое

внимание в этом докладе было уделено выяснению специфических черт ордовикского железнакопления и его отличий как от более ранних — докембрийских — железорудных эпох, так и от более поздних.

Доклады индийских геологов по железным и марганцевым рудам были посвящены главным образом характеристике некоторых железо- и марганцеворудных провинций и месторождений Индии, причем многие месторождения связаны с метаморфическими толщами, и первично осадочные руды в них подверглись вторичному обогащению в ходе метаморфизма. Несколько докладов было посвящено рудам цветных металлов, в частности меди; некоторые месторождения авторы были склонны связывать с первично-осадочными, а в других случаях с диагенетическими процессами. В этом отношении весьма интересный материал был представлен австралийскими геологами Р. Л. Гевет и П. Д. Соломоном о медных и серебряно-свинцово-цинковых рудах, подчиненных доломитам. Полевые и лабораторные исследования структурных соотношений в этих рудах привели авторов к выводу о их первичноосадочном образовании при участии процессов последующего перераспределения рудных компонентов. Присутствие цветных металлов неясного происхождения в доломитах отмечалось и в некоторых докладах индийских геологов, причем в некоторых случаях подчеркивалось отсутствие структурного контроля такого оруденения.

Из обзорных и сводных докладов на секции рудогенеза следует отметить доклад В. И. Смирнова, посвященный сравнительному рассмотрению эндо- и экзогенного рудообразования в морских геосинклинальных вулканогенных толщах. Как на этой секции, так и на других, где рассматривались литологические проблемы, в том числе и на секции № 15, почти не было таких обобщающих докладов, хотя необходимость в них остро ощущается.

Обращает на себя внимание и то, что примерно из 15 докладов по осадочному рудообразованию на заседаниях рудной секции не было ни одного доклада советских ученых, целиком посвященного этому вопросу. Предполагавшийся на эту тему доклад В. П. Казаринова и В. И. Бгатова не состоялся.

Иная картина была на нефтяной секции (№ 1). Здесь советские ученые представили несколько обобщающих докладов, причем некоторые из них, в частности доклады Н. Б. Вассоевича и Ш. Ф. Мехтиева, В. В. Вебера и др., были посвящены проблемам генезиса. В таблице эти доклады помещены в графу «осадочного рудообразования» по нефтяной секции.

Обращаясь к итогам работы секции осадочных пород и тесно связанной с нею секции латеритов (секции № 14 и 15), следует прежде всего отметить, что большинство докладов на них, так же, впрочем, как и на рудной секции, было посвящено рассмотрению регионального материала. Как это и естественно, большинство докладов сделаны индийскими геологами-осадочниками. Эти доклады касались различных вопросов: эоценового и олигоценового флиша Андаманских островов, довольно сходного, по мнению авторов (С. Карунакаран и др.), с типичным альпийским флишем, тектонического контроля осадкообразования на некоторых конкретных примерах, третичных бентонитовых глин, образовавшихся за счет тропического выветривания вулканических пород, влияния диагенеза на распределение в осадочных породах малых элементов и др.

Советские литологи представили на эту секцию два доклада, причем оба они вызвали у слушателей большой интерес. Было задано много вопросов, а обсуждение доклада автора этой статьи заняло 40 минут. Больше всего индийских геологов интересовал вопрос о возможности использования данных, полученных при изучении осадочных пород Советского Союза, при изучении индийских отложений.

Из докладов ученых других стран значительный интерес представил доклад американцев Г. В. Чилингара и др. о влиянии высоких давлений (до 500 000 фунтов на 1 дюйм²) на плотность различных глинистых пород и почв.

Некоторое разочарование, к сожалению, доставила секция латеритов. В самом деле, можно было рассчитывать, что, собираясь в Индии — в одной из стран классического развития латеритного типа выветривания, геологи других стран, где нет этого типа, в частности и Советского Союза, будут иметь возможность познакомиться с современными работами индийских коллег по составу, строению и условиям образования латеритного профиля выветривания. Действительно, на секции были представлены некоторые интересные материалы. Но, к сожалению, они касались частных сторон латеритообразования, и ни в одном из докладов не был подробно рассмотрен весь профиль для какого-либо одного района. Вместе с тем по ряду докладов можно было понять, что современные данные о латеритных профилях существенно отличаются от старых, «классических» представлений о нем. Так, например, в докладе В. Венкатеша и др. было показано, что в латеритном профиле одного из районов Южной Индии, общей мощностью около 60 м, несколько раз повторяются горизонты латеритов, разделенные бокситом и другими образованиями. В докладе Ф. В. Тессье о латеритовых горизонтах Сенегала (Западная Африка) шла речь о пяти горизонтах латерито- и бокситообразования: под маастрихтом, между верхним мелом и палеогеном, внутри нижнего миоцена, между неогеном и четвертичными отложениями и внутри четвертичного раз-

реза. Некоторые из горизонтов имеют повышенную фосфатность (есть породы, содержащие около 30% Al_2O_3 и столько же P_2O_5). К сожалению, генетическая природа этих чрезвычайно интересных соотношений не была достаточно ясно показана.

От советских геологов на латеритной секции не было представлено ни одного доклада.

Следует указать, что, несмотря на отмеченные выше недостатки, конгресс сыграл, несомненно, большую роль: прежде всего, советские ученые имели возможность познакомиться с состоянием различных направлений литологической науки в других странах и почерпнуть ряд полезных сведений, которые могут теперь быть использованы при работе над своими материалами. Особенно полезными были контакты с иностранными учеными во время геологических экскурсий, где они были особенно непосредственными и тесными. Поэтому во время экскурсий была возможность представить себе подход ученых разных стран к природным геологическим и литологическим объектам в полевых условиях. Кроме того, общение во время конгресса позволило установить деловые контакты в отношении обмена литературой и знакомства с методами исследования, которые взаимно полезны.

Доклады, сделанные советскими учеными, показали состояние науки по соответствующим вопросам в нашей стране и, несомненно, будут учтены геологами Индии, да и других стран в их последующей работе.

В настоящее время, как мне кажется, советским литологам нужно, учитывая опыт прошедшего конгресса, приступить к подготовке к XXIII сессии Международного геологического конгресса, который должен состояться, согласно решению, принятому в Индии, в 1968 г. в Чехословакии. Нужно подготовиться к этому конгрессу так, чтобы наши материалы были вполне достойным свидетельством того, что сделано советскими литологами за 50 лет Советской власти.

Московский государственный
университет

Дата поступления
17.II.1965

О РАБОТЕ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»
в 1963 и 1964 гг.

Журнал «Литология и полезные ископаемые» (орган Академии наук СССР и Госгеолкома СССР) начал выходить во второй половине 1963 г. За два года вышло 9 номеров, в которых было напечатано 164 статьи, в том числе: основных научных статей — 75; кратких сообщений — 54; методических статей — 9; критических статей и рецензий — 14; хроникальных заметок — 4; статей о памятных датах и потерях наук — 4¹. Кроме того, напечатано три списка статей по литологии, опубликованных в иностранных журналах, поступавших в библиотеку Отделения наук о Земле АН СССР.

Всего в Редакцию до 1 января 1965 г. поступило 462 статьи. После рецензирования и рассмотрения на Редколлегии около 30% статей отклонено как не подходящие к профилю журнала, написанные недостаточно квалифицированно или описывающие узко местный материал, не представляющий общего интереса. Около 20% статей возвращено авторам на доработку с конкретными замечаниями рецензентов. Значительная часть из этих статей после исправления возвращается в Редколлегия и вновь рассматривается на Редколлегии. Из 165 опубликованных статей около половины (45%) принадлежит авторам, работающим в ГИН АН СССР и других институтах АН СССР, 22% статей написано сотрудниками институтов Госгеолкома СССР, 17% поступило из университетов и вузов, 11% из институтов других ведомств, 4% из институтов академий союзных республик. Должно быть отмечено очень небольшое количество статей от сотрудников геологических управлений Госгеолкома СССР.

По тематическому признаку статьи распределяются следующим образом.

Значительное количество статей посвящено условиям накопления различных полезных ископаемых (Fe, Mn, Al, P, Pb, Zn, Cu, соли и пр. — более 30%), далее идут статьи по аутигенной минералогии и глинам (11%) и геохимии малых элементов (11%); вопросам диагенеза и катагенеза посвящено 8% статей; региональные статьи по литологии и фациям составляют 7%, и примерно столько же критических статей и статей по методике. Небольшое количество статей посвящено углям и кремнистым породам.

Почти в каждом номере журнала помещаются несколько статей на одну близкую тему. Например, о титане и осадочных породах (№ 2, 1963), о марганцевом оруденении (№ 1, 1964), о железе и марганце в осадках Тихого океана и химико-петрографические характеристики углей (№ 5), о россыпях и галогенных отложениях (№ 6, 1964 г.). В № 3 за 1964 г. был ряд статей, связанных с изучением и характеристикой полезных ископаемых для химической промышленности и сельского хозяйства.

Итоги работы журнала за 1963 и 1964 гг. обсуждались на декабрьском пленуме комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР и на заседании Редколлегии.

Была отмечена целесообразность помещения в отдельных номерах журнала по несколько статей одной или близкой тематики.

Отмечалась необходимость увеличения количества статей по петрографии осадочных пород, по фациальной и палеогеографической тематике, формациям, методических статей (касающихся не только лабораторных работ, но и полевых литологических исследований), рецензий на выходящие в СССР и за рубежом статьи и монографии по литологии.

Для лучшего планирования и комплектования номеров журнала Редколлегия обратилась к ряду геологических учреждений с просьбой прислать списки статей, которые могут быть представлены в Редколлегия в течение 1965 г. Комиссия по осадочным породам поручила своим членам в разных городах вести постоянную работу среди литологов и организовывать получение статей от сотрудников различных геологических учреждений. Полученные в настоящее время списки от нескольких институтов уже позволяют установить контакты с рядом авторов и определить сроки и очередность публикации статей. В среднем, ежемесячно в Редколлегия на рассмотрение поступает около 20—25 статей, и, таким образом, из числа принятых к печати в портфеле Редколлегии всегда имеется материал на несколько номеров вперед. Учитывая, что журнал

¹ Содержание журнала за 1963 и 1964 гг. опубликовано в № 6 за 1964 г.

выходит шесть раз в год, сроки от получения статьи до ее выхода в свет достигают 6—8 месяцев и даже года. Следует отметить, что от даты передачи в Издательство отредактированных материалов до выхода журнала в свет по графику Издательства проходит 3—3,5 месяца.

Сокращение этих сроков может быть сделано только либо при увеличении объема журнала, либо при переводе его с шести на двенадцать номеров. Тираж журнала в 1965 г. определен в 1200 экземпляров, а для постановки вопроса об увеличении его объема тираж должен быть примерно вдвое больше. Это зависит от читателей журнала и авторов статей, к которым Редколлегия обращается с просьбой всемерно пропагандировать подписку как в 1965 г., так и на 1966 г.

Следует также отметить, что во многих случаях задержка публикации происходит из-за того, что статьи поступают от авторов с плохо отредактированным текстом и вообще без соблюдения необходимых правил подготовки статьи к печати². Часто бывают ошибки и неточности в списке литературы и сносках в тексте, некоторые статьи перегружены таблицами, графическим и фотоматериалом, причем все эти материалы недостаточно использованы и разъяснены в тексте. Графические материалы (карты, разрезы, колонки и пр.) бывают выполнены нечетко или присланы в таком мелком масштабе, который не позволяет их читать и перечерчивать. Часто бывает путаница в геологических индексах, химических формулах и в тексте, и в таблицах и графиках и т. д. Все это не только затрудняет рецензирование, но и приводит к излишней дополнительной переписке с авторами и задерживает окончательное редактирование статей и сдачу их в печать.

Опыт работы за 1963 и 1964 гг. позволяет сделать вывод, что журнал «Литология и полезные ископаемые» уже имеет определенный круг читателей и авторов, публикует разнообразный материал, отражающий результаты работ советских литологов, и привлекает внимание к различным вопросам изучения осадочных пород и полезных ископаемых.

Редколлегия считает необходимым продолжать работу по улучшению журнала. Однако этого можно достигнуть только при активном участии читателей. Редколлегия обращается ко всем геологам — читателям журнала с просьбой присылать свои замечания и пожелания о работе журнала, предлагать темы, подлежащие освещению и обсуждению, присылать критические статьи и обзоры по выходящей советской и иностранной литературе, методические статьи и информации о различных совещаниях.

*Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»*

² Правила присылки статей опубликованы в нескольких номерах журнала.

БИБЛИОГРАФИЯ

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ
ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ
ЗА ОКТЯБРЬ — ДЕКАБРЬ 1964 г.— ФЕВРАЛЬ 1965 г.**

- Aguirre L. and Mehech S. Стратиграфия и минералогия марганцевых месторождений провинции Кокуимбо, Чили. *Esof. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- Allen J. R. L. Изучение речных осадков: шесть циклов нижнего древнего красного песчаника бассейна Уэлш. *Sedimentology*, v. 3, No. 3, 1964.
- Allen J. R. L. Осадочные черты в диттонских породах: пемброкшайрские породы сравнительно с породами зоны Уэлш. *Geol. Mag.*, v. 100, No. 5, 1963.
- Allen P. Седиментологические модели. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Barnes I. and Back W. Геохимия железосодержащей грунтовой воды южного Мериленда. *J. Geol.*, v. 72, No. 4, 1964.
- Barrett P. J. Остаточные прослойки и цементация в олигоценовых ракушечных известняковых песчаниках серии Те-Куити. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Berner R. A. Сульфиды железа, образованные из водного раствора при пониженных температурах и атмосферном давлении. *J. Geol.*, v. 72, No. 3, 1964.
- Bever J. E. and Martin W. D. Новая система каталогизации и хранения осадочных пород, основанная на литологической и генетической характеристиках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Bissel H. J. and Chilingar G. V. Эвапоритовый тип доломита в засоленных низинах западной Юты. *Sedimentology*, v. 1, No. 3, 1962.
- Bloom A. L. Накопление торфа в прибрежных болотах Коннектикута. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Bluck B. J. Осадкообразование в аллювиальном конусе выноса в южной Неваде. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Bober L., Kozłowski S. Нерудные полезные ископаемые Пеннинской зоны утесов. *Przegl. geol.*, № 7, 1963.
- Bober L., Oszczyrko N. Примечания о химизме подземных вод, распространенных на контакте Магурской толщи с Пеннинской зоной утесов. *Przegl. geol.*, № 7, 1964.
- Bolduan H., Hösel G., Sippel H. Вольфрамитовые месторождения в Ауэ-Лаутер (Рудные горы). *Geologie*, No. 6/7, 1964.
- Bolewski A., Michalek L. Монтмориллонитовые образования в порэмбских слоях Бытомской мульды. *Przegl. geol.*, № 7, 1963.
- Bogowski J. Документирование газоносности угольных залежей. *Przegl. geol.*, № 11, 1963.
- Booth A. H. Отбор и обработка неуплотненных осадков для изучения внутренних структур. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Breske E. A. Плащеобразные осадки Тлуорспара, северная Коахула, Мексика. *Esof. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- Brown P. R. Петрография и происхождение некоторых верхнеюрских слоев из Дорсета, Англия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Buchheim W. Правило минералогических фаз в соотношении с химическим составом. *Geologie*, No. 6/7, 1964.
- Calvert W. L. Дотрентонские осадкообразование и доломитизация Цинцинатской антиклинальной зоны: теоретические соображения. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, No. 2, 1964.
- Carrigy M. A. and Mellon G. B. Аутигенные глинистые минеральные цементы в меловых и третичных песчаниках Альберты. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Carroll D. Ионнообменная емкость осадков из опытной скважины Мохол, Гваделупская группа. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Cielsinski S., Młynarski S. Геофизические, геохимические и геологические исследования в странах СЭВА. *Przegl. geol.*, № 1, 1964.
- Degens E. T. and Epstein S. Кислородный и углеродный изотопные коэффициен-

- ты в кальцитах и доломитах из современных и древних отложений. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 28, No. 1, 1964.
- Degens E. T., Hunt J. M., Reuter J. H. and Reed W. E. Данные о распространении аминокислот и кислородных изотопов в нефтяных рассоловых водах различных геологических возрастов. *Sedimentology*, v. 3, No. 3, 1964.
- Deininger R. W. Известняково-доломитовые переходные породы в ордовикской плачевилльской формации в Висконсине. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Derowski S. Перспективные запасы нефти и газа и их значение в определении прогнозов нефтеносности и газоносности седиментационных бассейнов. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.
- Domaszewska T. Петрография «черных песков» на острове Исля дес Пинос (юго-запад Кубы). *Przegl. geol.*, № 9, 1963.
- Dott R. H., Jr. Bakka A. Граувакк и связующая масса — вот что определяет классификацию незрелых песчаников. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Ellingboe J. and Wilson J. Количественное разделение некарбонатных минералов от карбонатных минералов. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Emery K. O., Stitt C. and Saltman P. Аминокислоты в бассейне осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Folk R. L. and Robles R. Карбонатные пески в рифовом комплексе Исла Перес Алагран, Юкатан. *J. Geol.*, v. 72, No. 3, 1964.
- Fournier G. R. Иммерсионная техника для фотографии поверхностей песчаных зерен. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Galkiewicz T. Месторождения Pb—Zn в Межице в Югославии. *Przegl. geol.*, № 7, 1963.
- Garlick W. G. Связь минерализации и водорослевых рифовых структур медного пояса Северной Родезии, Катанги и Австралии. *Econ. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- Gluskoter H. J. Распределение ортоклаза и аутигенез формации Франциска в западной части Марин Коунти, Калифорния. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Gorsline D. S. Донные осадки атлантического шельфа и склона на юге Соединенных Штатов. *J. Geol.*, v. 71, No. 4, 1963.
- Gorzynski L. Методика и предварительные результаты поисков алюминиевого сырья в Верхней Силезии. *Przegl. geol.*, № 11, 1963.
- Graupner A. Каолины и каолиновые дериваты пестрого песчаника в Тюрингии и Золлинге. *Geologie*, No. 6/7, 1964.
- Griffen G. M. and Parrott B. S. Развитие глинистых минеральных зон в течение дельтовой миграции. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, No. 1, 1964.
- Grodzicka W. Сидеритовые проявления в отложениях рэта в р-не Туркова Гура около Порэмбы. *Przegl. geol.*, № 12, 1963.
- Gruszczuk H. Примечания к дискуссии о генезисе меднорудного месторождения Медзяна-Гура. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.
- Gwin V. E. Определение режима потока по характеристике слоистости в конгломератах и песчаниках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Hagni R. D. and Grawe O. R. Минеральный парагенезис округа Миссури, Канзас, Оклахома. *Econ. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- Hallam A. Эвстатический контроль основных циклических изменений в юрском осадкообразовании. *Geol. Mag.*, v. 100, No. 5, 1963.
- Hawkins D. B. and Roy R. Экспериментальные гидротермальные исследования, посвященные изменению пород и образованию глинистых минералов. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 27, No. 10, 1963.
- Hay R. L. Выветривание цеолита в Олдвей Джордж, Таньганьика. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 10, 1963.
- Heimlich K. К методике исследования ангидритов и расчленение главного ангидрита (A3). *Geologie*, No. 2, 1964.
- Hohl R. Сырье в бурогольных отвалах. *Przegl. geol.*, № 7, 1963.
- Holmes Ch. D. Приливное напряжение как возможная причина микроволн и трещиноватости пород. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 11, 1963.
- Hotz P. E. Никелесодержащие латериты в юго-западном Орегоне и северо-западной Калифорнии. *Econ. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- Hsu K. J. Косая слоистость в толщах с градоуклонным напластованием. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Hume J. D. Песок и гальки близ Барроу, Аляска. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Jackson W. E. Топография осадкообразования и циклическое осадконакопление на западе центрального Техаса. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, No. 3, 1964.
- Jagosz J. Баритовая минерализация в триасовых породах Силезско-Карпатского региона. *Przegl. geol.*, № 1, 1964.
- Jaskolski S. К дискуссии по вопросам, выдвинутым в статье К. Пекарского. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.

- Jerz m a n s k i J. Проблема поисков осадочных месторождений железа в Судетских каледонидах. *Przegl. geol.*, № 9, 1963.
- K a h l e Ch. F. and T u r n e r M. D. Быстрый метод взятия реплик с поверхностей пород и минералов в электронном микроскопе. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- K a n e H. E. Малые внутренние осадочные структуры в образцах из района озер Сей-бинне. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- K i t t l e m a n L. R., Jr. Application of Rosik's distribution in size-frequency analysis of clastic rocks. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- K o b a y a s h i K., O i n u m a K. and S u d o T. Минералогия глин современных морских осадков и осадочных пород из Японии. *Sedimentology*, v. 3, No. 3, 1964.
- K o t a s k i T. Некоторые методы полировки рудных шлифов для исследования в отраженном свете. *Przegl. geol.*, № 12, 1963.
- K o t s i s T. Дериватографические исследования бокситовых минералов. *Geologie*, No. 2, 1964.
- K o z l o w s k i S. Поиски алмазов в Европе. *Przegl. geol.*, № 9, 1963.
- K o z u b s k i F., Z a n d a r s k i K. Важнейшие виды минерального сырья, добываемого открытым способом. *Przegl. geol.*, № 1, 1964.
- K r i n s l e y D. and T a k a n a s h i T. Техника изучения поверхностных текстур песчаных зерен под электронным микроскопом. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- K r y g o w s k i B. О пригодности метода механического определения степени окатанности зерен песка или гравия. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.
- L a h i r i D. Петрография виндхийских пород окрестностей Ротасгара, Индия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- L a n d L. S. Эоловая косяя слоистость прибрежных дюн о-ва Сапело, Джорджия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- L a u d o n T. S., B e h r e n t J. C. and C h r i s t e n s e n H. J. Петрография пород, собранных на траверсе п-ова Антарктики. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- L e b a u e r L. R. Петрография среднекембрийского сланца Уолсей юго-западной Монтаны. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- L e w a r n e G. C. Спонголиты из Арнсберга, Лимерик, Ирландия. *Geol. Mag.*, v. 100, No. 4, 1963.
- L i n d e r M., S a r o s i e k J. Биогеохимические исследования в Судетах. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.
- M a s l a n k i e w i c z K. Месторождения полезных ископаемых в Югославии. *Przegl. geol.*, № 1, 1964.
- M a x w e l l W. G. H., J e l l J. S. and M c K e l l a r R. G. Разделение карбонатных осадков на островном рифе Герон. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- M c B r i d e E. F. and K i m b e r l y J. E. Образование глинистого сланца (Пенсильванского возраста), района восточного Ллано, Техас. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 47, No. 10, 1963.
- M c M a n u s D. A. and C r e a g e r J. S. Физические и седиментационные условия на большой косоподобной отмели. *J. Geol.*, v. 71, No. 4, 1963.
- M o o k h e r j e e A. Термальный метаморфизм сульфидных минералов шахт Завари, Раджастан, Индия. *Econ. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- M o o k h e r j e e A. Распределение радиоактивности в месторождении меди Мозабони, Бихар, Индия. *Econ. Geol.*, v. 59, No. 3, 1964.
- M o o r e D. G. Геологические наблюдения из батискафа Триесте близ края континентального шельфа Сан-Диего, Калифорния. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 8, 1963.
- M o o r e D. G. and C u r r a y J. R. Осадочное основание континентальной террасы в направлении от Норфолка, Вирджиния до Ньюпорта, Род-Айленд. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 47, No. 12, 1963.
- M u l a r z S. Гидроскопические зоны Бытомской мульды. *Przegl. geol.*, № 2, 1964.
- M u r a t a K. J. and E r d R. C. Состав осадков кернов из опытной скважины Могол (Гваделупская группа). *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 34, 1964.
- M u r r a y R. C. Происхождение и диагенез гипса и ангидрита. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- N e v i l l e R. J. Влияние геологических факторов на крепость угленосных пород. *Geol. Mag.*, v. 100, No. 5, 1963.
- O s i k a R. Международное металлогеническое совещание в г. Закопане (Польша). *Przegl. geol.*, № 12, 1963.
- O t v o s E. G., Jr. Наблюдение берегового уступа и образование гребня косы пролива Лонг-Айленд. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- O t v o s E. G., Jr. Наблюдения над пляжевыми ромбоидными знаками. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- P a l y s J. Гидрохимические проблемы Верхнесилезского угольного бассейна. *Przegl. geol.*, № 2, 1964.

- Parry W. T. and Naczkowski M. P. Медь, свинец и цинк в биотитах из кварцевых монзонитов из провинции Бассейнов и Хребтов. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 7, 1963.
- Perkins R. D. Петрография известняка Джефферсона (средний девон) юго-восточной Индианы. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 11, 1963.
- Piekarski K. Осадочное или гидротермальное происхождение оруденения в местности Медзяна-Гура около г. Кельце. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.
- Potter P. E. and Mast R. F. Осадочные структуры, форма песчаных частиц и проницаемость. *J. Geol.*, v. 71, No. 4, 1963.
- Purdy E. G. Современные карбонатно-кальциевые фации Большой Багамской Банки. *J. Geol.*, v. 71, No. 4, 1963.
- Reeves C. C., Jr. and Suggs J. D. Самородная селитра центрального и южного Лланно Эстакадо, Техас. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Rich M. Петрографическая классификация и метод описания карбонатных пород толщи Берд Спринг в южной Неваде. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Roberson H. E. Петрография третичных бентонитов Техаса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Rubnowski L. О меднорудном месторождении Медзяной Гуры и региональной концепции поисков руд металлов в Свентокшиских горах. *Przegl. geol.*, N 10, 1963.
- Ruchholz K. К вопросу о древнем положении граувакковой серии в котловине южного Гарца. *Geologie*, № 8, 1963.
- Ruotsala A. Определение соотношений кальцита — доломита с помощью инфракрасного спектроскопа. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Sabins F. F., Jr. Симметрия, стратиграфия и петрография циклических меловых отложений в бассейне Сен-Жуан. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, No. 3, 1964.
- Sanders J. E. and Imbrie J. Непрерывные керны багамских известковистых песков, добытые вибрационным бурением. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 10, 1963.
- Scholl D. W. and Taft W. H. Водоросли, содействующие формированию известкового туфа оз. Моно, Калифорния. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Schroyer G. J. and Zarrella W. M. Органическая геохимия сланца. I. Распределение органического вещества в кремнистом сланце Моври, Вайоминг. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 27, No. 10, 1963.
- Sedlak W. Местонахождение пирита на Лысой горе (Свентокшиские горы). *Przegl. geol.*, № 9, 1963.
- Seibold E. Исследования осаждения и растворения известняка на западном крае Большой Багамской Банки. *Sedimentology*, v. 1, No. 1, 1962.
- Seilacher A. Осадочная классификация и номенклатура по следам ископаемых. *Sedimentology*, v. 3, No. 3, 1964.
- Serafin J. Карта металлоносности триасовых и юрских вод северо-восточной части Верхней Силезии. *Przegl. geol.*, № 11, 1963.
- Sharp R. P. Ветровые знаки ряби. *J. Geol.*, v. 71, No. 5, 1963.
- Slanska J. Результаты петрографического изучения слоев Кликов и Мидловари. *Věst. Ustřed. ústavu geol.*, № 6, 1963.
- Spotts J. H. Ориентировка зерен, их расположение (имбрикация) в песчаниках миоценовых турбидитных потоков Калифорнии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Stepniwski M. Рентгеновские методы количественного минерального состава смесей. *Przegl. geol.*, № 10, 1963.
- Swett K. Петрография и парагенезис формации Монитоу ордовика вдоль переднего края Колорадо. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Tanner W. F. Раздробленная галька на юго-западе Монтаны. *J. Geol.*, v. 71, No. 5, 1963.
- Tanner W. F. Эоловые знаки ряби в песчанике. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Tischendorf G., Ungethüm H. О значении восстановительно-окислительного потенциала (Eh) и концентрации водородных ионов (pH) для геохимии и для учения о месторождениях. *Geologie*, No. 2, 1964.
- Tweto O. and Sims P. K. Докембрийское происхождение Колорадского минерального пояса. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 74, No. 8, 1963.
- Wakeel S. K. E. Химическое и минералогическое изучение диатолита из Барбадоса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Walker C. T. Палеосоленость в верхневизейской формации по английскому геохимическому методу определения пористости. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 48, No. 2, 1964.
- Walker P. H. Осадочные свойства и процессы на склонах песчаных холмов. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Wazny H. Некоторые рассеянные элементы в отложениях цехштейна из скважины Кунице Жарске-Броншув. *Przegl. geol.*, № 12, 1963.

- Weber J. N. and Williams E. G. Нормативный иллит в осадочных породах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Weber J. N. Концентрация хлоридного иона в жидких включениях карбонатных пород как возможный фациальный показатель. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Wilkinson J. F. G. and Whetten J. T. Об анализе содержащих пирокластических и осадочных породах из Нового Южного Уэльса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Williams E. G. and Keith M. L. Соотношение между серой в углях и нахождение в кровле морских слоев. *Econ. Geol.*, v. 58, No. 5, 1963.
- Williams E. G. and Fern J. C. Осадочные фации в нижней части пород свиты Аллегени западной Пенсильвании. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Witczak S. Примечания о химизме вод района г. Рыбник. *Przegl. geol.*, № 2, 1964.
- Wohlmann E. Фотометрическое определение вольфрама в присутствии молибдена. *Geologie*, No. 6/7, 1964.
- Wolf R. C. Недостаточность некоторых размерностей в осадках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 2, 1964.
- Wood L. E. Псевдоолиты северной Ливии: их залегание и происхождение. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Woodland B. G. Заметка о новом типе конической структуры в сланце. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
- Workman D. R. and Cowperthwaite. Присутствие псевдоморфоз кианита по андалузиту в Южной Родезии. *Geol. Mag.*, v. 100, No. 5, 1963.
- Zielinski A. Местонахождение кварцевых песков в районе местности Меженнице (Верхняя Силезия). *Przegl. geol.*, № 9, 1963.
- Zumpe H. H. Обнаружение фосфатизации в известковых осадках флюоресцентным методом. *J. Sediment. Petrol.*, v. 34, No. 3, 1964.
-

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

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.
2. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (24 стр. машинописи), краткие сообщения и критические статьи — половины авторского листа.
3. Рукописи должны быть напечатаны на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, а также рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, и полный адрес автора. Рукопись подписывается всеми авторами.
5. Все формулы вписываются чернилами или тушью от руки. Название фауны и все тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Особое внимание следует обращать на тщательное написание индексов и показателей степени. Необходимо делать ясное различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Необходимо правильно вписывать сходные по написанию буквы, как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, I и J и др. Следует также делать различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие буквы — красным карандашом.
6. Сокращение слов, кроме общеупотребительных (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускается.
7. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям.
8. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визируются автором с указанием, по какой методике, где и кем были произведены эти анализы.
9. Список литературы дается в конце статьи. В список включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту — сперва русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы автора, название работы; далее для журналов — название журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, а для книг — издательство, место и год издания.
10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например: (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).
11. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной, и только один раз), например: «по данным Р. Смита (Smith, 1956)....». В русской транскрипции даются и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и пр.
12. Все иллюстрации прилагаются к рукописи отдельно; они должны быть пронумерованы и на обороте каждой из них надписываются фамилия автора, название статьи, а для фотографий, в случае необходимости «верх» и «низ», и указывается принятое увеличение. Все обозначения на фигурах должны быть расшифрованы в подписях. Список подписей к фигурам прилагается на отдельном листе. На полях рукописи должны быть указаны места помещения фигур и таблиц, а в тексте сделаны ссылки на них.
13. Все фигуры (карты, профили, колонки) представляются четко выполненными и пригодными для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на фигуре. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.
14. Иллюстрирование статей картами, разрезами и photographиями допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество фигур-чертежей — не более 3—5, фигур-фото — не более 5—6.
15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (1—2 стр., отмечанные на машинке в двух экземплярах) (см. «Инструкцию по составлению рефератов» на обложке).
16. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке, равно как и возвращать статьи без рассмотрения по существу в случае несоблюдения приведенных выше правил.
17. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

**В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» И КНИГОТОРГОВ
ВЫ МОЖЕТЕ ПРИОБРЕСТИ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:**

**Калмыков Г. С. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ КИ-
ЗЕЛОВСКОГО БАССЕЙНА. 1960. 118 стр. 65 коп.**

**Клубова Т. Т. ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ
ГЛИН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. (По материалам Березовской, Омской
и Ханты-Мансийской опорных скважин). 1961. 76 стр. 41 коп.**

**Колгина Л. П. и др. ЛИТОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОД-
КОЛЛЕКТОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
НИЗМЕННОСТИ. 1961. 125 стр. 71 коп.**

**ПЕТРОГРАФИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. ТОМ II. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ
ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ. 1962. 447 стр. 2 р. 62 к.**

**Розанова Е. Д. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА. 1963. 136 стр., 19 вкл. 1 р. 12.**

**Соколов В. А. ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ. 1963. 185 стр. 1 р. 15 к.**

**Чалышев В. И. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЛАГУННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА СРЕДНЕЙ ПЕЧОРЫ. 1961. 103 стр. 49 коп.**

**Черников О. А. ЛИТОЛОГИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-
ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ. 1961. 110 стр.
58 коп.**

**Шеповалова Г. А. ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЛАХОНСКОЙ
СВИТЫ КРАПИВИНСКОГО РАЙОНА КУЗБАССА. 1961. 107 стр. 78 коп.**

Книги можно выписать по почте. Для этого нужно напечатать свой за-
каз по адресу: Москва, Б. Черкасский пер., 2/10, магазин «Книга — почтой»
конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (ма-
газин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Бе-
линского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42;
Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Ташкент,
ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джава-
ридзе, 13; Уфа, 55, Проспект Октября, 129.

«АКАДЕМКНИГА»



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»