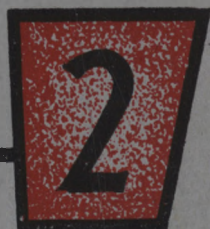


Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1964

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

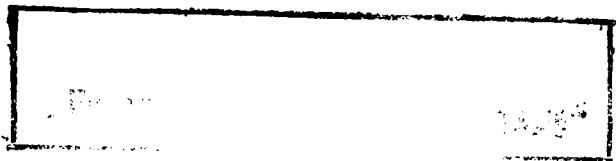
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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. KOSSOVSKAIA,
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, Пыжовский пер., 7, ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 2 1964 г.
МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

З. В. Тимофеева. Диагенетическое минералообразование в плиоценовых и четвертичных отложениях Южного Каспия (по данным морского бурения)	3
А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. А. Александрова. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования	20
М. А. Ратеев. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза	39
Г. И. Носов, В. Р. Влодарская. Соотношения глинистых минералов и органического вещества в нефтематеринских отложениях южного борта Азово-Кубанского прогиба	63
Г. Н. Бровков. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы	77
В. И. Муравьев. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау (Мангышлак)	89
П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангара-Чулымского прогиба	106

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

З. А. Яночкина. Малые элементы — индикаторы условий седиментации	127
П. В. Зарицкий. Особенности диагенетического перераспределения вещества в песчаных породах угленосных отложений Донбасса	131
В. И. Елисеев. О пролювии Алакульской впадины	134
А. Б. Алексеева. Находка нового типа высококарбонизированного битума в среднем течении р. Оленек	142
А. А. Нырков. О кремнистых конкрециях в терригенных отложениях нижней юры Восточного Кавказа	147
А. У. Литвиненко, В. Т. Погребной. О реальгаре и некоторых особенностях распределения мышьяка в рудоносной формации Приазовского и Керченского месторождений	149

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. Е. Мирошников. Генезис медистых песчаников и сланцев	153
---	-----

МЕТОДИКА

А. К. Матвеев, Е. Г. Мартынов. Исследования каменных углей ультразвуковым методом	159
А. В. Копелиович	166

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2 1964
MARCH — APRIL

CONTENTS

Z. V. Timofeeva. Diagenetic mineral formation in Pliocene and Quaternary deposits of Southern Caspian (according to data of off-shore boring)	3
A. G. Kossovskaya, V. D. Shutoy, V. A. Alexandrova. Dependence of the mineral composition of clays in coal measures upon the conditions of sediment formation	20
M. A. Rateev. Relations between allothigenous and authigenous clay formation under various types of lithogenesis	39
G. I. Nossov, V. R. Vlodarskaya. Relations between clay minerals and organic matter in the source rocks of the southern flank of Azovo-Kuban depression	63
G. N. Brovko. Influence of pyroclastic material on the composition of Devonian and Lower Carboniferous deposits in Tuva depression	77
V. I. Muraviev. Authigenous minerals of Karatau (Mangyshlak) tectonic breccias	89
P. P. Timofeev, V. V. Ereemeev. Main terrigenous-mineral assemblages in the rocks of Jurassic coal measures in the south-western and central parts of Angaro-Chulym depression	106

SHORT NOTES

Z. A. Yanochkina. Minor elements — indicators of sedimentation conditions	127
P. V. Zaritzky. Specific features in the diagenetic matter redistribution in arenaceous rocks of the coal measures in Donetsk Basin	131
V. I. Eliseev. On the proluvium of Alakul depression	134
A. B. Alekseeva. Discovery of a new type of highly-carbonized bitumen in the midstream of Olenek river	142
A. A. Nyrkov. On siliceous concretions in Lower Jurassic terrigenous deposits of Eastern Caucasus	147
A. U. Litvinenko, V. T. Pogrebnoi. On realgar and some specific features in the distribution of arsenic in the ore — bearing suites of Priazovsk and Kerchensk deposits	149

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

A. E. Miroshnikov. Genesis of cupreous sandstones and slates	153
--	-----

METHODS OF RESEARCH

A. K. Matveev, E. G. Martynov. Studies of hard coals by ultra-sonic methods	159
A. V. Kopeliovich	166

Технический редактор *Е. И. Гришина*

T-07711	Подписано к печати 9/V-1964 г.	Тираж 1075 экз.	Зак. 5107
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆	Бум. л. 5 ¹ / ₄	Печ. л. 14,7	Уч.-изд. л. 16,3

УДК 552.144 : 551.782.2 + 551.79 (262.8)

ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПЛИОЦЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО КАСПИЯ (ПО ДАННЫМ МОРСКОГО БУРЕНИЯ)

З. В. ТИМОФЕЕВА

В статье рассматривается роль раннего и позднего диагенеза, а также катагенеза в аутигенных преобразованиях осадков непрерывного 1200-метрового разреза, начиная от жидких современных илов до уплотненных пород продуктивной толщи; выявляется специфика диагенеза в аридных условиях Южно-Каспийской межгорной впадины.

Преобразование минеральных веществ в процессе превращения осадков в твердые породы привлекает в последнее время большое внимание исследователей. Однако изучению обычно подвергались лишь верхние десятки сантиметров (реже первые метры) современных илов или же характер диагенетического минералообразования восстанавливался на основании изучения различных древних отложений.

Данные, полученные при изучении скважин морского бурения на площади Аляты-моря в районе Бакинского архипелага (Южный Каспий), позволяют рассмотреть аутигенные преобразования вещества каспийских морских осадков в непрерывном разрезе, начиная от жидких современных илов вплоть до литифицированных аргиллитоподобных пород продуктивной толщи (средний плиоцен). Таким образом, представилась возможность проследить непрерывный ход диагенеза от его самых ранних стадий до перехода к катагенезу.

Материалом для исследований послужили керны скважин, 4, 8а и 8в Азнефтеразведки. Скважина 4, пробуренная до глубины 1227 м на одном из малых антиклинальных поднятий, прошла непрерывный разрез отложений среднего, верхнего плиоцена и антропогена с относительно сокращенной мощностью верхнечетвертичных отложений. Скважины 8а и 8в на крыле смежной небольшой синклинали структуры показали более значительную мощность верхнечетвертичных отложений и в этом отношении как бы дополнили разрез скважины 4. В результате были вскрыты: современные и новокаспийские отложения (Q_4), хвалынский ярус (Q_3), хазарский ярус (Q_2), бакинский ярус (Q_1^b), тюркьянская свита, пограничная между плиоценом и плейстоценом (Q_1^t), апшеронский ярус (N_2^{3ap}), представленный всеми тремя подъярусами, акчагыльский ярус (N_2^{3ak}) и верхняя часть продуктивной толщи (N_2^t).

Разрез в целом представлен монотонной терригенной толщей, в составе которой преобладают карбонатные глины (составляющие до 90% разреза) с частыми тонкими прослойками алевритистых глин и сильно глинистых мелкозернистых алевритов. Встречаются также более редкие мелкие прослои крупнозернистых алевритов, переходящих иногда в глинистые мелкозернистые пески; последние характерны в основном для продуктивной толщи; единичные маломощные прослои песчано-алевритовых пород отмечены в

верхней части среднего апшерона, в верхних горизонтах тюркянской свиты, в низах хазарского яруса и в средней части современных и новокаспийских отложений¹. Кроме этого, в разрезе отмечено присутствие тонких прослоев пеплов ($N_2^{зак}$) и песчано-детритусовых пород (Q_4).

Глинистая составляющая пород, по данным М. А. Ратеева, А. К. Покидина и М. Б. Хеирова (1963), представлена диоктаэдрической гидрослюдой (до 80—100% от мелкопелитовой фракции) с примесями хлорита, монтмориллонита, каолинита, галлуазита и магнезиальных силикатов типа сепиолита и палыгорскита. Содержание примесей составляет обычно несколько процентов. Исключение составляет монтмориллонит, количество которого в отдельных, ограниченных по мощности прослоях повышается до 20%.

По составу обломочного материала песчано-алевритовые породы разреза не одинаковы. Породообразующими компонентами верхних горизонтов (Q_3) являются кварц (35—50%) и обломки карбонатных пород и детритуса (35—55%) при весьма небольшой роли полевых шпатов (3—4%) и обломков глинисто-кремнистых и эффузивных пород (2—5%). Для песчано-алевритовых пород апшерона и верхних горизонтов продуктивной толщи, наряду с единичными горизонтами аркозового состава, характерны полимиктовые разности аркозово-грауваккового состава с повышенным содержанием обломков эффузивов (до 10—15%), а также минералов, в значительной мере являющихся продуктами их разрушения — полевых шпатов (до 15—20%), темноцветных минералов (авгита, диопсида), цоизита и хлорита. Это повышение роли обломков эффузивного материала связано с усилением значения Малого Кавказа в питании данного участка Бакинского архипелага.

Характерной особенностью разреза является чередование серых глин и алевритов и в той или иной степени пестроокрашенных разностей тех же пород, обладающих желтыми, красновато-бурыми, охристыми, зеленовато-желтыми оттенками.

Изучение физико-химических свойств пород скважин 4 и 8, проведенное И. Г. Коробановой с сотрудниками (1963), позволило им выделить в разрезе несколько зон разной степени литификации пород. До глубины 7—8 м в разрезе присутствуют сильно обводненные неплотные текучие или скрытотекущие илы с пористостью 65—48%. Ниже до глубин 70—90 м глинистые осадки постепенно теряют свободную воду и из илов превращаются сначала в мягкопластичные, а затем пластичные глины; пористость их уменьшается до 38%. К низу до глубины 550—600 м теряется рыхлосвязанная вода, и породы приобретают тугопластичную консистенцию, постепенно превращаясь в аргиллитоподобные глины.

В фациальном отношении породы изученного разреза представлены в основном морскими относительно мелководными отложениями, в продуктивное время, по-видимому, формировавшимися в условиях значительного опреснения. Лишь для акчагыла и нижнего апшерона характерны более глубоководные, тонкие сероцветные глинистые осадки, относительно обогащенные органическим веществом (1%). В целом же разрез характеризуется относительно низким содержанием органики (около 0,5%), причем наиболее низкие содержания $C_{орг}$ свойственны участкам с преобладанием пестроокрашенных пород (<0,3%).

¹ Количество известных нам прослоев песчано-алевритового материала несколько преуменьшено против истинного из-за размывания их при бурении.

Периодические колебания границ Каспия, имевшие место со среднего плиоцена до голоцена, а также рост локальных относительных поднятий на территории современного Бакинского архипелага на фоне общего опускания обуславливали разную интенсивность поступления обломочного материала, органического вещества, карбоната кальция и т. п.

Следует подчеркнуть некоторые литолого-фациальные особенности изученного разреза, в известной степени определившие методы изучения аутигенных минералов.

Преобладание в разрезе глин при резко подчиненной роли мелко-песчаных и песчано-алевритовых пород, при этом распределенных в разрезе весьма неравномерно, и полное отсутствие средне- и крупно-зернистых разностей песчаников ограничивали возможности применения при изучении аутигенных минералов петрографического метода, обычно широко используемого для выявления стадийных изменений осадочных толщ.

Низкие содержания органического вещества в осадках обусловили очень небольшой масштаб диагенетического минералообразования; это обстоятельство, так же как и тонкая дисперсность аутигенных минералов, затрудняло их минералогическую диагностику и обусловило большую роль в нашей работе химико-аналитического метода.

В работе использовано 160 анализов форм железа, серы, $C_{орг}$, CO_2 из пород, а также морских и речных взвесей и 110 полных карбонатных анализов. Диагностика хлоритов и сульфидов производилась с помощью рентгеноструктурного анализа.

Обратимся к характеристике аутигенных преобразований вещества в процессе литификации. Естественно начать с рассмотрения самой ранней стадии этого процесса.

1. Раннедиагенетические минеральные преобразования осадков

Под ранним диагенезом обычно понимают время, в течение которого осадки проходят стадию жидкого или полужидкого сильно обводненного ила. В изученном разрезе, по данным исследований И. Г. Коробановой, сильно обводненные неуплотненные текущие или скритотекучие илы прослеживаются до глубины 7—8 м. Данный интервал стратиграфически отвечает современным и, вероятно, верхним горизонтам новокаспийских отложений: Это морские серые и голубовато-серые, иногда пахнущие сероводородом, известковистые илы (с содержанием $CaCO_3$ 20—30%), в верхней части с редкими маломощными песчано-алевролитовыми прослоями. Содержание органического вещества в них составляет в среднем 0,5%, повышаясь в отдельных образцах до 1,3—1,7%.

Изучение верхнего 8-метрового слоя осадков под микроскопом, а также аналитически (путем частого послойного определения в них форм железа) показало, что процессы аутигенного минералообразования начинаются очень рано, а именно в верхней 15—20-сантиметровой пленке осадка. Так, с глубины 15—25 см и ниже во всех образцах обнаружены аутигенные сульфиды. На глубине 0,2—1,5 м определены тонкорассеянные железистые карбонаты, типа железистого доломита, и хлориты.

Так же рано в осадке начинаются и структурные преобразования седиментационно-обломочного материала. В самых верхних 15 см осадка отмечено обрастание обломочных зерен тонкими каемками криптозернистого кальцита (обр. 8в/76). Наиболее отчетливо этот процесс

выражен на глубине около 3 м; здесь, помимо крустификационного обрастания зерен кварца, полевых шпатов и обломочных карбонатных зерен, криптозернистый буровато-зеленый кальцит образует микроконкреционные, комковидные выделения в глинистом цементе песчано-алевритовой породы. На глубине около 3—4,5 м (обр. 8в/70) в шлифах наблюдалась такая сильная коррозия зерен кварца и полевых шпатов кальцитом, что они оставались в породе лишь в виде разобщенных реликтовых зерен. Масштаб этих преобразований в общем невелик и ограничен отдельными микроучастками, но тем не менее они определенно фиксируются на самых ранних стадиях преобразования осадка. Особый интерес при изучении аутигенных минеральных образований представляют железосодержащие минералы. Изменения этих минералов, происходящие в ходе редукционных процессов, под влиянием углекислоты, генерируемых в осадке, являются наглядными показателями геохимической среды и ее изменения в процессе старения осадка.

Железистые минералы. Представление о количественных соотношениях железосодержащих минералов дает определение в них форм железа (табл. 1)². Суммарное содержание железа в породах, обозначаемое как $Fe_{вал}$, включает легко подвижное реакционноспособное железо и железо обломочное ($Fe_{обл}$), входящее в решетку обломочных минералов. В составе реакционноспособного железа определяются: 1) железо, связанное с серой в виде сульфидов; 2) железо закисное (Fe_{HCl}^{+2}), входящее в состав карбонатов и хлоритов; 3) железо окисное, растворимое в HCl (Fe_{HCl}^{+3}), отвечающее частично окисному Fe хлоритов, частично гидроокиси железа; можно предположить, что в составе Fe^{+2} определяется и свободный гидрат закиси Fe , присутствие HCl которого возможно в изученных породах. Обратимся к характеристике минералов, в составе которых присутствуют аналитически определяемые формы железа.

Сульфиды. Железо сульфидов ($Fe_{сульф}^{+2}$), содержащееся, как видно из табл. 1, в количестве 0,1—0,2%, складывается из железа сульфидного, растворимого в 2% HCl при кипячении ($Fe_{сульф.раств.HCl}^{+2}$), и железа сульфидного, нерастворимого в HCl . Первое из них соответствует в основной своей части тонкодисперсному малосернистому сульфиду — мельниковиту; частично сюда же попадают, по-видимому, и полуморфные плохо окристаллизованные разновидности пирита и гидротроилит (существование последнего можно только предполагать, так как вследствие быстрого окисления этого минерала его присутствия в породах мы, естественно, не видим). $Fe_{сульф.}^{+2}$, нерастворимое в HCl , соответствует, по-видимому, окристаллизованному пириту.

В верхних 7—8 м осадка с глубины 15—25 см пирит является основной минеральной формой сульфидного железа, в которой сосредоточено 70—90% от общего содержания последнего. Пирит распознается по высокой отражательной способности, высокому рельефу и магнитности. Он образует микроконкреции линзовидной, округлой формы размером до 1—1,5 мм. Эти стяжения обнаруживают микроглобулярное или массивное сложение, нередко они возникают вокруг раковин фораминифер; микроглобулярный пирит при этом либо нацело заполняет внутреннюю полость раковины, либо выстилает ее внутреннюю стенку. Частой формой нахождения пирита являются одиночные микроглобулярные выделения размером 0,01—0,03 мм. На глубине 1 м (обр. 8в/81) были встречены единичные выделения пирита таблитчатого габитуса. Пирит, как было обнаружено в обр. 8в/82 (глубина 2 м),

² Анализы выполнены по методике Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955) в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками К. С. Горинкой и М. Г. Семеновой.

Формы железа в верхних 12 м осадков (скважина 8в)

Таблица 1

№ обр.	Глубина от поверхности осадка, м	Название породы	Fe _{вал.}	Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² сульф.	Fe ⁺² сульф., растворимое в HCl в % от Fe ⁺² сульф.	Fe ⁺² сульф., нераст- воримое в HCl	Fe _{обл.}	Fe реак- ционно- способное в % от Fe _{вал.}	В % от Fe реакцион- носпособного			CO ₂	С _{орг.}
											Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² сульф.		
77	0—0,15	Песок алевритистый с дет- ритусом	2,17	0,79	0,57	0,057	0,011	0,046	0,75	65,30	55,79	40,25	4,05	12,93	1,33
78	0,15—0,25	Ил слабо алевритовый	3,63	1,79	0,16	0,243	19,3 0,013	0,230	1,44	60,41	81,73	7,30	11,05	11,19	0,45
79	0,40—0,70	То же	3,96	1,71	0,11	0,354	5,3 0,083	0,271	1,79	54,90	78,80	5,07	16,31	15,42	0,65
80	0,70—0,90	» »	2,23	1,00	0,06	0,179	23,6 0,024	0,155	0,99	55,56	80,97	4,86	14,49	7,13	0,29
81	0,90—1,20	» »	2,99	1,31	0,17	0,212	13,4 0,039	0,173	1,30	56,59	77,38	10,04	12,52	13,95	0,42
82	1,20—1,40	» »	3,17	1,42	0,15	0,136	18,4 0,011	0,125	1,46	53,82	83,53	8,82	8,00	14,08	0,47
83	1,40—1,60	» »	3,09	1,40	0,22	0,167	8,1 0,023	0,144	1,30	57,84	78,65	12,36	9,38	13,41	0,42
84	1,60—1,80	» »	3,20	1,47	0,15	0,192	13,8 0,052	0,140	1,39	56,62	81,21	8,30	10,62	13,23	0,46
85	1,90—2,00	» »	3,09	1,62	0,54	0,158	27,1 0,033	0,125	0,77	75,02	69,98	23,32	6,82	13,23	0,51
86	2,00—2,20	» »	3,04	1,55	0,15	0,206	20,9 0,038	0,168	1,13	62,70	81,24	7,86	10,80	12,66	0,43
87	2,40—2,60	» »	3,09	1,52	0,24	0,144	18,4 0,029	0,115	1,20	61,62	80,00	12,63	7,58	14,08	0,48
88	3,00—4,00	» »	3,12	1,48	0,04	0,147	20,2 0,009	0,138	1,45	53,43	88,62	2,39	8,80	15,06	0,35
89	4,00—4,75	Песок глинистый	4,55	0,90	0,44	0,077	6,1 0,008	0,069	3,13	31,14	63,38	30,99	5,42	16,25	0,25
90	4,75—5,50	Глина песчано-алевритовая	2,79	0,92	0,27	0,218	10,4 0,054	0,164	1,33	50,47	65,25	19,15	15,60	16,25	0,25
90a	5,50—6,00	Песок глинистый	2,29	0,79	0,19	0,062	24,8 0,002	0,062	1,25	45,42	75,96	18,27	6,15	14,76	0,17
91	6,75—7,50	Алеврит глинистый	1,80	0,62	0,22	0,020	3,1 0,004	0,016	0,94	47,78	72,09	25,58	2,33	17,35	1,73
92	7,50—8,00	Глина пластичная	4,08	1,04	0,95	0,007	20,0 0,007 100	—	2,08	49,97	52,0	47,50	0,35	0,64	0,28

кроме этого, входит в состав дендритоподобных пятнистых, порошковидных выделений, где, кроме него, был обнаружен малосернистый сульфид (Fe_3S_4) со структурой шпинелевого типа. Подобный минерал был описан А. П. Полушкиной и Г. С. Сидоренко (1963) под названием мельниковита из олигоценовых глин Мангышлака³.

Мельниковит — оптически изотропен, обладает менее высоким рельефом, чем пирит, и более низкой отражательной способностью. Последняя, по данным А. П. Полушкиной, колеблется в пределах 29—47 в зависимости от степени раскристаллизованности минерала. Хорошо раскристаллизованные разности в отраженном свете имеют слабо кремовый оттенок. В отличие от пирита мельниковит сильно магнитен. В разведенной HCl растворяется при комнатной температуре медленно, при нагревании быстро. Растворимость тонкодисперсных разностей повышена. Рентгеноструктурные исследования, проведенные Г. С. Сидоренко, показывают для минерала структуру шпинелевого типа — Fe_3S_4 , размер элементарной ячейки $9,82\text{—}9,92 \pm 0,02$, пространственная группа $\text{Fd}3\text{m}$. На основании сравнительных структурных исследований, а также в результате обнаружения иона Fe^{+3} в мельниковите, Г. С. Сидоренко и А. П. Полушкина приходят к выводу о присутствии в его составе окисного железа. В зависимости от соотношений Fe^{+2} к Fe^{+3} формула мельниковита ими представлена как $\text{Fe}_{2,63}\text{S}_4$ до $\text{Fe}_{3,11}\text{S}_4$. Из-за отсутствия достаточного материала мы не смогли детально проследить распространение мельниковита-1 по разрезу, в том числе и в верхних его горизонтах. Характерно, что почти во всех образцах с сульфидами, которые мы смогли детально исследовать, в том или ином количестве обнаруживался мельниковит-1. В микроконкрециях он обычно наблюдается в сочетании с пиритом. Последний, как можно было видеть в отраженном свете, образует небольшие «островки», представленные агрегатами кристаллов неправильной формы. Промежутки между ними выполнены ветвистыми неправильными выделениями более мелкокристаллического мельниковита.

Морфологической особенностью мельниковита является бо́льшая, чем у пирита, склонность к выделению в виде тонкодисперсных сажистых образований, но, наряду с этим, он нередко дает и микроглобулярные выделения, а также довольно плотные, внешние аморфные стяжения криптозернистой и микрозернистой структуры, с виду очень похожие на пирит. Так же, как и пирит, мельниковит отмечен в разных горизонтах разреза, начиная от самых его верхних частей до глубин порядка 1000 м.

Карбонаты и хлориты. Железо карбонатов и хлоритов, определяемое в слабой солянокислой вытяжке ($\text{Fe}_{\text{HCl}}^{+2}$), составляет в среднем, включая Fe, входящее в $\text{Fe}(\text{OH})_2$, 1—1,5% (табл. 1). Первые железосодержащие карбонаты аналитически определены с глубины 3—4 м (скважина 8в) в количестве 1—1,5% при пересчете на FeCO_3 (табл. 2). Минеральную форму железосодержащих карбонатов при этих малых их количествах установить трудно, так как они тонко рассеяны в породе и, в отличие от сульфидов, не образуют микростяжений. На глубине 1,5 м в скважине 8в удалось определить аутигенный железистый доломит (*Ng-1*, 698) в виде ромбоидальных выделений в глинистом цементе. Возможно, что некоторая очень небольшая часть FeCO_3 входит в состав железистых карбонатов сидероплезитового ряда, которые из-за дисперсности не определяются в иммерсии.

Хлориты, так же как и железосодержащие карбонаты и сульфиды, присутствуют в небольших количествах. По данным рентгеноструктурных исследований В. А. Дрица и Т. Д. Долматовой, в глинах верхних горизонтов присутствуют хлориты диоктаэдрического типа. В глинистых отложениях хлорит представлен микрочешуйчатыми разностями,

³ Название мельниковит для этого минерала, возможно, дано этими авторами не вполне точно; так, например, Ф. В. Чухров (1955), так же как и Б. Досс (Doss, 1912), под мельниковитом понимают аморфные, плохораскристаллизованные разности двусернистого железа со структурой пирита или марказита. Минерал с формулой Fe_3S_4 был описан Р. Эрдом и Х. Ивансом (Erd, Evans, 1956) под названием смитита. В дальнейшем изложении, мы, следуя за А. П. Полушкиной, условно будем называть этот минерал мельниковитом.

Таблица 2

тонко рассеянными в породах. Лишь в редких случаях в глинах можно было видеть мелкие агрегаты чешуйчатого хлорита в сочетании с колломорфной зеленоватой массой. В немногочисленных прослоях песчано-алевритового материала, помимо тонкочешуйчатого хлорита цемента, был встречен хлорит в более крупных чешуйчатых и сфероолитовых выделениях, развивающихся по зернам плагиоклазов и сильно разрушенным обломкам эффузивов. В некоторых образцах удавалось наблюдать аутигенность подобного хлорита (обр. 90/вв). Но в основном хлоритизация обломочного материала, по-видимому, произошла до захоронения осадка, в материнских породах.

Форма железа в речных морских взвесах. Представление о количественных соотношениях в осадках железа сульфидного, железа карбонатного, а с известным приближением и железа хлоритов (расчитанного по разности между $Fe_{НСІ}^{+2}$ и $Fe_{НСІ\ карб}^{+2}$) мы получаем, как уже упоминалось, из анализов форм железа. Чтобы выяснить, какая часть этих форм железа аутигенна, т. е. генерируется в осадке, необходимо иметь данные о составе исходного седиментационного материала, который приносится в бассейн. В связи с этим интересно рассмотреть формы железа из взвесей нижнего течения рек, впадающих с запада в Южный Каспий и питающих материалом район Бакинского архипелага. Формы железа во взвесах рек Аракса, Куры и Пирсагата (по сборам М. А. Ратеева) приведены в табл. 3. Весьма примечательно, что в составе взвесей больше половины реакционноспособного железа приходится на закисные формы, а сульфидное железо составляет 6—8%. Характерной особенностью взвесей названных кавказских рек, осо-

Состав карбонатов по скважине 8а

№ лаб.	№ скв. 8а	№ обр.	Глубина, м	Название породы	М.н.о.	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	CaCO ₃	MnCO ₃	Среднее арифм.		Изб. FeO	Изб. MgO	Изб. CO ₂	Карбонаты к 100%				Карб. Fe
																FeCO ₃	MgCO ₃				CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	
213	853	4,0	Ил	58,35	1,18	0,92	1,27	0,08	17,24	1,52	14,12	94,68	30,17	0,13		1,03	0,84	0,63	0,12		93,78	0,41	2,61	3,20	0,50
214	854	6,5	»	60,48	1,34	1,50	1,80	0,08	15,76	1,60	13,43	94,99	27,68	0,13		1,28	0,93	1,01	1,31		92,21	0,43	3,10	4,26	0,62
215	855	8,0	Глина	63,96	1,39	1,53	1,96	0,09	13,82	1,45	12,94	95,14	24,43	0,15		1,55	0,94	—	—	0,16	90,25	0,56	3,47	5,72	0,75
216	856	12,5	»	68,22	1,20	1,36	1,91	0,09	14,47	1,11	9,00	33,36	20,31	0,05		—	—	0,91	1,11	—	99,75	—	—	—	—
217	857	14,0	»	54,69	1,08	1,00	0,94	0,08	16,23	0,97	12,37	37,36	28,13	—		—	—	0,94	0,97	—	100,0	—	—	—	—
218	858	16,0	Алзвирго-глина	79,21	1,17	1,75	1,21	0,06	4,20	1,21	3,75	92,55	7,25	0,10		0,68	0,49	0,79	0,97	—	85,10	1,17	5,76	7,92	0,33
219	859	18,0	»	73,39	2,01	1,99	1,42	0,06	4,17	1,28	3,48	37,80	7,43	0,10		0,23	0,17	1,20	1,28	—	93,70	1,26	2,15	2,89	0,11
220	860	20,0	Глина	77,70	2,02	2,07	1,39	0,08	4,85	1,22	4,00	93,33	8,46	0,13		0,30	0,20	1,20	1,12	—	92,87	1,41	2,41	3,30	0,15
221	861	21,5	»	74,55	1,83	1,80	1,62	0,07	5,92	1,14	4,71	91,64	10,42	0,11		0,15	0,11	1,52	1,07	—	96,57	1,02	1,02	1,39	0,07

Таблица 3

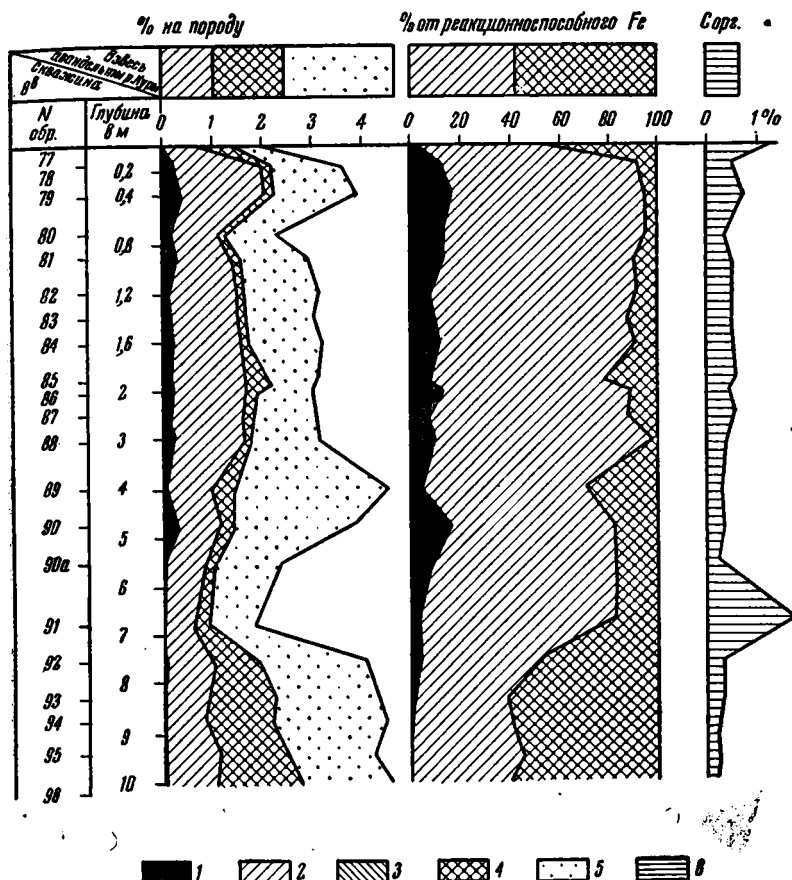
Форма железа во взвесах

Место взятия взвеси	Fe _{вал.}	Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}	Fe ⁺² _{сульф.}	Fe _{обл.}	Fe _{реак-} ционноспо- собное в % от Fe _{вал.}	В % от Fe _{реакционно-} способного			С _{орг.}	CO ₂
							Fe ⁺² _{HCl}	Fe ⁺³ _{HCl}	Fe ⁺² _{сульф.}		
Пирсагат	4,85	1,71	0,61	0,171	2,36	51,36	68,65	24,49	6,86	0,34	8,19
Аракс	4,34	0,93	0,74	0,154	2,52	42,03	50,98	40,58	8,44	2,24	22,61
Кура	4,84	1,06	1,21	0,041	2,53	47,75	45,87	52,36	1,77	0,79	5,54
Кура—аван- дельта	4,85	1,09	1,45	0,037	2,27	53,13	42,29	56,27	1,44	0,67	5,05

бенно Пирсагата, является низкое содержание органического вещества в них. Эти количества в 3—10 раз меньше содержаний $S_{орг}$, приведенных М. А. Глаголевой (1958) для рек гумидной области, например Днепра, Дона, Дуная. По мере транспортировки взвеси в бассейне происходит ее частичное окисление. Это можно видеть на примерах взвесей Куры. Взвесь авандельтовой зоны Куры, как видно из табл. 3, является более окисленной, чем взвесь из низовий Куры, и тем более, чем взвесь Аракса. Окислению подвергается главным образом $Fe_{сульф}^{+2}$ и в меньшей степени Fe_{HCl}^{+2} . Можно предположить, что при дальнейшей морской транспортировке процесс окисления железистых компонентов взвеси продолжается. Проверить это предположение можно было бы определением форм железа в верхнем наилке осадка, чем, к сожалению, мы не располагаем. С известным приближением можно принять за исходный состав седиментационного материала, попадающего в осадок, состав взвеси авандельтовой зоны Куры.

Изменения форм железа в разрезе современных осадков. Рассмотрим на примере скважины 8в, как меняется состав железистых компонентов пород в разрезе современных сильно обводненных илов и глин. Из анализа табл. 1 и фиг. 1 следует, что состав форм реакционноспособного железа в разрезе меняется вполне закономерно. В верхних 15 см осадка значительную роль, наряду с Fe хлоритов и карбонатов (до 10%), играет окисное железо при ничтожной роли Fe сульфидов; под микроскопом здесь мы видим пленки окислов на обломочных зернах и пятнистую пигментацию гидроокислами глинистого цемента. Сопоставление форм железа верхних 15 см осадка с формами железа взвеси авандельты Куры (табл. 3, обр. 4) показывает при большой их близости возрастание в осадке роли закисного железа и понижение количества окисного⁴. Начиная с глубины 15—20 см (обр. 78, табл. 1, фиг. 1), происходит перестройка соотношений железистых компонентов в осадке, связанная с редукцией сульфатов и окисного реакционноспособного железа. Количество сульфидов железа здесь увеличивается в 2,5 раза, а количество железа карбонатов и хлоритов увеличивается до 80—90% (от содержания реакционноспособного железа). Железо окисное (Fe_{HCl}^{+3}) остается в весьма незначительных количествах (сотые доли %) и микроскопически в илах не улавливается. Далее до глубины 40 см наблюдается некоторое повышение содержания сульфидов и весьма незначительное дальнейшее уменьшение содержания Fe_{HCl}^{+3} (с 5,07 до 4,86% от реак-

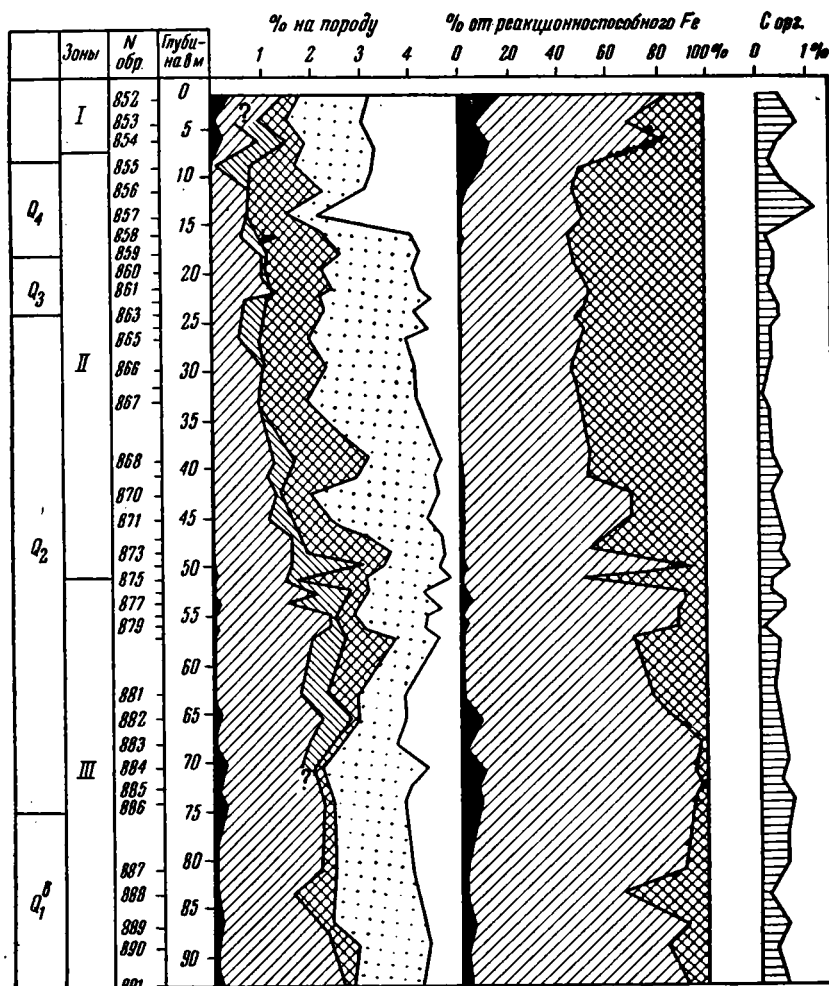
⁴ Следует отметить, что осадки самых верхних сантиметров разреза, вероятно, наиболее окисленные, разбрызгиваются при опускании инструмента и, следовательно, не попадают в анализ.



Фиг. 1. Формы железа во взвеси авандельты Куры и в разрезе современных отложений Бакинского архипелага (по скв. 8в)
(условные обозначения для фиг. 1—3)

1 — $\text{Fe}^{+2}_{\text{сульф}}$, 2 — $\text{Fe}^{+2}_{\text{HCl}}$, 3 — $\text{Fe}^{+2}_{\text{HCl карб}}$, 4 — $\text{Fe}^{+3}_{\text{HCl}}$, 5 — $\text{Fe}^{+3}_{\text{обл}}$, 6 — Сорж

ционнспособного железа). Ниже подобное соотношение форм железа в таком виде сохраняется с небольшими вариациями во всем интервале сильно обводненных современных осадков до глубины 7—8 м. Можно считать, что максимальные количества восстановленного железа устанавливаются уже на глубине 15—20 см. Та же картина наблюдается и в другой скважине 8а (фиг. 2). Сравнивая формы железа из этого интервала с составом взвеси авандельты Куры, можно приблизительно количественно оценить роль аутигенных железистых минеральных форм в этом интервале. Сульфиды, присутствующие в количествах 0,2—0,4%, практически целиком возникают в осадках этого интервала, количество железа закисного ($\text{Fe}^{+2}_{\text{HCl}}$) примерно удваивается, возрастая на 0,7—1%. Отсутствие анализа карбонатов из взвесей не позволяет оценить отдельно роль аутигенного карбонатного железа. Количество железа, входящее в состав карбонатов осадка, как видно из табл. 2, составляет 0,5—0,6%, т. е. примерно половину от всего закисного хлорито-карбонатного железа. Учитывая, что некоторое количество карбонатного железа заключено в обломках переотложенного детритуса, которым относительно богаты современные отложения,



Фиг. 2. Формы железа в разрезе современных новокаспийских отложений Бакинского архипелага (по скв. 8а)

содержание аутигенного карбонатного железа будет меньше этой цифры. В более низких горизонтах новокаспийских отложений среднее содержание железа в составе карбонатов не превышает 0,1—0,3%.

Содержание остаточного углерода в осадках во всем описываемом интервале держится, примерно, на одном уровне, в среднем составляя 0,5%. Только в двух образцах, в том числе из верхнего 15-сантиметрового прослоя, $C_{орг}$ увеличивается до 1,3—1,7%.

Иловые воды, по данным исследований З. В. Пушкиной, имеют слабо щелочную реакцию. Величины pH изменяются от 7,8 в интервале 0—0,9 м до 8—8,2 на глубине 0,9—9 м.

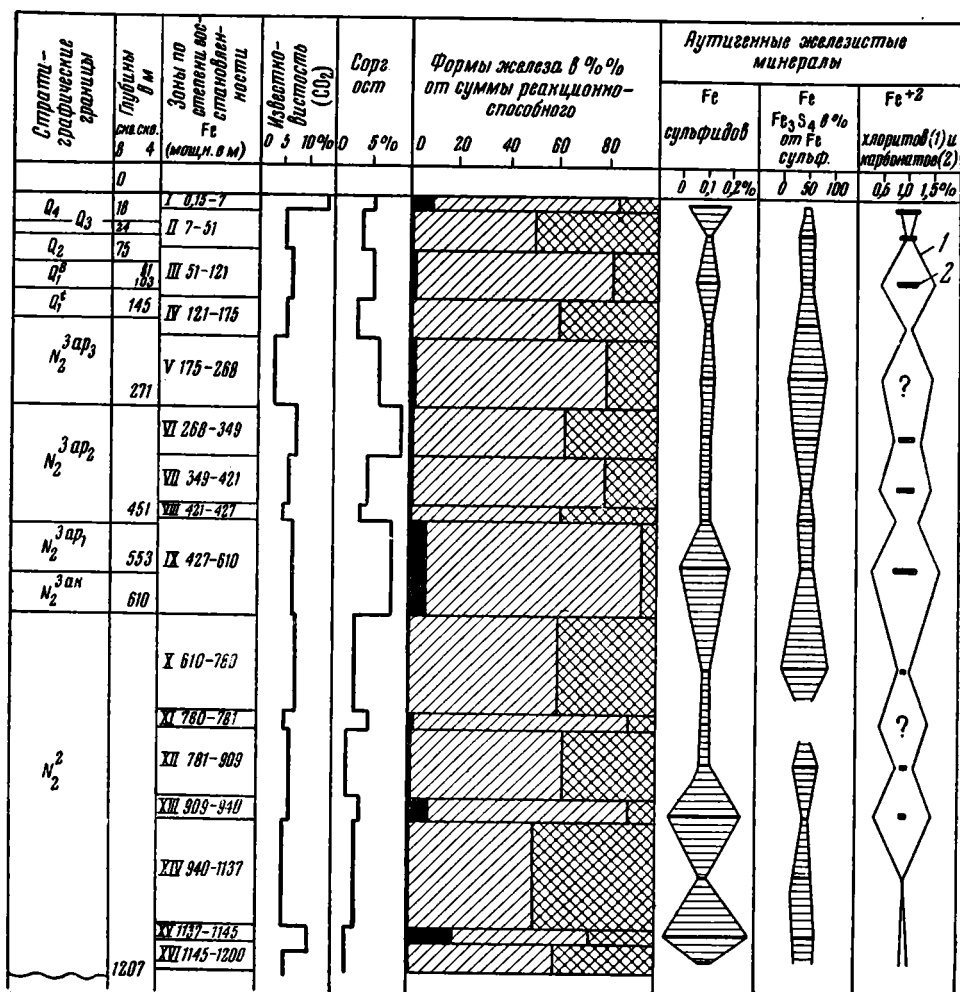
Оценивая в целом количественные соотношения минеральных форм железа в интервале 0,15—7 м, следует подчеркнуть, что по мере перехода от жидких илов к пластичным глинам не наблюдается увеличения количества восстановленных железистых компонентов. Наоборот, в нижней части этого интервала отмечается тенденция к некоторому возрастанию роли окисного железа.

2. Геохимическая зональность разреза плиоценово-четвертичных отложений

Описанный 8-метровый интервал разреза неуплотненных сильно обводненных глинистых осадков, отвечающих стадии раннего диагенеза, выделяется нами в качестве верхней зоны сероцветных восстановленных отложений.

Далее с глубины 7 м, как видно из фиг. 1 и 2, осадки довольно резко меняют свой характер на значительно более окисленный. Это II зона разреза, прослеживающаяся до глубины 51 м. Сланцеватые глины II зоны отличаются от вышеописанных глинистых отложений I зоны желтовато-бурыми оттенками. Они характеризуются несколько пониженным содержанием реакционноспособного железа при небольшом возрастании суммарного содержания железа ($Fe_{вал}$). В составе реакционноспособного железа резко возрастает роль окисного (свыше 50%), а количество сульфидного железа уменьшается до тысячных или сотых долей процента. При этом характерно, что сульфиды, как видно из табл. 1, представлены здесь разностью, растворимой в HCl. Аутигенное закисное железо (Fe_{HCl}^{+2}), как следует из сравнения с содержанием закисного железа во взвесах, практически отсутствует. Частыми компонентами в отложениях описываемой зоны являются гидроокислы, представленные в основной своей части лимонитом и в меньшей степени гематитом и гидрогетитом. Лимонит является продуктом изменения обломочных зерен (глауконита, железистых карбонатов и др.) и образует тонкодисперсные пятнистые выделения и ореолы вокруг сульфидов, нередко почти нацело окисленных. Наблюдались микроконкреционные выделения (размером 3—4 мм) гидроокислов зонального строения; в центре таких микроконкреций присутствует гематит, окруженный с поверхности оболочкой (иногда несколькими оболочками) тонкодисперсного лимонита. Интересны случаи нахождения (на глубине 10—12 и 20—31 м) в глинах довольно крупных идиоморфных кристаллов гипса. Количество органического вещества в осадках характеризуемой зоны составляет в среднем 0,35%, в отдельных образцах понижаясь до 0,1—0,2%.

Далее вниз во всем разрезе наблюдается постоянное чередование зон, представленных восстановленными сероцветными породами типа первой зоны (нечетные зоны) и слабо восстановленными пестроокрашенными — типа второй зоны (четные зоны). Эти зоны различные по мощности; их границы не вполне согласуются со стратиграфическими интервалами, что видно из фиг. 3. В целом в изученном разрезе несколько преобладают слабо восстановленные осадки, составляющие около 60%. Особенно велика их роль в разрезе продуктивной толщи, где сероцветные, восстановленные породы образуют лишь маломощные, измеряемые метрами прослои. В верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях роль сероцветных, восстановленных пород возрастает. Наиболее мощная зона восстановленных пород, охватывающая акчагыл и нижний апшерон, отвечает относительно глубоководным отложениям, наиболее обогащенным органическим веществом. Состав реакционноспособного железа по зонам, количества аутигенных форм железа ($F_{пир}^{+2}$, Fe_{HCl}^{+2} и $F_{HClкарб}^{+2}$), а также содержание $C_{орг}$, CO_2 показаны на фиг. 3. Основные характерные черты сероцветных восстановленных зон и пестроокрашенных слабо восстановленных, описанные на примере I и II зон, более или менее отчетливо прослеживаются во всем разрезе. Первые характеризуются резким преобладанием восстановленного железа, повышенной ролью сульфидного, вторые отлича-



Фиг. 3. Степень восстановленности и железосодержащие диагенетические минералы плиоценово-четвертичных отложений Бакинского архипелага

ся существенным увеличением роли окисного железа и ничтожным содержанием сульфидов, среди которых значительную роль играет малосернистый сульфид — мельниковит. Отличия сероцветных восстановленных пород и слабо восстановленных пестроокрашенных наглядно видны на табл. 4, где приведены средние значения по всем зонам. Количество карбонатного железа, как видно из табл. 4, в сероцветных породах увеличивается в 2—3 раза. Степень восстановленности пород сероцветных зон не одинакова. Наиболее восстановленными являются I зона, IX зона и маломощные сероцветные XI и XIII зон продуктивной толщи. Наименее восстановленные зоны отмечаются в продуктивной толще (зоны X, XIV, XVI).

3. Изменения пород при позднем диагенезе и катагенезе

Рассмотренное выше чередование зон слабо восстановленных (пестроокрашенных) и восстановленных (сероцветных) пород и отсутствие закономерных изменений в степени восстановленности вниз по разрезу

в зонах каждого из этих двух типов указывает на то, что минерало-геохимические особенности этих зон не связаны с изменениями пород, происходившими в процессе литификации, т. е. с позднедиагенетическими и катагенетическими преобразованиями, а обусловлены отличиями условий их седиментации и самых ранних моментов диагенеза.

Таблица 4

Формы железа в породах сероцветных и пестроокрашенных

Характер восстановленной породы		Сероцветные	Пестроокрашенные
Количество образцов		72	51
$Fe_{вал}$		4,25	4,55
Fe_{HCl}^{+2}		2,06	1,23
Fe_{HCl}^{+2} карб		0,4	0,15
Fe_{HCl}^{+}		0,40	0,97
$Fe_{сульф}^{+2}$	$Fe_{сульф. общ.}^{+2}$	0,130	0,031
	$Fe_{сульф. раств. в HCl}^{+2}$ в % от $Fe_{сульф.}^{+2}$	$\frac{0,027}{22,5}$	$\frac{0,008}{38,2}$
	$Fe_{сульф. нераств. в HCl}^{+2}$	0,103	0,023
$Fe_{реакционноспособные}$ в % от $Fe_{вал}$		60,95	48,93
$Fe_{обл.}$		1,63	2,30
В % от $Fe_{реакционноспособного}$	Fe_{HCl}^{+2}	79,01	55,50
	Fe_{HCl}^{+3}	15,47	43,0
	$Fe_{сульф.}^{+2}$	5,54	1,50
CO_2		7,15	5,81
$C_{орг. ост.}$		0,56	0,36

Стадия позднего диагенеза, по Н. М. Страхову, заканчивается, когда осадки теряют свободную воду, что в нашем разрезе происходит на глубинах около 70—90 м. Таким образом, стадию позднего диагенеза проходят в настоящее время отложения второй зоны и верхней половины третьей зоны. II зона пестроокрашенных сероцветных пород не может рассматриваться вместе с I зоной в едином ряду направленных диагенетических изменений, поскольку, как было показано выше, условия раннего диагенеза были в этих зонах существенно различными. Более близки к I зоне по условиям раннего диагенеза (в частности, по содержанию $C_{орг}$) отложения III зоны, завершающие прохождение стадии позднего диагенеза. Поэтому интересно выяснить, наблюдаются ли в этих отложениях, сходных с отложениями I зоны, какие-либо изменения в степени восстановленности осадков, в составе аутигенных минералов и в их структурных особенностях, которые можно было бы связать с процессами позднего диагенеза? Сравнение этих зон показы-

вает, что степень восстановленности осадков в III зоне близка к I и даже несколько ниже, чем в ней, количество сульфидов железа также несколько ниже, аутигенные минералы железа, как и в I зоне, находятся в рассеянном состоянии или в виде микроконкреций (сульфиды). Конкреции, так же как и в I зоне, здесь не отмечены. Все эти признаки позволяют сделать вывод, что процессы минеральных преобразований, характерные для позднего диагенеза, в III зоне не проявляются. Этот вывод может быть распространен и на осадки II зоны, в которой даже раннедиагенетические изменения, как было показано выше, сказались весьма слабо. В породах нижележащих зон, прошедших через стадию позднего диагенеза, т. е. полностью лишившихся свободной воды, такой характерный признак позднего диагенеза, как конкрециеобразование, также практически не выражен. Лишь в двух образцах с глубин 220 и 740 м были встречены сидероплезитовые конкреции, а на глубине 550 м — кальцитовая. В отложениях плиоценового возраста, относящихся к сероцветным зонам, отмечалось некоторое увеличение размеров микростяжений пирита (от 0,2 до 0,5 мм, иногда до 1 см).

В отложениях, проходящих в настоящее время стадию катагенеза, начиная с некоторых глубин появляются новообразованные структурные формы отдельных минералов. Так, примерно с глубины 300 м, по мере перехода от олигомиктовых кварцевых песчано-алевритовых пород верхней части разреза к нижележащим полимиктовым полевошпато-кварцево-граувакковым породам плиоцена отмечается развитие небольших количеств хлоритов в виде зональных крестофикационных каемок вокруг обломочных зерен кварца, полевых шпатов, хлоритов, эффузивных пород в виде сноповидных, чешуйчатых и колломорфных выделений в цементе, сферолитовых форм и т. п. По данным минералогических исследований С. Х. Ярлушкиной, хлориты представлены железистым пеннитом ($Ng-1,635-1,624$) и прохлоритом ($Ng-1,603 \pm 0,003$; $Np-1,601$), реже железистым амезитом. Образование хлорита в ряде случаев сопровождается выделением аутигенного анальцима. Начиная от глубины порядка 800 м и ниже, наряду с прослоями алеврито-песчаных пород, почти лишенных цемента или с карбонатно-глинистым цементом, появляются отдельные алеврито-песчаные прослои, имеющие мелкозернистый, иногда пойкилобластовый кальцитовый и гипсовый цемент. Редкость алеврито-песчаных прослоев в верхних горизонтах разреза и отличия их состава (в частности, их значительно большая глинистость и олигомиктовость) не дают возможности с определенностью установить, когда впервые появляются отмеченные выше структурные формы минералов. Остается не ясным, связаны ли они целиком с ранней стадией катагенеза или начинают образовываться еще в ходе диагенеза. Обнаружение единичных аутигенных выделений хлорита в песчано-глинисто-алевритовом осадке с глубины 4,5—5 м, проходящем стадию раннего диагенеза, свидетельствует в пользу последнего предположения.

Что касается вторичных катагенетических признаков, связанных с действием нагрузок вышележащих пород и погружением на глубину до 1000—1200 м, то эти признаки проявляются в изученном разрезе слабо. Даже в нижних его горизонтах глинистые породы не доходят до стадии аргиллитов (т. е. глинистых пород, не размокающих в воде), тип цементации в песчано-алевритовых породах определяется их первичными седиментационными особенностями, и даже в самых глубоких горизонтах встречаются прослои рыхлых слабо сцементированных

песков; не отмечены явления регенерации кварца и образования мозаичных, и тем более конформных структур, типичных для ранних стадий катагенетических изменений.

4. Особенности диагенеза плиоценово-четвертичных отложений

Характерной особенностью диагенеза осадков в изученном разрезе являются относительная «вялость» диагенетического минералообразования и незначительный масштаб диагенетических преобразований седиментационного материала. Эта особенность связана прежде всего с бедностью осадков органическим веществом (в среднем 0,36—0,56%), которая определяется двумя главными факторами — относительно слабым выносом органики в бассейн и малым насыщением осадков органическим веществом, продуцируемым в самом бассейне. Первый фактор связан с горным характером и аридностью области питания юго-западной части Каспийского водоема (Восточное Закавказье). Влияние горного рельефа и аридности на количество органики в составе материала, вносимого в бассейн (речные взвеси), как уже говорилось, наглядно выступает при сравнении количества органического вещества в стоке горных рек аридной зоны Восточного Закавказья (Кура, Аракс, Пирсагат) и равнинных рек гумидной зоны Черноморского бассейна (Днепр, Дон и др.). Второй фактор связан с сильным «разбавляющим» влиянием интенсивного накопления терригенного материала.

Бедность осадков органическим веществом обусловила весьма слабую редукцию железа, сульфатов и низкую генерацию CO_2 . Это особенно резко сказалось в зонах слабо восстановленных пестроцветных пород, в которых раннедиагенетические преобразования вещества почти не проявились, тогда как в зонах сероцветных пород эти процессы протекали относительно более интенсивно. Таким образом, характерная для разреза геохимическая зональность, в сущности была обусловлена многократными колебаниями во времени интенсивности редукционных процессов и связанных с ними минеральных преобразований. В основе этой геохимической зональности лежат колебания общей фациально-палеогеографической обстановки Каспийского бассейна в плиоценовое и четвертичное время.

В фациальном отношении зоны с преобладанием слабо восстановленных пород преимущественно отвечают фазам обмеления бассейна или близости береговой линии к современному Бакинскому архипелагу (например, век продуктивной толщи, конец апшерона и тюркянское время). Фазы обмеления бассейна не только сказывались в относительном обеднении осадков органическим веществом, но и отражались в характере течения диагенеза. В ряде зон пестроокрашенных слабо-восстановленных пород (например, в III и IV зонах) мы нередко видим следы окисления раннедиагенетических сульфидов. Это можно объяснить периодическим опусканием нижней границы окислительной зоны осадков при обмелении бассейна в результате взмучивания, подводного размыва верхней пленки осадка и т. п. В эпоху существования более глубоководного бассейна, береговая линия которого была относительно отодвинута, т. е. в периоды значительных трансгрессий и малой скорости седиментации (акчагыльское и нижнеапшеронское время, бакинский век), сравнительно повышалась роль органики в осадках. Это приводило к усилению восстановительных процессов в илах, возникновению в раннем диагенезе сульфидов, хлоритов, карбонатов и определяло сероцветный облик осадков.

Описанная крупная геохимическая зональность, несомненно, осложнялась влиянием более мелких причин. Одной из них, в частности, являлось влияние локальных тектонических движений. Так, например, на сводах растущих поднятий Бакинского архипелага в новейшее время, по данным А. Л. Путкарадзе, происходит накопление несколько более грубых осадков, обедненных органическим веществом (как первично, так и вследствие его окисления в диагенезе). Аутигенное минералообразование здесь проявляется слабо. В синклинальных же понижениях, разделяющих эти поднятия, где отлагаются тонкозернистые, богатые органическим веществом осадки, аутигенное раннедиагенетическое минералообразование в илах протекает более интенсивно.

Чтобы определить тип диагенетических преобразований веществ в сероцветных зонах и оценить их интенсивность, интересно будет сравнить сероцветные отложения изученного разреза с современными осадками сероводородной зоны Черного моря (Страхов, 1959) и сидеритоносными породами угленосной толщи карбона Донецкого бассейна (Тимофеева, 1959) по степени восстановленности этих отложений и соотношению в них форм железа.

Таблица 5.

Формы железа глинистых пород при разных типах
диагенетических минералообразований

Типы минералообразования	Fe _{вал.}	Fe _{реак-} ционно- способное в % от Fe _{вал.}	В % от реакционноспособного			Сорг. ост.	Извест- ковис- тость (CO ₂)
			Fe ⁺² HCl	Fe ⁺³ HCl	Fe ⁺² сульф.		
Черное море							
Осадки сероводородной зоны	4,4	72,0	68,2	0	32,1	1,5	18
Донбасс «сидеритоносные породы» (C ₁ —C ₂)	4,7	81,5	79,1	15,4	5,5	1,2	1
Южный Каспий } зоны сероцветных пород	4,25	60,95	79,01	15,47	5,54	0,56	7,15
Q—N ₂ ³ } зоны пестроокрашенных пород	4,55	49,03	55,50	43,00	1,50	0,36	5,81

Как видно из табл. 5, сероцветные осадки Южного Каспия резко отличаются от сильно обогащенных С_{орг} черноморских осадков меньшей степенью восстановленности и резко пониженной ролью сульфидного железа (при довольно широком развитии мало сернистого сульфида — мельниковита), но весьма близки по содержанию сульфидного и окисного железа к сидеритоносным отложениям Донецкого карбона, хотя и несколько уступают им по общему содержанию железа, особенно реакционноспособной его части. Существенное отличие сероцветных отложений Каспия от пород карбона Донбасса состоит в значительно пониженном содержании в первых органического вещества и в их резко повышенной известковистости. Этим и объясняется почти полное отсутствие в сероцветных отложениях Южного Каспия процессов конкрециеобразования и в частности сидеритообразования, являющееся одной из характерных особенностей их диагенеза. При относительно невысоких количествах органического вещества в отложениях сероцветных зон его реакционноспособная часть целиком реализовалась уже на самых ранних стадиях диагенеза, и поздний диагенез оказался поэтому малопродуктивным.

ЛИТЕРАТУРА

- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. Докл. АН СССР, т. 121, № 6, 1958.
- Коробанова И. Г., Копылева А. К., Ковалева А. П. К вопросу о формировании физико-механических свойств глинистых отложений Бакинского архипелага при их литификации. Докл. АН СССР, т. 149, № 3, 1963.
- Полушкина А. П., Сидоренко Г. С. Мельниковит как минеральный вид. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 92, вып. 5, 1963.
- Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг, Баку, 1958.
- Ратеев М. А., Покидин А. К., Хеиров М. Б. О диагенетических изменениях глинистых минералов в разрезе плиоценовых отложений Каспийского моря (по данным глубокого бурения). Докл. АН СССР, т. 148, № 1, 1963.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Тимофеева З. В. Конкрецнеобразование в карбоне Донецкого бассейна. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagertätten.
- Doss B. Z. Prakt. Geol., Bd. 20, 453, 1912.
- Erd R. C., Evans H., The compound Fe_3S_4 (Smythite) found in nature. J. Amer. Chem. Soc., v. 78, 1956.

Геологический институт
АН СССР

Дата поступления
14.1.1964

**ЗАВИСИМОСТЬ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИН
УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ОТ УСЛОВИЙ
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ**

А. Г. КОССОВСКАЯ, В. Д. ШУТОВ, В. А. АЛЕКСАНДРОВА

В статье дается характеристика минералогического состава глин некоторых угленосных формаций. Рассматривается зависимость минералогического состава глинистых пород от первичного состава обломочного вещества, фациальных условий, скорости осадконакопления и эпигенетической переработки.

1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Проблема генезиса глинистых минералов и возможности использования последних как индикаторов условий среды осадконакопления продолжает оставаться одним из важных вопросов современной литологии.

Работы последних лет по изучению современных, а отчасти и древних осадков с несомненностью показали, насколько важным фактором, обуславливающим облик глинистых образований, является состав первичного обломочного материала (Ратеев, 1958; Ерошев-Шак, 1961; Горбунова, 1963; Weaver, 1959, 1960).

Однако было бы неправильно считать, что установление важности этого фактора однозначно решает проблему генезиса глинистых минералов. Присутствие того или другого глинистого минерала, формирующегося в определенных физико-химических условиях, среди отложений с резко отличной характеристикой среды осадконакопления (например, каолинита в морских отложениях и др.) отнюдь еще не может рассматриваться как исчерпывающее доказательство обломочного происхождения глинистых минералов вообще.

При изучении глинистых минералов необходимо всегда иметь в виду их двойственную природу, удачно подчеркнутую В. П. Петровым (1963): *устойчивость*, т. е. сохранение, «наследование» структуры и свойств, присущих минералам материнских пород, и *изменчивость*, обусловленную действием окружающей физико-химической среды. Преобладание того или другого качества, т. е. устойчивости и сохранения обломочного облика или появления новых особенностей глинистого минерала, а иногда и нового минерального вида, будет зависеть, как нам уже приходилось отмечать, от ряда причин: скорости осадконакопления, устойчивости и приспособленности данного глинистого минерала к сохранению в определенных условиях осадконакопления и, наконец, степени эпигенетической переработки пород (Коссовская, 1962). При этом центр тяжести исследования все в большей степени переносится с установления видового состава минералов на выяснение более тонких особенностей — появление смешанно-слоистых образований, которые, по-видимому, в первую очередь отражают переходные

состояния глинистых минералов, изучение изоморфных замещений, полиморфных превращений и др.¹.

Авторы полагают, что для выяснения истории глинистых минералов в осадочных породах очень важно их изучать в тесном сочетании с петрографическим исследованием всего состава терригенных образований, не отрывая тонкодисперсные образования от парагенетически с ними связанных обломочных песчано-алевритовых пород. Не менее важным моментом при исследовании глин является детальный фациально-литологический анализ. Установив однотипность исходного петрографического состава пород в пределах определенной формации или толщи, можно судить, какие изменения происходят в составе первичного тонкодисперсного вещества под воздействием различных физико-химических обстановок, свойственных фациям данной толщи.

Угленосные формации представляют весьма благодарный объект для исследования вопроса о происхождении глин. Обломочный материал, слагающий породы угленосных формаций, характеризуется большим разнообразием; практически он охватывает все возможные типы терригенных накоплений от мономинерально-кварцевых пород до полиминеральных пород — аркоз и граувакк различного состава.

В то же время угленосные формации характеризуются определенными наборами фаций, которые в вертикальном направлении быстро сменяют друг друга, создавая в разрезе многократно повторяющийся спектр различных физико-химических обстановок от кислых условий торфяных болот до щелочной среды прибрежно-морских и морских образований. Таким образом, для глин каждой угленосной формации, с одной стороны, выявляется характеристика «поведения» первичного тонкодисперсного обломочного вещества в разных фациальных условиях, с другой стороны, сравнение глинистых образований с различным петрографическим составом позволит наиболее полно выявить специфику преобразования исходно разнотипного тонкодисперсного вещества в одинаковых фациальных обстановках.

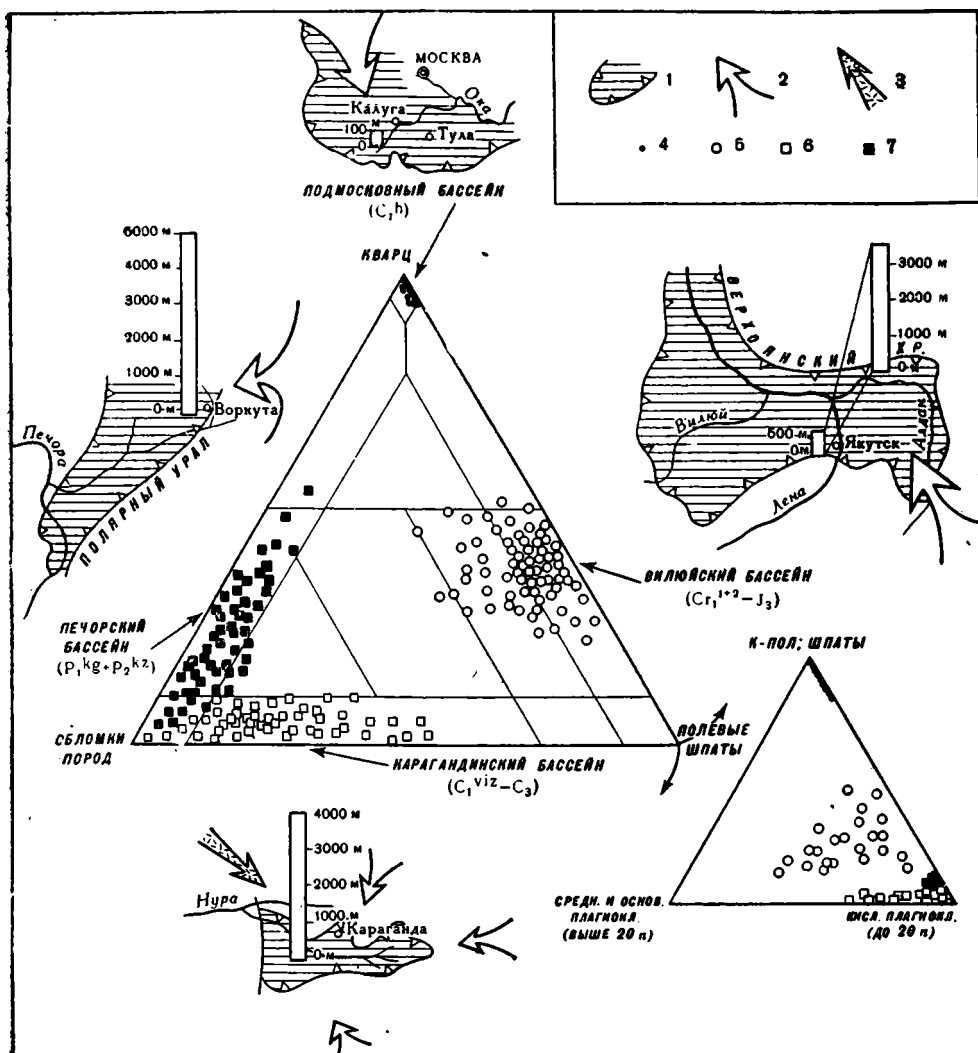
Поставленная задача выяснения зависимости состава глинистых минералов от фациальных обстановок решается здесь как бы методом двойной вариации.

Следует, однако, подчеркнуть, что решение этой задачи усложняется тем, что, помимо двух важных причин, определяющих минералогию глин, — исходного материала и фациальных условий, существуют, как уже говорилось выше, и другие факторы, влияющие на их состав.

Это прежде всего скорость накопления угленосной формации, определяющая большую или меньшую длительность нахождения осадка в зоне свободного водообмена (диагенеза), а следовательно, возможность его большего или меньшего приспособления к окружающим физико-химическим условиям.

Вторая причина — это измененность пород процессами глубинного эпигенеза, при которых глинистое вещество испытывает глубокую переработку.

¹ В частности, важность изучения полиморфных модификаций может быть проиллюстрирована возвращением к уже упоминавшемуся примеру присутствия каолинита в морских осадках. Как это было недавно установлено М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягиным (1963), каолинит в морских отложениях отличается крайним несовершенством структуры; такие же наблюдения сделаны З. Н. Горбуновой (1963). В то же время в корах выветривания присутствует, как правило, триклинный каолинит с высоким совершенством структуры. Несовершенство структуры каолинита в морских условиях является, очевидно, следствием его деградации, ведущей, возможно, в дальнейшем к постепенному исчезновению, что и наблюдается во многих морских бассейнах при движении от их периферии к центру (Викулова, Звягин, 1963; Казанский, 1963, и др.).



Фиг. 1. Минералогическая характеристика обломочных пород угленосных формаций
 1 — контуры угленосных бассейнов, 2 — направление поступления обломочного материала, 3 — направление поступления туфогенно-пеллового материала, 4 — анализы пород угленосной толщи Подмосковского бассейна, 5 — анализы пород угленосной толщи Вилуйской впадины и Приверхоянья, 6 — анализы пород угленосной толщи Карагандинского бассейна, 7 — анализы пород угленосной толщи Печорского бассейна

В идеальном случае следовало бы рассмотреть различные по петрографическому составу угленосные формации, накапливавшиеся в сходных структурных условиях, при одинаковой скорости погружения и не испытывавшие сколько-нибудь существенной эпигенетической переработки, т. е. находящиеся на стадии начального эпигенеза.

Подобрать такой материал, однако, почти невозможно. Поэтому, исследуя глины различных угленосных формаций, авторы пытались в какой-то мере в каждом конкретном случае учесть влияние относительных скоростей погружения на степень переработки глин.

При изучении зависимости минерального состава глин от фациальных обстановок рассматривались главным образом породы угле-

носных формаций, находящиеся на стадии начального эпигенеза (зона неизмененного глинистого цемента) или первых этапов стадии глубинного эпигенеза, т. е. на стадиях, где глинистые минералы еще не утрачивают свой первичный седиментационно-диагенетический облик, а углистое вещество изменено не более чем до марок Д и Г (Ерошев-Шак, 1961).

Процесс преобразования глинистых минералов собственно в глубинном эпигенезе, стирающий фаціальную специфику минерального состава глин, рассматривается отдельно. Эти преобразования идут параллельно с процессом метаморфизации углей и в определенных границах коррелируются с последними.

В качестве объектов исследования рассмотрены:

1. Угленосная толща Подмосковного бассейна (C_1^h) с мономинерально-кварцевым составом песчано-алевритовых пород.

2. Угленосная толща Вилуйской впадины и Приверхоянского прогиба ($I_3 - C_1^{1+2}$), характеризующаяся аркозовым составом терригенного материала.

3. Угленосные отложения Печорского бассейна ($P_1^{kg} - P_2^{kz}$), терригенные породы которых относятся к грауваккам.

4. Угленосные отложения Карагандинского бассейна ($C_1^{viz} - C_3$), сложенные песчано-глинистыми компонентами грауваккового состава со значительной примесью вулканогенного (пирокластического) материала.

В соответствии с применяемой авторами методикой для каждой формации был изучен петрографический состав песчано-алевритовых пород с детальной характеристикой состава породообразующих компонентов и акцессорных минералов. Общий состав обломочных пород и ассоциации полевых шпатов, характерные для изученных формаций, показаны на фиг. 1. Для характеристики формации Подмосковного бассейна, помимо материалов авторов, были использованы образцы, любезно предоставленные В. С. Яблоковым, а также результаты детальных исследований И. Д. Зхуса (1955) и Е. С. Тихомировой (1958).

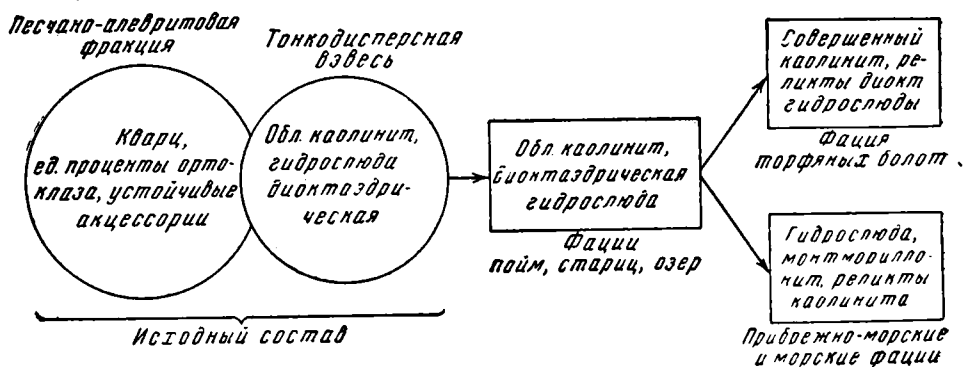
II. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИН УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

1. Угленосная формация Подмосковного бассейна

Угленосная формация подмосковной синеклизы (C_1^h) залегает на размытой поверхности известняков C_1^{tur} , меняясь в мощности от 0 до 180—200 м, обычная мощность около 50—80 м. Колебания в мощности определяются эрозионной поверхностью рельефа турнейских известняков и внутрiformационными размывами. Формация имеет двучленное строение (бобриковский и тульский горизонты). Нижний горизонт сложен песками и глинами с пластами углей до 1,5 м (континентальные, в основном аллювиальные и озерно-болотные фации); верхний — песчано-глинистыми отложениями с подчиненными прослоями мергелей и известняков и редкими пропластками углей (преобладают прибрежно-морские и морские фации). Пески кварцевые, мономинеральные в нижнем горизонте; в верхнем иногда присутствуют калиевые полевые шпаты (до 5%) с характерным комплексом устойчивых акцессорных минералов — циркон, турмалин, рутил и др. Источниками сноса были коры выветривания осадочного чехла и выступов кристаллического фундамента, поставившие «зрелый» обломочный материал, представленный кварцем в песчаных фракциях и каолинитом с устойчивыми мусковитовыми гидрослюдами в тонкодисперсных взвесах.

Минералогия глин

Исходный тонкодисперсный материал глинистых осадков в различных фациальных обстановках испытывал различную переработку. Наиболее близки по составу к первичной мути глинистые осадки пойм, стариц и проточных болот, представленные обломочным каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой (Зхус, 1955; Тихомирова, 1958). Глины, связанные с обстановками зарастающих водоемов и торфяных болот, залегающие в подошве угольных пластов, представлены почти мономинерально-каолинитовыми разностями. Небольшое присутствие обломочных мусковитовых гидрослюд отмечается только в более крупных фракциях; в тонкодисперсной части пород (фракция $< 0,001$ мм) гидрослюды фиксируются лишь на рентгенограммах в виде слабых рефлексов.



Фиг. 2. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фациальных обстановках угленосного бассейна Подмосковья

Каолинит в подугольных глинах, формировавшийся в обстановке длительного сохранения кислой среды, отличается структурой, близкой к совершенной, что подчеркивает его возникновение за счет аутигенной переработки исходного глинистого вещества (фиг. 2). О совершенстве структуры минерала свидетельствуют дублет и триплет с межплоскостными расстояниями в 2,56, 2,49 Å и 2,37, 2,34 и 2,28 Å отчетливо фиксируемые на рентгенограммах ориентированных и насыщенных глицерином образцов. Однако следует отметить, что в структуре каолинитов строгая трехмерная упорядоченность несколько нарушена, так как расщепление дублета ($1\bar{1}1$) = 4,17 Å и ($1\bar{1}1$) = 4,12 Å и некоторые рефлексы с индексами $k \neq 3k'$ не наблюдаются. В незначительном количестве иногда сохраняется примесь обломочной диоктаэдрической гидрослюды.

В глинах, связанных с прибрежно-морскими и морскими фациями, приуроченных к верхней половине формации (C_1^{tul}), характерно появление новых ассоциаций глинистых минералов, представляющих смеси очень несовершенного каолинита, близкого к промежуточной форме каолинит-файрклея с тонкодисперсной монтмориллонитизированной гидрослюдой. Первоначально глины данного типа определяли как монотермит (Коссовская, 1949). Позднее Б. Б. Звягиным (1958) было установлено присутствие в них своеобразных структурных сростков плохо упорядоченного каолинита с монтмориллонитом или гидрослюдой.

О несовершенстве структуры каолинита свидетельствует малочисленность рефлексов на рентгенограмме и отсутствие рефлексов с

$\frac{d}{n} = 4,35, 4,12, 3,84, 3,13, 2,28\text{\AA}$ и др. Наличие рефлекса ($\bar{1}\bar{1}1$) $4,16\text{\AA}$ и отсутствие полос двумерной дифракции не позволяют отнести минерал к галлуазиту или метагаллуазиту. Гидрослюдистый компонент в глинах обычно бывает в большей или меньшей степени монтмориллонитизирован. В исследованном образце о некоторой гидратизированности гидрослюды свидетельствуют изредка встречающиеся беспорядочно распределенные межслоевые промежутки монтмориллонитового типа. На рентгенограмме природно ориентированного образца наблюдается базальный рефлекс 001 с $\frac{d}{n} = 10,2\text{\AA}$, который после насыщения образца глицерином уменьшается до $9,8\text{\AA}$. По-видимому, межслоевые промежутки монтмориллонитового типа заполняются молекулами глицерина, и межплоскостное расстояние, равное $9,8\text{\AA}$, отвечает усредненному значению между $d_{(001)} = 10,0\text{\AA}$ гидрослюды и $d_{(002)} = 8,9\text{\AA}$ монтмориллонита.

Е. С. Тихомирова (1958) упоминает о присутствии среди морских фаций тульского горизонта глин, главным компонентом которых является монтмориллонит.

Породы Подмосковского бассейна, залегающие горизонтально и испытавшие очень незначительное погружение, не затронуты процессами глубинного эпигенеза.

Характер пород глубинно-эпигенетических превращений глинистого вещества пород описываемого комплекса удалось выявить при их исследовании в более погруженных структурах юго-востока Русской платформы (Прикаспийская впадина). Установлено, что в породах, погруженных на глубину свыше 1500 м , каолинит делается неустойчивым и постепенно переходит в новую полиморфную модификацию — диккит (Шутов, Долматова, 1961; Шутов, 1962).

2. Угленосная формация Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба

Вилюйская впадина представляет крупную платформенную структуру, сливающуюся на востоке с Приверхоянским краевым прогибом. Угленосная формация, выполняющая впадину, охватывает отложения верхней юры и нижнего мела (I_3 — $C_{r^{1+2}}$) мощностью около 500 — 600 м в прибортовых участках; по направлению к центральным участкам впадины и Приверхоянскому прогибу мощность формации постепенно возрастает, достигая в прогибе 3500 м . В области впадины породы залегают горизонтально. Для формации характерно циклическое строение. Циклы состоят из мощных песчаных пачек, в которых преобладают дельтово-русловые отложения, и пачек переслаивания со сложным микроциклическим строением, к которым приурочены мощные пласты бурых углей (от 3 — 4 до 7 — 9 м). Пачки переслаивания полифациальные, с преобладанием озерных и озерно-болотных фаций в регрессивных частях циклов и фаций лагун, приморских озер и прибрежно-морских — в трансгрессивных частях.

Песчаные породы представлены свежими аркозами в нижней части альбит-микроклинового состава, в верхней — олигоклаз-андезинового; в обоих типах в изобилии распространены биотит, содержание которого иногда достигает 20% от состава песчано-алевритовых пород. Основную часть тонкодисперсной мути составляли биотитовые гидрослюды, находящиеся на разной степени начальной разложивности (Коссовская, 1962).

Минералогия глин

Дисперсные триоктаэдрические гидрослюда являются крайне нестойкими компонентами, испытывающими в разных фациальных обстановках весьма сложные и многообразные превращения. Выделяются следующие три группы глин, связанные друг с другом постепенными переходами.

Многокомпонентные глины, в состав которых входят триоктаэдрическая гидрослюда, хлорит, разбухающий хлорит, монтмориллонит и иногда небольшая примесь каолинита с невысокой степенью совершенства. Первые четыре компонента присутствуют в переменных количествах и образуют ряд переходных фаз с характерными беспорядочными смешанно-слоистыми структурами. Среди этой группы можно выделить два типа.

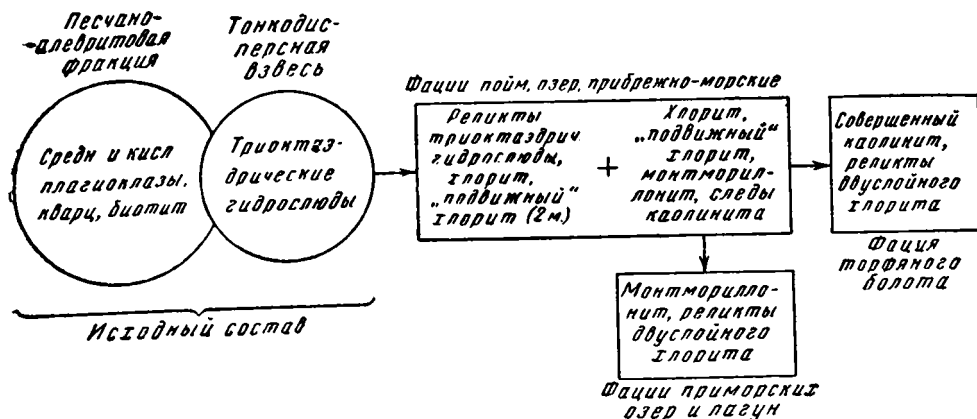
а) Многокомпонентные глины с реликтами триоктаэдрической гидрослюды и переходной фазой от последней к хлориту. Переходная фаза выявляется по наличию интенсивного фона между рефлексами с $d=14$ Å и 10 Å и представляет совокупность в различной степени разрушенных гидратированных и хлоритизированных пакетов биотита. При обработке $\text{KOH}+\text{HCl}$ резко усиливается рефлекс в 10 Å, т. е. часть пакетов регенерируется вновь до «биотитового состояния». Сохранение некоторого фона около 14 Å говорит о том, что не все пакеты способны восстановить слюдистую структуру, хотя они и не перешли полностью в хлорит.

б) Многокомпонентные глины без реликтов триоктаэдрической слюды и с переходной фазой от хлорита через разбухающий хлорит к монтмориллониту. О присутствии собственно хлорита и его разбухающей переходной к монтмориллониту модификации свидетельствует тот факт, что линия с $d=14$ Å на рентгенограммах прокаленных образцов усиливается так резко, что это можно объяснить лишь сжатием части слоев, давших при насыщении глицерином 17,7 Å (т. е. часть этих слоев принадлежит монтмориллониту, а часть — разбухающему хлориту). В двух типах многокомпонентных глин прослеживается гамма последовательных стадийных переходов от триоктаэдрической гидрослюды до монтмориллонита. Следует отметить, что в некоторых образцах (обычно цемента песчаников, переполненных биотитом) появляется своеобразная фаза упорядоченного чередования хлорита и вермикулитоподобного компонента с субпериодом в 28 Å, ранее не известная в литературе и получившая наименование сангарит (Коссовская, Дриц, Александрова, 1963; Дриц, Коссовская, 1963).

Многокомпонентные глины полифациальны и встречаются в разнообразных обстановках от континентальных до прибрежно-морских. Глины с реликтами триоктаэдрических слюд тяготеют преимущественно к приморским фациям; увеличение роли каолинита связано с континентальными фациями.

Монтмориллонитовые глины. Этот тип глин связан постепенными переходами с многокомпонентными глинами. Иногда встречаются почти мономинеральные монтмориллонитовые глины.

Характерно присутствие, наряду с собственно монтмориллонитом, монтмориллонитового минерала с двуслойной элементарной ячейкой с $d_{(001)}=28$ Å, высота которой при насыщении глицерином увеличивается до 36 Å, при прокаливании образуется широкая полоса с $d_{(001)}=22-24$ Å. Генетическая связь почти мономинеральных монтмориллонитовых глин с более ранними «хлоритовыми» стадиями изменения биотита прослеживается не только в составе глин, переходных к много-



Фиг. 3. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фациальных обстановках Вилуйского угленосного бассейна

компонентным, но и по наличию субпериода в структуре монтмориллонита, как бы «унаследованного» от сангарита.

Монтмориллонитовые глины приурочены к фациям приморских озер и лагун. Формирование их происходило в обстановке медленной седиментации и длительного периода диагенеза, в течение которого осадок оказался почти нацело переработанным и пришедшим в равновесие с окружающей средой.

Каолинитовые глины. Встречаются обычно в подошве угольных пластов. Породы нередко бывают почти мономинеральны (до 90% каолинита). Каолинит триклинный и отличается высокой степенью совершенства структуры. Однако даже в наиболее чистых каолиновых глинах всегда присутствует реликтовая хлоритово-монтмориллонитовая фаза с двуслойной упорядоченной структурой, подчеркивающая генетическую связь каолинитовых глин с исходным веществом. Каолинитовые глины, формировавшиеся в кислых условиях зарастающих, богатых гумусом водоемов, являются как бы завершающим этапом преобразования триоктаэдрических гидрослюды в обстановке континентального гумидного литогенеза (фиг. 3).

Общая характеристика формации Приверхоянского прогиба

Одновозрастная угленосная формация Приверхоянского прогиба связана с Вилуйской формацией постепенным переходом. Мощность ее увеличивается более чем в шесть раз. Породы дислоцированы; на западе развиты брахиантиклинальные, на востоке линейные складки с крутыми углами падения слоев. Питание обломочным материалом осуществлялось из одного источника (древний кристаллический комплекс Алданского щита и Станового хребта), что определило тот же минеральный состав обломочных пород, что и в Вилуйской впадине. Породы изменены процессами глубинного эпигенеза, угли каменные (марки Г, Д по ПЖ). Бурые угли нерабочей мощности встречаются только в самых верхах формаций.

Минералогия глин

Многокомпонентные глины. Седиментационно-диагенетический состав глинистых минералов сохраняется слабо затронутым процессами эпигенеза также только в верхах формации, т. е. в зоне на-

чального эпигенеза (зона неизмененного глинистого цемента, глубина порядка 1500—1800 м). Состав глин и аргиллитов близок к многокомпонентным глинам платформенной области. Характерно отсутствие мономинеральных глин, что объясняется быстрыми погружениями и, следовательно, относительно коротким периодом диагенеза, в течение которого осадок не успевал пройти глубокую переработку и полностью перейти в однородную фазу, находящуюся в равновесии с окружающей средой.

Второй специфической особенностью является отсутствие монтмориллонита как самостоятельного компонента. Вместо него появляется новая переходная фаза, отсутствовавшая на платформе, — монтмориллонит-диоктаэдрическая гидрослюда. О присутствии этой фазы говорит появление на рентгенограммах глин, насыщенных глицерином вместо монтмориллонитового рефлекса $d_{(001)} = 17,7 \text{ \AA}$, $d_{(001)} = 16,4 \text{ \AA}$ с нецелочисленной серией рефлексов высоких порядков. При прокаливании на рентгенограммах появляется сильный рефлекс с $d_{(001)} = 10 \text{ \AA}$. Появление этой переходной фазы можно рассматривать как начальный этап перестройки монтмориллонита в диоктаэдрическую гидрослюда, процесс, который получает широкое развитие в более погруженных породах.

Аргиллиты хлорит-диоктаэдрически-гидрослюдистого состава. Этот тип аргиллитов характерен для всех фаций разреза, находящегося в зоне глубинного эпигенеза, с углями от марок Д до ПЖ. Эта же ассоциация — хлорит-диоктаэдрическая гидрослюда сохраняется на протяжении всего глубинного эпигенеза и метабенеза вплоть до антрацитовой стадии изменения угольного вещества прослеженной в Верхоянье в верхнепалеозойских породах, в Донбассе и т. д. (Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957). В породах описываемой формации в верхней части в аргиллитах сохраняются реликты фаз с разбухающими межслоевыми промежутками, в нижней половине они исчезают.

Выявить специфику минерального состава глинистого вещества в зависимости от фациального типа отложений в разрезах типа Приверхоанской формации крайне трудно. Это определяется, с одной стороны, быстрым темпом осадконакопления, при котором «не успевают» формироваться мономинеральные глины, фиксирующие определенные фации, и, во-вторых, эпигенетической переработкой, «стирающей» фациально-минералогические черты глины.

Известным исключением могут являться только подугольные аргиллиты мощных угольных пластов. Как правило, в них отмечается повышенное содержание Al_2O_3 , что может служить доказательством первоначального присутствия некоторого количества каолинита, переработанного в эпигенезе в диоктаэдрическую слюду или хлорит.

3. Угленосная формация Карагандинского бассейна

Переходя к характеристике угленосных формаций, сложенных граувакками, следует отметить, что породы как Карагандинского, так и Печорского бассейнов образовались в условиях быстрого осадконакопления и существенно изменены процессами глубинного эпигенеза (угли от марок Д, ПЖ до ТС и Т). Проследить влияние различных фаций на минералогический состав глин удастся лишь для наиболее характерных континентальных обстановок в верхней части разреза (до углей с марками ПЖ).

Карагандинский бассейн располагается на территории одноименной межгорной впадины, представляющей крупную синклиналиную структуру. Угленосная формация, выполняющая впадину, имеет карбоновый возраст (C_1^{viz} — C_3) и достигает мощности около 4000 м. В ее разрезе

выделяется семь угленосных свит, сложенных циклическим чередованием песчаных и алевроитово-глинистых пакетов, к которым приурочены многочисленные пласты каменных углей (до 15—20 в свите). Снизу вверх по разрезу отмечается направленное изменение фациальных условий осадконакопления. В нижней части формации преобладают морские и прибрежно-морские отложения. В средней части разреза широко распространены осадки дельтового и аллювиально-дельтового комплекса, и, наконец, в верхах разреза появляются и приобретают доминирующее значение фации сухих равнин и пролювиальных конусов выноса. Таким образом, угленосная формация Караганды носит отчетливый характер крупной регрессивной серии, сформированной на фоне общего подъема региона и отступления морского бассейна.

Песчаные породы представлены граувакками, глины полимиктовые. Главным терригенным компонентом песчаников и алевролитов являются обломки пород (до 90%), среди которых резко преобладают эффузивы, меньшую роль играют кислые плагиоклазы (до 40%), и ничтожную примесь составляет кварц (2—5 и редко до 10%). Источником сноса служил комплекс эффузивных пород девонского и силурийского возраста, широко развитый в складчатом обрамлении Карагандинской впадины. Дополнительным источником питания являлся туфогенно-пепловый материал, поступивший с северо-запада.

Таким образом, вещество, служившее исходным материалом для формирования глин, было представлено, с одной стороны, тонко измельченными продуктами разрушения эффузивов (монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, возможно, различные смешанно-слоистые образования (?), обломочки стекловатого базиса и др.) и, с другой — туфогенно-пепловым материалом. Последний в одних случаях смешивался с терригенной муťou, в других — образовывал мономинеральные прослои. Чаще всего эти мономинеральные прослои приурочены к фациям зарастающих болот, во время существования которых приток обломочного материала был минимален, и к фациям сухих равнин.

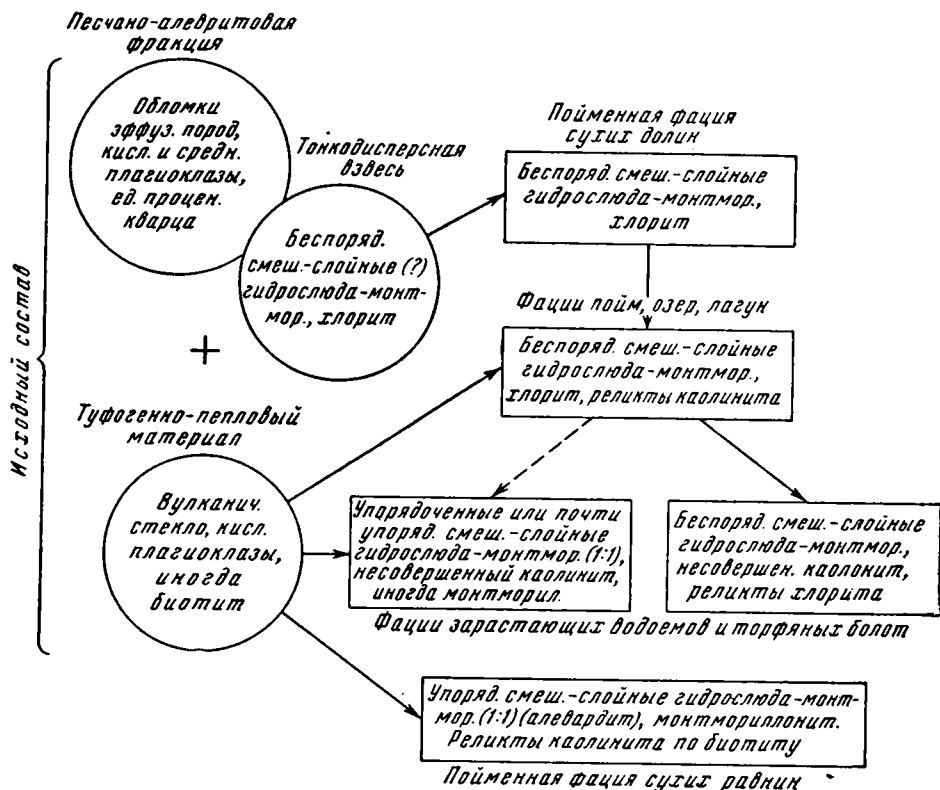
Минералогия глин и аргиллитов

Все аргиллиты имеют довольно сложный поликомпонентный состав. Исключение составляют прослои туфогенно-пеплового материала, превращенные в образования, близкие к мономинеральным (фиг. 4).

Выделяются следующие типы аргиллитов и глин.

Аргиллиты двухкомпонентные с беспорядочной смешанно-слоистой структурой (диоктаэдрическая гидрослюда — монтмориллонит). Описываемые аргиллиты представляют самый распространенный тип в разрезе, являясь как бы основным минералогическим фоном тонкодисперсной части пород. Обязательным компонентом является хлорит, присутствующий в небольших и меняющихся количествах. Беспорядочная смешанно-слоистая фаза (диоктаэдрическая гидрослюда и монтмориллонит) устанавливается по присутствию нецелочисленной серии отражений от $d_{(001)} = 10,8—11,6 \text{ \AA}$ на рентгенограммах природных образцов. При насыщении глицерином появляется рефлекс с $d = 9,8 \text{ \AA}$, который является среднестатистическим значением между $d_{(001)} = 10 \text{ \AA}$ гидрослуды и $d_{(002)} = 8,9 \text{ \AA}$ монтмориллонита, межслоевые промежутки которого расширились при заполнении молекулами глицерина. Колебание значений $d_{(001)}$ говорит то о большем, то о меньшем присутствии монтмориллонитовых слоев.

Хлорит также обычно содержит небольшое количество пакетов с подвижными межслоевыми промежутками, принадлежащими вермику-



Фиг. 4. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фациальных обстановках Карагандинского угленосного бассейна

литоподобному компоненту. Данный тип аргиллитов полифациален и фиксируется как в континентальных, так и в прибрежно-морских фациях.

Тот же тип аргиллитов с каолинитом. Отличием от вышеописанного типа является постоянное присутствие каолинита, составляющего до 20—30% тонкодисперсной части породы. Каолинит характеризуется исключительно несовершенством структуры; на рентгенограммах фиксируются только базальные рефлексы минерала, сохраняющиеся после кипячения образца в 10%-ной HCl и исчезающие после прокаливании. Присутствие каолинита заметно отражается в химическом составе аргиллитов, в резком повышении Al_2O_3 (до 29%). Описываемый тип аргиллитов встречается чаще всего в подошве углей и относится к фациям зарастающих водоемов и торфяных болот, связанных как с заболачивающимся приморским побережьем (низы формации), так и с озерно-пойменными фациями континентальных обстановок (верхняя половина формации).

Низкая степень совершенства структуры каолинита может быть связана с быстрым ходом седиментации и коротким периодом диагенеза, при котором каолинит «не успевал» приобрести более совершенный тип решетки. Однако возможна и другая причина, связанная со спецификой исходного материала и трудностью синтетической «организации» решетки каолинита за счет продуктов разложения вулканического базиса. Ниже мы остановимся на этом вопросе более подробно.

Глины и аргиллиты с упорядоченной смешанно-слоистой структурой (типа аллевардита). Эти породы образуют незначительные по мощности прослои (10—20 см), распространенные в верхней части формации и приуроченные к фациям сухих равнин. Породы состоят из базальной массы тонкодисперсного вещества с крупными порфиroidными вкрапленниками измененных плагиоклазов и пластин разложившегося, хлоритизированного биотита. В основной массе иногда заметны реликты витрофировой структуры. Тонкодисперсное вещество представлено почти нацело упорядоченной смешанно-слоистой фазой, состоящей из слоев монтмориллонита и диоктаэдрической гидрослюда, находящихся в отношении 1:1 (аллевардит). На рентгенограмме природных образцов наблюдается целочисленная серия рефлексов от 24 Å, на рентгенограммах прокаленных образцов — от 20 Å и насыщенных глицерином — от 27 Å.

В самых верхах формации в аналогичных прослоях наряду с аллевардитом распространен собственно монтмориллонит.

Можно предположить, что первоначально все тонкодисперсное вещество туфогенно-пепловых прослоев состояло из монтмориллонита, сформировавшегося еще в стадию диагенеза — начального эпигенеза. В процессе глубинной эпигенетической переработки образовалась новая фаза типа аллевардита.

Источником калия, за счет которого осуществлялась гидрослюдизация монтмориллонита, в описываемых породах был главным образом биотит. Как известно, биотит теряет почти весь калий на самой ранней стадии своего изменения. В исследованных образцах сохраняются лишь контуры разбухших пластин биотита, почти полностью перешедшего в хлорит, а в подугольных пластах в каолинит. Возможно, что часть калия заимствовалась из разрушающихся фенокристов кислых плагиоклазов. Следует подчеркнуть, что во всех изученных образцах глин и аргиллитов фиксируется высокое содержание Na_2O (до 2,0—2,50%). Очевидно, межслоевые позиции в гидрослюдистых слоях аллевардита заняты не только K^+ , но и Na^+ , заимствованным как из разрушенных плагиоклазов, так и из основной массы переработанного стекловатого базиса.

Тот же тип глин и аргиллитов с каолинитом. В подугольных прослоях глины с упорядоченной или почти упорядоченной смешанно-слоистой фазой типа аллевардита встречаются довольно часто по всему разрезу формации. Причиной этого является то, что в период образования торфяных болот приток терригенного материала отсутствовал или был минимальным, что и определило накопление только туфогенно-пеплового материала. Во всех других фациальных обстановках туфогенный материал разбавлялся и «задавлялся» терригенным веществом.

Наряду с аллевардитовым компонентом постоянно присутствует каолинит, составляющий так же, как и в полиминеральных подугольных аргиллитах, около 20—30%. Каолинит отличается низкой степенью окристаллизованности и определяется, так же как вышеописанный, только по базальным рефлексам.

Интересно отметить, что одновременно с плохо окристаллизованным каолинитом основной массы глины иногда присутствует каолинит с совершенной триклинной структурой. Последний встречается только в виде своеобразных псевдоморфоз по гидратированным пластинам биотита.

Из этого можно заключить, что степень совершенства каолинита в значительной степени может быть определена характером исходного

материала; по-видимому, совершенный каолинит быстрее и легче образуется по близкому кристаллохимическому мотиву хлорита (заместившего биотит), чем при «организации» решетки из гетерогенной массы туфогенно-пеплового материала.

4. Угленосная формация Печорского бассейна

Печорский угленосный бассейн располагается на территории полярного отрезка Приуральского краевого прогиба. Угленосная формация (P_1^{kg} — P_2^{kz}), выполняющая прогиб, достигает 5000 м мощности. В соответствии с общей асимметрией строения прогиба наблюдается постепенное увеличение мощности и степени дислоцированности пермских отложений на северо-восток при движении к складчатой области Полярного Урала. В пределах угленосной формации выделяются две серии: воркутская (P_1^{kg}) и печорская (P_2^{kz}). Нижняя половина воркутской серии сложена преимущественно морскими и прибрежно-морскими отложениями: угленакопление происходило в зоне приморских болот. В верхней половине воркутской серии по мере движения вверх постепенно возрастает роль прибрежных, лагунных и континентальных фаций. Для печорской серии характерно преобладание прибрежно-континентальных и континентальных фаций: лагунных озерных, аллювиальных с характерными мощными конгломератами конусов выноса. Угли формировались в озерно-болотных обстановках. В целом пермское осадконакопление проходило на фоне непрерывного поднятия складчатого Урала — основной области питания бассейна терригенным материалом.

Породы угленосной формации представлены граувакками и полиминеральными глинами. Песчаники сложены обломками различных, главным образом эффузивных пород Полярного Урала (до 95%); в небольшом количестве присутствует кварц (5—25, реже 30%) и полевые шпаты (5—10%). Тонкодисперсное вещество в составе взвеси, поступившей в бассейн, было представлено тонко измельченной гетерогенной массой продуктов разрушения главным образом эффузивных пород, среди которых преобладали, по-видимому, монтмориллонит, хлорит, гидрослюда, обломочки вулканического базиса.

Минералогия глин и аргиллитов

В Печорском бассейне изучению подвергался один из наиболее мощных разрезов региона (Верхняя Сырь-Яга), сложенный наиболее измененными породами с марками углей от ПЖ до Т и ТС. Быстрый темп осадконакопления и последующая глубокая измененность пород в эпигенезе явились причинами, в результате которых фациальные обстановки находят очень слабое отражение в минеральном составе глин. На первый план выступают направленные изменения состава глин снизу вверх по разрезу, связанные с общим увеличением эпигенетической измененности пород (фиг. 5).

Глины и аргиллиты, состоящие из монтмориллонита, хлорита и диоктаэдрической гидрослюды. Этот тип глин встречен в самых верхах печорской серии разреза Верхняя Сырь-Яга (горизонт А). Характерно отсутствие беспорядочных смешанно-слоистых образований. В некоторых породах встречены своеобразные хлориты и монтмориллониты с двухслойным периодом решетки. Монтмориллонит устанавливается по целочисленной серии отражений от базального рефлекса в 36,5 Å в насыщенном и ориентированном образце; хлорит — по базальному рефлексу и целочисленной серии

отражений от 28,5 Å. Представляется вероятным, что специфический двуслойный характер монтмориллонита и хлорита связан с их образованием по тонкодисперсному биотиту. Как это детально показано на примере глин Вилуйской впадины и Приверхоянья, случай «наследования» двуслойной структуры биотита развивающимися по нему хлоритом и монтмориллонитом довольно характерен для ранних этапов изменения этого минерала. Следует подчеркнуть, что песчаные породы, ассоциирующие с описываемыми глинами, обогащены обломочным биотитом. Глины этого типа приурочены к безугольным фациям континентальных водоемов верхов печорской серии.

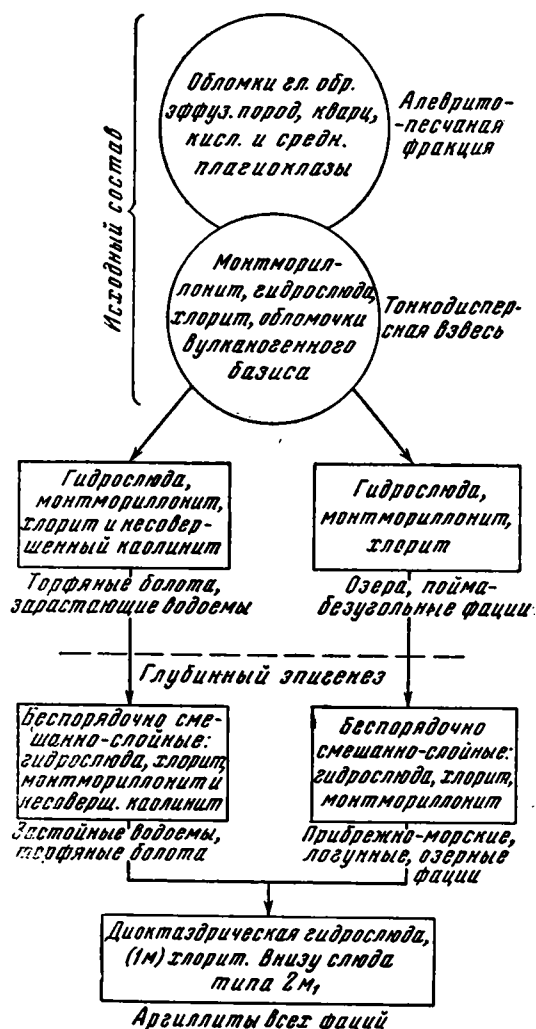
Тот же тип глин с каолинитом. Данный тип глин встречается также только в верхах печорской серии. Важно подчеркнуть, что каолинит, как и в Карагандинском бассейне, отличается очень низкой степенью совершенства и обнаруживается только по базальным рефлексам, сохраняющимся при кипячении в 10%-ной HCl и исчезающим при прокаливании. Глины этого типа приурочены к фациям озерных водоемов, богатых растительными остатками.

При движении вниз по разрезу монтмориллонит как самостоятельный компонент исчезает и встречается только в составе беспорядочных смешанно-слоистых образований.

Аргиллиты с трехкомпонентными беспорядочно смешанно-слоистыми образованиями — диоктаэдрическая гидрослюда - хлорит - монтмориллонит — и хлоритом. Этот тип аргиллитов весьма сложного состава является абсолютно доминирующим в нижней половине печорской и в верхней половине воркутской серии.

Встречается он среди разнообразных фациальных обстановок отложенных бассейнового типа — озерных лагунных и прибрежно-морских.

Трехкомпонентные беспорядочно смешанно-слоистые образования довольно редки среди глинистых пород; причина их широкого развития в описываемых отложениях пока не ясна. Однако однородный характер обломочного материала позволяет предположить, что трехкомпонентные смешанно-слоистые образования являются продуктами эпиге-



Фиг. 5. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фациальных обстановках Печорского угленосного бассейна

нетического изменения глинистого вещества того же типа, что встречается в самых верхних частях разреза. Угли в интервалах разреза с трехкомпонентными беспорядочно смешанно-слоистыми структурами относятся к паровично-жирным углям вверх и коксующимся — внизу интервала (пакеты И—N). Минералом, которому принадлежит доминирующая роль в составе трехкомпонентных беспорядочно и смешанно-слоистых образований, является диоктаэдрическая гидрослюда. Это устанавливается по анализу нецелочисленной серии отражений от постоянно присутствующего сильного рефлекса с $d_{(001)}$, колеблющегося от 11,1—до 10,6 Å (Jonas, Group, 1962). Чаше всего встречается рефлекс в 10,8 Å. После насыщения образца глицерином величина $d_{(001)}$, равная 10,8 Å, уменьшается до 10 Å, а после прокаливания — до 10,3 Å. Межплоскостные расстояния 10,8, 10,0, 10,3 Å отвечают среднестатистическим значениям между:

$d_{(001)} = 10$ Å слюда	}	в природном состоянии
$d_{(001)} = 14$ Å монтмориллонит		
$d_{(001)} = 14$ Å хлорит		
$d_{(001)} = 10$ Å слюда	}	в насыщенном состоянии.
$d_{(002)} = 8,95$ Å монтмориллонит		
$d_{(001)} = 14$ Å хлорит		
$d_{(001)} = 10$ Å слюда	}	после термической обработки
$d_{(001)} = 9,8$ Å монтмориллонит		
$d_{(001)} = 13,7$ Å хлорит		

Наибольшее количество разбухающего компонента встречается в аргиллитах печорской серии, при движении вниз по разрезу содержание его уменьшается. Во всех аргиллитах, помимо хлорита, входящего в состав смешанно-слоистых образований, присутствует собственно хлорит. В верхней половине разреза — в печорской серии — он иногда встречается в виде беспорядочно смешанно-слоистых образований с вермикулитоподобными слоями.

Те же аргиллиты с каолинитом. Появление каолинита отмечается относительно часто в печорской серии, в подугольных пластах и породах, обогащенных растительными остатками, относящимися к фациям застойных водоемов и торфяных болот. В воркутской серии каолинит встречается главным образом в подугольных пластах. Минерал так же, как в вышеописанных случаях, отличается несовершенством структуры и фиксируется только по базальным рефлексам.

Аргиллиты состава хлорит-диоктаэдрическая гидрослюда имеют повсеместное развитие в нижней части нижневоркутской серии (горизонт О—R). Они встречаются в широком диапазоне фациальных обстановок от подугольных фаций до собственно морских. Каолинит не встречен даже в подугольных слоях. Причина отсутствия его не ясна и может быть истолкована двояко. Представляется вероятным, что каолинит был преобразован в хлорит или диоктаэдрическую слюду в процессе глубокой эпигенетической переработки пород. Однако не исключена возможность, что каолинит не образовывался в диагенезе в почвах угольных пластов в связи с общим, более морским характером всех отложений этой части формации. Вопрос этот может быть решен только при дальнейших исследованиях данных отложений в юго-западных районах Печорского бассейна, где породы сравнительно слабо изменены процессами глубинного эпигенеза.

Важно отметить, что при движении сверху вниз по разрезу в пределах описываемой части комплекса наблюдается возрастание степени совершенства структуры слюдистого минерала. В аргиллитах верхней части разреза (пакеты О, Р) распространена полиморфная модификация гидрослюда типа 1М, в нижней (пакет R) появляется слюда типа 2М₁, близкая к собственно мусковиту.

Ассоциация диоктаэдрическая слюда — хлорит является обязательной ассоциацией слоистых минералов, заменяющих первичное глинистое вещество, во всех породах полимиктового состава в зоне метатекстур (Коссовская, Шутов, 1963).

III. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше материалы показывают, что основной фон глинистого вещества в породах определенных формаций обуславливается в первую очередь общим характером обломочного материала и, в частности, составом тонкодисперсной взвеси, парагенетически связанной с обломочным костяком осадков.

Степень последующих преобразований первичной обломочной мути в соответствии с окружающими физико-химическими условиями разных фациальных обстановок зависит от ряда факторов.

Одним из важнейших факторов является степень устойчивости или приспособленности данного глинистого минерала к определенным физико-химическим условиям среды осадконакопления.

К наиболее неустойчивым минералам могут быть отнесены триоктаэдрические гидрослюды, испытывающие глубокие превращения как в континентальных, так и в морских условиях. Триоктаэдрические гидрослюды через ряд переходных сложных смешанно-слоистых фаз хлоритово-вермикулитоподобно-монтмориллонитового состава способны превращаться в близкие к мономинеральным образования: монтмориллонит — в лагунно-озерных обстановках, железистую диоктаэдрическую слюду — глауконит — в морских (Муравьев, 1962) и каолинит — в кислой среде торфяных болот.

Нестойкость триоктаэдрических слюд обуславливает их крайнюю редкость в составе тонкодисперсного материала осадочных пород, несмотря на то, что среди материнских кристаллических пород биотитовые слюды являются очень распространенными минералами. В чистом виде триоктаэдрические гидрослюды среди глин встречены не были; если они и присутствуют, то только в виде одного из компонентов смешанно-слоистых фаз с хлоритом и вермикулитом. Вероятно, большинство смешанно-слоистых хлоритово-вермикулитово-монтмориллонитовых образований и железистых диоктаэдрических гидрослюд, столь распространенных среди современных осадков и осадочных пород, является продуктами видоизменения триоктаэдрических слюд.

Мусковитовые диоктаэдрические гидрослюды в противоположность биотитовым являются одним из наиболее устойчивых минералов тонкодисперсных пород. Они хорошо сохраняются в морских, прибрежно-морских и различных континентальных обстановках. Неблагоприятными для сохранения диоктаэдрических слюд являются только условия интенсивного гумидного разложения, в частности торфяные болота, зарастающие водоемы и др. Детали стадийной структурной перестройки диоктаэдрических гидрослюд, превращения их в «деградированные» гидрослюды, смешанно-слоистые образования с монтмориллонитом (?) и далее переход в каолинит требуют дальнейших исследований.

Обломочный каолинит может также рассматриваться как довольно устойчивый минерал, причем по своему поведению в различных фациальных обстановках он «антагонистичен» диоктаэдрическим гидрослюдам. Очень большой интерес для выяснения истории каолинита в осадочном процессе могут дать материалы по изучению структурных особенностей минерала. Первые шаги в этом направлении уже сделаны М. Ф. Викуловой, Б. Б. Звягиным (1963) и Ю. П. Казанским (1963). Установлено, что в морских условиях каолинит существенно перерабатывается. Изменения каолинита выражаются в резком ухудшении его структуры вплоть до приближения к метагаллаузиту. Наряду с этим постоянно появляется другой компонент, описывавшийся ранее как монотермит или бейделлит и представляющий тонкодисперсную гидрослуду с большим или меньшим присутствием монтмориллонитовых слоев. Выяснение особенностей механизма перестройки структуры каолинита в монтмориллонитово-гидрослюдистую фазу требует дальнейшего исследования.

В условиях торфяных болот обломочный каолинит естественно не только прекрасно сохраняется, но, по-видимому, и «совершенствует» свою структуру. Кроме того, в этих условиях почти постоянно, в большем или меньшем количестве, формируется аутигенный каолинит. Важно отметить, что каолинит, образующийся по различным исходным минеральным компонентам, отличается разной степенью совершенства структуры. Каолинит в угленосных формациях Подмосковского бассейна и Вилюйской впадины, имеющий в первом случае частично обломочное происхождение и в обоих случаях развивающийся по слодам (диоктаэдрическим — в Подмосковном, триоктаэдрическим — в Вилюйском бассейне), отличается высокой степенью совершенства триклинной структуры, как бы «наследующей» уже готовый кристаллохимический мотив. Каолинит граувакковых толщ (Карагандинский и Печорский бассейны), образовавшийся, очевидно, синтетическим путем, отличается полной неупорядоченностью структуры по осям *a* и *b* и близок к галлаузиту.

Говорить об истории монтмориллонита и хлорита в осадочном процессе пока довольно трудно. Дело в том, что природа этих минералов, как уже говорилось выше, может быть очень различной: они могут быть обломочными, могут синтезироваться по вулканическому материалу (монтмориллонит, но, возможно, и хлорит?) и, наконец, что, вероятно, в осадочных породах бывает чаще всего, представляет продукты стадийных преобразований триоктаэдрических гидрослюд. В общем случае их можно считать довольно устойчивыми в морских и прибрежно-морских условиях и менее устойчивыми в обстановке торфяных болот. Однако выяснение истории хлоритов и монтмориллонитов в осадочных породах еще впереди и требует прежде всего тщательного накопления фактического материала как по типизации этих минералов, так и по выяснению, в каждом конкретном случае, истории их происхождения и характера «родоначального материала».

Таким образом, при изучении глинистых минералов всегда очень важно учитывать химическую активность среды накопления осадка и степень приспособленности данного минерала к условиям этой среды. Специфика преобразования глинистого вещества выступает гораздо ярче в «контрастных», резко кислых или щелочных условиях, чем в «нейтральных» фациях, мало отличающихся по своим физико-химическим параметрам. Наиболее контрастными фациями угленосных формаций, естественно, являются обстановки торфяных болот и собственно морские отложения.

Другим важнейшим фактором, определяющим степень приспособления глинистых минералов к фаціальным обстановкам, является скорость осадконакопления или длительность диагенеза, в течение которого обводненный осадок может приобрести большую или меньшую минеральную гомогенность, придя в равновесие с окружающей физико-химической средой.

Наибольшее разнообразие минерального состава глин и присутствие образований, близких к мономинеральным, находящихся в прямой зависимости от определенных фаціальных обстановок, наблюдаются в платформенных формациях Подмосковной синеклизы и Вилуйской впадины.

В условиях быстрого осадконакопления и соответственно короткого диагенеза в краевых прогибах и межгорных впадинах столь явственно-го приспособления тонкодисперсного вещества к различным обстановкам не наблюдается. Это особенно четко выступает на примере распространения различных типов глинистых пород в разрезах формаций Вилуйской впадины и Приверхоянского прогиба, характеризующихся первично одинаковым составом обломочной мути. В первом случае присутствуют разнообразные типы глин, в том числе мономинеральные монтмориллонитовые и каолинитовые глины, приуроченные к определенным фациям. Во втором случае присутствуют только многокомпонентные глины.

При быстром осадконакоплении воздействие окружающих условий на глинистые минералы четко проявляется только в составе подугольных глин, в появлении большего или меньшего количества каолинита (в изученных породах Карагандинского и Печорского бассейнов не более 30%).

В приведенной ниже таблице даны средние скорости накопления осадков каждой из рассмотренных формаций.

Средние скорости осадконакопления изученных угленосных формаций

Район и формация	Мощность, м	Возрасты, интервал	Скорость накопления в см за 1000 лет
Угленосная формация Подмосковья	до 200	C_1^{viz}	0,9—1,0
Угленосная формация Вилуйской впадины	500—600	} $Y_3 - Cr_1^{1+2}$ $C_1^{viz} - C_{1+2}$	3,0
Угленосная формация Приверхоянья	3500		15,0
Угленосная формация Караганды	около 4000		10,0
Угленосная формация Печорского бассейна	5000	$P_1^{kg} - P_2^{kz}$	17,0

При скорости осадконакопления 1—3 см в тысячу лет состав глин формации находится в определенном соответствии с фаціальными обстановками. Естественно, что ярче всего проявляется минералогическая специфика глинистых пород, приуроченных к наиболее контрастным фаціальным обстановкам. Фации промежуточного положения накладывают не столь четкий отпечаток на минералогический облик глин. Следует, однако, подчеркнуть, что значительное разнообразие сочетания различных смешанно-слоистых образований и широкий диапазон количественных соотношений наборов глинистых минералов, свойственных глинам угленосных формаций, являются залогом выявления и более тонких связей между минеральным составом глин и определенными фациями.

При скоростях терригенного осадконакопления около 10 см в тысячу лет и более мономинеральные глины не образуются и связь состава глинистых минералов с определенными фаціальными обстановками четко не проявляется, за исключением подугольных образований.

Можно считать, что данная зависимость между скоростью осадконакопления и отражением в составе глинистых минералов особенностей фаціальных обстановок распространяется не только на угленосные толщи, но и на любые терригенные формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. Сов. геология, № 12, 1963.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. Сангарит — новый минерал с упорядоченной смешанно-слоистой структурой. Докл. АН СССР, т. 151, № 4, 1963.
- Ерошев-Шак В. А. Каолиниты в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1961.
- Звягин Б. Б. Электронографические исследования бейделлитов и монотермитов. В сб. «Исследования и использования глин». Изд. Львовск. гос. ун-та, 1958.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы угленосных отложений юго-западной части Подмосковского бассейна. Сов. геология, № 46, 1955.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1963.
- Коссовская А. Г. О распределении каолиновых и монотермитовых глин в нижнекаменноугольных отложениях Подмосковского бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 24, № 1, 1949.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Зап. Верхояния. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 63, 1962.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О фациях регионального эпигенеза и метagenеза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
- Муравьев В. И. Эпигенетические изменения мезозойских отложений юго-востока Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1962.
- Петров В. П. Геологическое значение изменчивости и устойчивости глинистых минералов. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд. АН СССР, 1962.
- Ратеев М. А. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах. Материалы по геол. минерал. и исслед. глин в СССР. Изд. АН СССР, 1958.
- Тихомирова Е. С. К вопросу об условиях накопления отложений яснополянского подъяруса юго-западной части Подмосковского бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 33 (2), 1958.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1962.
- Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе. Acta Univ. Carolinae. Geol., Suppl. 1, 1961.
- Jonas E. C. a. Brown T. E. Three-component interstratifications. J. Sediment. Petrol., v. 29, 1962.
- Weaver C. E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. Clay and clay minerals. 1959.
- Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Clay and clay minerals. Proc. 6 Nat. Conf. on clay minerals. Pergamon Press, 1960.

УДК 549.905.2+549.905.1

О СООТНОШЕНИИ АЛЛОТИГЕННОГО И АУТИГЕННОГО ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ЛИТОГЕНЕЗА

М. А. РАТЕЕВ

В статье рассматривается соотношение глинистых минералов с солесностью бассейнов, климатической зональностью водосбора и распределение их в зависимости от перестройки структурно-тектонического плана областей сноса. Кроме того, рассмотрено влияние главнейших физико-географических факторов осадконакопления на формирование ассоциаций глинистых минералов по типам осадочного процесса.

1. ЗАДАЧИ, МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из наиболее актуальных вопросов в литологии глин является вопрос о том, отражает ли комплекс глинистых минералов нормальной осадочной породы гидрохимические условия времени осадконакопления или петрографию областей сноса, климатическую зону и тектонический режим водосборной площади, в которой располагается морской бассейн?

Одни исследователи считают, что глинистые минералы в главной своей части представляют собою новообразованный продукт физико-химического синтеза, возникший либо в ходе осадконакопления, либо в диагенезе, и, таким образом, должны отражать гидрохимию бассейна. Другие полагают, что комплекс глинистых минералов морских отложений зарождается еще на водосборе и испытывает лишь слабые изменения в морской среде и диагенезе либо не изменяется совсем.

Ответ на поставленный вопрос имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Поэтому не случайно, что проблема генезиса глин в последние годы является постоянным предметом дискуссий на совещаниях по глинам, особенно в Советском Союзе и США. Необходимо учитывать и то обстоятельство, недавно подчеркнутое Н. М. Стреховым, что в этом вопросе исключается общее решение, а задача сводится к тому, чтобы для каждого глинистого минерала найти условия, при которых аутигенное глинообразование имеет место, и при каких параметрах оно практически «запрещено». Исходя из такой установки, при подборе геологических объектов мы стремились исследовать морские бассейны различного гидрохимического режима и климатической принадлежности. Внутри морского бассейна мы считали важным дать количественные оценки минералов и вскрыть картину их пространственного размещения внутри водоема.

При таком подходе имелась возможность сопоставить размещение глинистых минералов с литолого-фациальными картами осадков, с терригенно-минералогическими провинциями, поступлением в бассейн глинистого материала с водосбора, геологическим строением побережий, а в современных бассейнах еще и с характером почвенного покрова и гидрохимией. Это дает возможность учесть не только влияние физико-

химической среды, но и других важнейших физико-географических факторов осадконакопления.

Объектами исследований в гумидной зоне являлись: 1) современные северные моря — Баренцево, Карское, Восточно-Сибирское и Чукотское (по единичным образцам); 2) Японское море и оз. Байкал из холодно-умеренной зоны; 3) Черное море из теплой субтропической зоны. Осадки гумидной тропической зоны исследовались по палеозойским морям Русской платформы — бобриковского горизонта нижнего карбона, старооскольского горизонта конца среднего девона и архединского и кикинского горизонтов кыновской свиты низов верхнего девона.

Из аридной зоны исследовалось современное Аральское море, а из древних морей — отложения верейского, каширского и верхнекарбонного бассейнов Русской платформы и частично Ферганского залива палеогена (в части генезиса Mg-силикатов).

В соответствии с поставленной задачей был применен комплекс методов: современная рентгенография (в том числе препараты с насыщением глицерином для определения монтмориллонита), прокаливание при 600° (и иногда обработка HCl), чтобы отличить каолинит от хлорита, обработка КОН для выяснения генетического типа монтмориллонита. Параметры элементарных ячеек и структурные разновидности каолинита и гидрослюд определялись электронографически Б. Б. Звягиным. Кроме того, широко использовались электронная микроскопия, дифференциальные термические анализы, химические силикатные анализы, массовые определения K_2O пламенной фотометрией и избыточного силикатного MgO . Количественная оценка минералов производилась путем сопоставления интенсивностей соответствующих базальных рефлексов исследованных образцов и искусственных смесей.

Следует подчеркнуть, что характер ассоциаций глинистых минералов и их генезис в бассейнах гумидной и аридной зон настолько различны, что удобнее рассмотреть их отдельно. Не имея возможности вдаваться в подробную характеристику всех изученных минералов, мы вынуждены ограничиться перечислением лишь важнейших фактов, установленных в ходе личного изучения большого числа водоемов, а также большой литературы по глинам вообще.

II. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В МОРСКИХ БАССЕЙНАХ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

1. Отсутствие корреляции глинистых минералов с гидрохимией бассейна

При изучении видового состава глинистых минералов водоемов различного гидрохимического режима выявляется прежде всего отсутствие какой-либо связи того или иного комплекса минералов с соленостью бассейна. В осадках современных и древних морских бассейнов присутствует каолинит — минерал типично континентального происхождения (табл. 1). Он отмечен в Черном (с соленостью 18—22‰), Средиземном (38—39‰) и Восточно-Сибирском морях (27—34‰). Он составляет до 15% глинистой фракции осадков Мексиканского залива (Pinsak, Murrey, 1960). Каолинит является главным минералом осадков тропической зоны Атлантического, Тихого и Индийского океанов, по данным В. А. Ерошева-Шака (1961) и З. Н. Горбуновой (1960, 1963). С другой стороны, такой, казалось бы, морской минерал, как монтмориллонит, для образования которого Р. Е. Грим (Grim, 1953), Г. Милло (Millot, 1949) и другие считают необходимым морской или засолоненный режим с обилием катионов, особенно магния, обна-

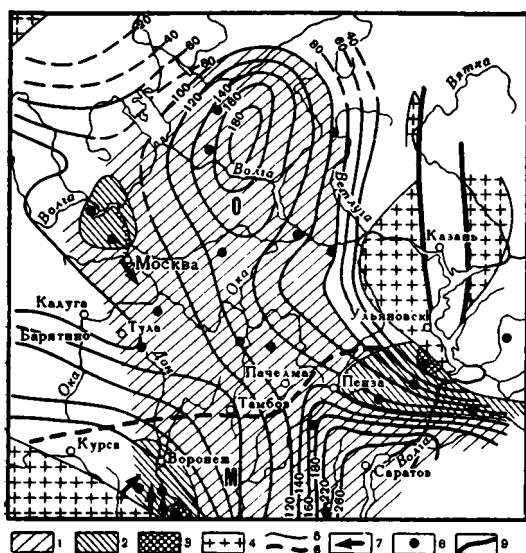
Таблица 1

Соотношение глинистых минералов с гидрохимией бассейна гумидной зоны

	Название бассейнов	Соленость в ‰ или гидрохимический режим по фауне	Минералы				
			гидро- слюды	монт- морил- лонит	каоли- нит	хлорит	верми- кулит
Современные бассейны	Озера	Пресноводный					
	Байкал		+	+		+	
	Моря						
	Баренцево		+			+	
	Восточно-Сибирское		+		+		
	Карское		+	+		+	
	Чукотское		+	+			+
	Японское		+	+		+	
	Черное		+	+	+	+	
	Средиземное		+	+	+		
	Залив Мексико (по Пинзак и др.)		+	+	+	+	
	Эстуарий р. Ньюс (по Гриффину и др.)		+	+	+		
	То же		+	+	+		
	» »		+	+	+		
	Океаны						
Бассейн геологического прошлого	(тропическая зона)	Пресноводный					
	Бобриковский бассейн C ₁ ^{2bbr}		+		+		
	Русской платформы						
	Моря тропической зоны						
	Русской платформы						
	Бобриковский бассейн C ₁ ^{2bbr}		+		+		
	Старооскольский бассейн D ₂						
	Днепровско-Донецкая впадина и северо-западная окраина Донбасса (юра, по Русько)		+		+		
	Тоарский бассейн		+	+	+		
	Ааленский »		+	+	+		
	Байосский »		+	+	+		
	Батский »		+	+	+		

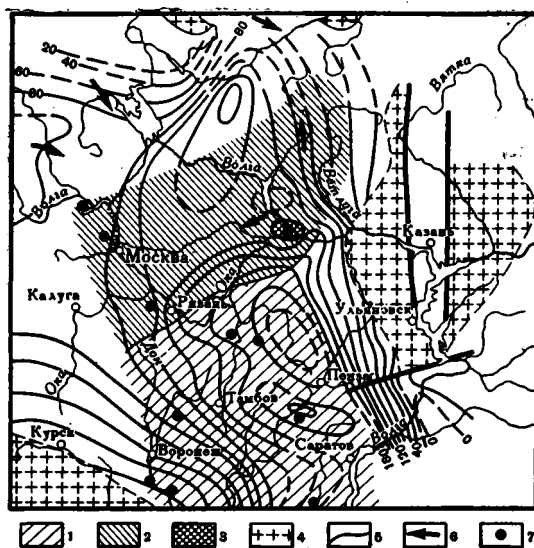
ружен нами в осадках пресноводного маломинерализованного озера Байкал.

Почти при одинаковой солености 27—34‰ монтмориллонит есть в Японском, Чукотском и Карском морях и отсутствует в Восточно-Сибирском и Баренцевом морях. Не менее яркая картина несоответствия гидрохимии бассейнов комплексу глинистых минералов обнаруживается в водоемах геологического прошлого. Так, например, для Русской платформы старооскольского бассейна каолинит наряду с гидрослюдой является породообразующим минералом в глинисто-карбонатных осадках с разнообразной морской фауной. Это же видно и на схеме разме-



Фиг. 1. Схема распределения каолинита в глинистых отложениях старооскольского горизонта D_2 (фракция $<0,001$ мм) центральных районов Русской платформы

1 — $<20\%$ каолинита; 2 — 40—60% каолинита; 3 — массивы кристаллических пород с реликтовой корой выветривания; $>80\%$ каолинита; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопахиты верхнеживетского подъяруса (g_{IV}^2); 6 — граница нормально-морской (М) и опресненной областей (О) осадконакопления; 7 — направление сноса; 8 — скважины, исследованные автором; 9 — разломы



Фиг. 2. Схема распределения каолинита в среднежювских (арчединских) глинистых отложениях D_3 (фракция $<0,001$ мм) центральных районов Русской платформы

1 — $<20\%$; 2 — от 40 до 60%; 3 — $>80\%$; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопахиты нижнежигровских слоев (Sc_1); 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные автором; 8 — граница нормально-морской зоны

щения каолинита в отложениях данного горизонта (фиг. 1). Здесь границы максимального и пониженного содержания каолинита совершенно не совпадают с границей между нормально-морской и опресненной зоной осадконакопления. Совершенно аналогичная картина отмечена в арчединском и кикинском бассейнах (фиг. 2).

Породообразующее значение каолинита отмечено Ю. А. Русько (1958) и для более молодых морских осадков юры северо-западной окраины Донбасса, где в тоарском, ааленском, байосском и батском ярусах он присутствует в сочетании с гидрослюдой и примесью монтмориллонита. То же обилие каолинита обнаруживается в глинисто-карбонатных юрских и меловых породах морской фации Парижского бассейна по данным Г. Милло (1949), как уже отмечалось автором (Ратеев, 1961).

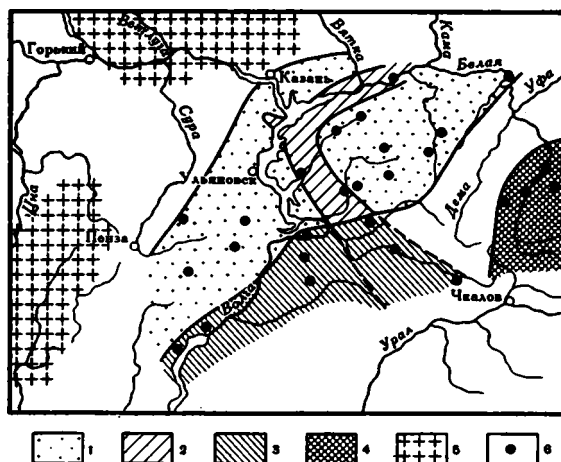
Наконец, аналогичные выводы о наличии значительных количеств каолинита и его сохранности можно сделать и в отношении морских глинистых пород и известняков Пенсильванского яруса Американской платформы по данным Р. Е. Грима, В. Ф. Брэдли, В. Уайта (Grim, Bradley, White, 1957) и Г. Д. Гласа (Glass, 1958), на что уже обращалось внимание автора (Ратеев, 1961).

Следует подчеркнуть, что устойчивость каолинита в морской воде в настоящее время получила основательное подтверждение и экспериментами американских ученых У. Г. Уайтхауса и Р. С. Мак-Картера (Whitehouse, McCarter, 1958). К

тому же французским ученым А. М. Оберлен и К. Чубарь (Oberlin, Tchoubar, 1957) удалось показать большую возможность превращений каолинита в пресноводной, нежели в морской среде.

2. Распределение глинистых минералов по площади бассейнов и их соотношение с фаціальными типами пород

Если при анализе распределения глинистых минералов внутри бассейна исходить из представления об их аутигенном образовании, то каждая фаціальная обстановка осадконакопления должна иметь специфический комплекс глинистых минералов. В действительности специфика состава глинистой фракции разных фаціальных типов морских и

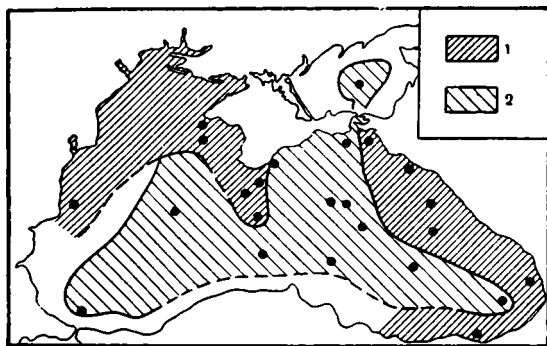


Фиг. 3. Схема распределения глинистых минералов в осадках различных фаціальных зон бобриковского горизонта C_1^{2bbg} Русской платформы

1 — осадки водосборного бассейна гумидных тропических равнин — каолинистые глины с малой примесью изометричной диоктаэдрической гидрослюда; 2 — осадки камско-кизельской впадины — каолинистые глины, иногда с более заметной примесью гидрослюда; 3 — чередование прибрежно-морских и лагунных осадков — гидрослюда диоктаэдрической, каолинит как породообразующий минерал; 4 — морские терригенно-карбонатные осадки — гидрослюда диоктаэдрической, единичные пластинки каолинита; 5 — области размыва; 6 — скважины, изученные автором

океанических осадков в гумидной зоне не обнаруживается. Так, в Черном море одна и та же гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация свойственна глубоководным глинам, известковистому илу и илам переходной зоны. В Японском море гидрослюдисто-монтмориллонитовый комплекс минералов типичен одновременно для глубоководных глин, кремнистых глин и алевроитовых илов. В Тихом океане, по З. Н. Горбуновой (1963), красные глубоководные глины в одних участках имеют гидрослюдисто-каолинитовый, в других гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. В Индийском океане одинаковый состав комплекса глинистых минералов имеют терригенные илы, известковистые осадки, красные глубоководные глины и фораминиферовые илы. Аналогичные данные получены В. А. Ерошевым-Шаком (1961) и для осадков Атлантического океана. Все эти факты объясняются тем, что распределение глинистых минералов по площади морских и океанических бассейнов находится под влиянием гидродинамики (рельефа дна, волнений и течений). Так, например, в бобриковском водоеме юго-

восточной окраины Русской платформы (фиг. 3) и в старооскольском бассейне Московской синеклизы (фиг. 1) при более крутом континентальном склоне каолинит осаждается в сравнительно узкой прибрежной полосе бассейна в непосредственной близости с гумидной тропической равниной, а гидрослюда относится в более отдаленную зону бассейна. В плоских, платформенных, более мелководных палеозойских морях среднекыновского (арчединского) и верхнекыновского возраста (фиг. 2) области, обогащенные каолинитом (осаждавшимся в зоне



Фиг. 4. Схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков Черного моря (фракция $<0,001$ мм)

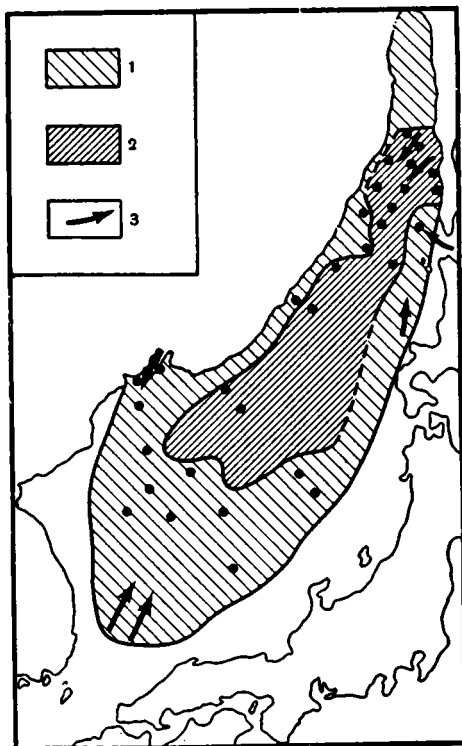
1 — деградирующие гидрослюды с монтмориллонитом;
2 — гидрослюды различных степеней деградации. Точками показаны местоположения станций

взмучивания), значительно расширяются. При этом отчетливо видны и признаки механической дифференциации его частиц. Так, статистические замеры величины кристаллов каолинита по электронным микрофотографиям, пространственное их распределение по рентгенографии показали, что в плоских платформенных морях в мелководной зоне взмучивания высаживается максимум каолинита с размером от $0,2-0,4$ мк во фракции тонкого пелита и более крупные частицы $1-10$ мк, слагающие крупнопелитовую фракцию. Из зоны взмучивания наряду с частицами гидрослюды выносятся лишь самые мелкие кристаллы каолинита со средним размером $<0,13$ мк. Такой механизм сортировки частиц по крупности и приводит к формированию зон различного содержания каолинита $40-60\%$ вблизи областей сноса и $<20\%$ (фиг. 2), а то и $<5\%$ в более удаленных зонах осадконакопления. Разделение частиц гидрослюды от монтмориллонита происходит, когда в бассейн вносятся оба эти минерала. Так, например, в Черном море в прибрежную зону взмучивания реками Чорохи и Риони вносятся гидрослюды и монтмориллонит. Затем при постоянных волнениях и турбулентном движении частицы монтмориллонита не фиксируются в прибрежной зоне взмучивания, а выносятся в более глубокие халистатические зоны (фиг. 4). На это указывает совпадение ширины зоны взмучивания с шириной полосы гидрослюдистой ассоциации. Это и понятно, ибо монтмориллонит имеет примерно в 10 раз меньше размеры частиц и на порядок меньшую скорость их осаждения (Whitehouse, Jeffry, Debrecht, 1960), что и способствует заносу его в самые отдаленные области седиментации. Совершенно аналогичная картина механической седиментации глинистых минералов наблюдается и в осадках Японского моря (фиг. 5). Монтмориллонит здесь не удерживается в прибрежной полосе, а уносится в халистазы. Поэтому прибрежные осадки имеют чисто гидрослюдистый состав.

Несколько по-иному распределяется монтмориллонит в глубоком грабенном бассейне озера Байкал. Он аккумулируется здесь в дельтовых осадках р. Селенги, но опять-таки в зоне максимума тонкопелитовой фракции. Таким образом, в условиях морской транспортировки каолинит осаждается в прибрежной зоне, гидрослюда относится несколько дальше и, наконец, монтмориллонит, сохраняя плавучесть, относится

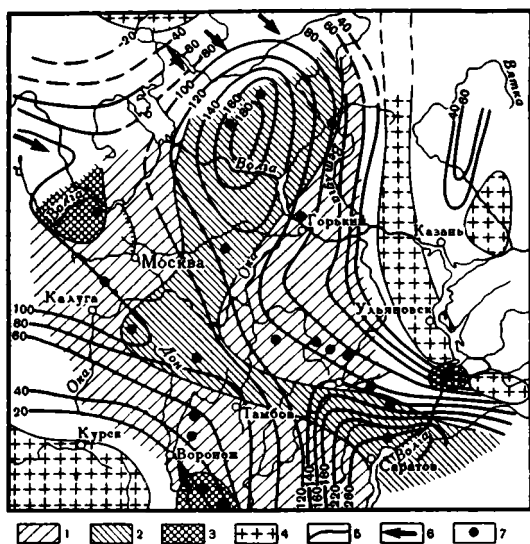
в самые отдаленные участки бассейна. Кроме того, распределение глинистых частиц зависит и от различий в адсорбции катионов морской воды глинистыми минералами. Каолинит согласно экспериментальным исследованиям Д. Керрол и Х. Старкей (Carrol, Starkey, 1960) охотнее адсорбирует катионы Ca^{2+} , что повышает слипаемость и агрегацию его частиц и усиливает коагуляцию в зоне контакта с морской водой или в самой прибрежной зоне. Монтмориллонит предпочтительнее адсорбирует ионы Na^+ , K^+ и частично Mg^{2+} , что должно способствовать его диспергации и не слишком понижать его плавучесть. Отмеченные черты распределения глинистых минералов имеют довольно универсальное значение. На формирование ассоциации глинистых минералов значительное влияние оказывают изменения и размеры бассейна и положения областей сноса, связанные с перестройкой структурно-тектонического плана области седиментации и водосбора. В котловинных морях в зависимости от крутизны континентального склона будет сужаться зона взмучивания и соответственно уменьшаться ширина распространения гидрослюистой или каолинитово-гидрослюистой зоны. В платформенных морях, наоборот, эта зона может расширяться на сотни километров. В таких бассейнах весьма резко сказывается смена расположения областей сноса. Это хорошо видно на палеозойских бассейнах Русской платформы. В бассейне старооскольского времени (фиг. 1) в момент наибольшей трансгрессии, судя по распределению граната (фиг. 6), турмалина, анатаза и других минералов, видимо, существовало сквозное меридиональное сообщение северной части Московской синеклизы с Прикаспийской низменностью. В северной части синеклизы, в районе Любима и Солигалича, по М. Ф. Филипповой (1958) и С. В. Тихомирову (М. А. Ратеев, С. В. Тихомиров, 1961) отлагались дельтовые слюистые песчаники. Разрыв этих пород и разнос меридиональным течением и обусловил распределение диоктаэдрической гидрослюды в виде меридиональных полос, подобных полосам граната, турмалина и анатаза. В этих условиях осадконакопления распространение каолинита было ограничено небольшими ареалами вокруг массивов кристаллических пород, которые поставляли каолинит из кор выветривания (фиг. 1).

В начале верхнего девона, в среднекыновское (арчединское) время (фиг. 2) в связи с перестройкой структурно-тектонического плана и регрессией бассейна в северо-западной части Московской синеклизы возникла обширная гумидная равнина, которая резко расширила здесь



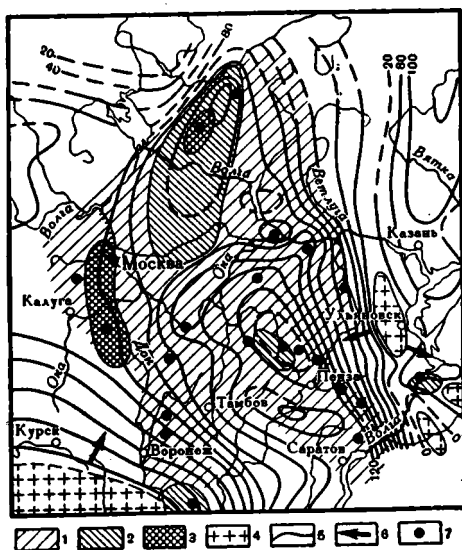
Фиг. 5. Схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков Японского моря (фракция $< 0,001 \text{ мм}$)

1 — гидрослюды типа деградированных иллитов; 2 — гидрослюды с монтмориллонитом; 3 — направление сноса глинистого материала. Точками показано местоположение станций



Фиг. 6. Схема распределения граната в верхнедевонских отложениях D_2 центральных районов Русской платформы

1 — до 0,7%; 2 — от 0,8 до 8%; 3 — >11%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакиты g_{iv2} ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные ВНИГНИ



Фиг. 7. Схема распределения граната в нижнедевонских отложениях D_3 центральных районов Русской платформы

1 — от 0,1 до 1,3%; 2 — от 1,5 до 2,7%; 3 — от 2,7 до 10,0%; 4 — кристаллические массивы; 5 — изопакиты Sc_1 ; 6 — направление сноса; 7 — скважины, исследованные ВНИГНИ

площадь каолинитового максимума (40—60%), а зона нормально-морского осадконакопления ушла за пределы Московской синеклизы. Одновременно массивы перестали поставлять каолинит, в силу чего исчезли окаймляющие их максимумы.

В кикинское время гумидная равнина продвинулась далеко на запад, вследствие чего исчез и максимум каолинита 40—60%, заменившись на <20%, а самая южная часть исследованного района оказалась наиболее удаленной от водосбора и обедненной каолинитом до 5%.

Подобная перестройка структурного плана довольно ярко отражена и в распределении терригенных минералов. Мы видим, что на картах граната (фиг. 7), турмалина и анатаза в верхнедевонское время меридиональный максимум сменился локальной концентрацией минералов в отдельных участках.

3. Климатическая зональность распределения глинистых минералов в морских и океанических осадках и связь ее с их зональностью в почвенном покрове водосборов

Если расположить все изученные нами современные и древние морские бассейны гумидной зоны по климатическим поясам, что мы можем сделать сейчас, опираясь на палеоклиматические карты Н. М. Страхова, то мы обнаружим примерно следующую зональность из-

менения комплекса глинистых минералов от экватора к полюсу (фиг. 8). В тропической гумидной зоне доминирует каолинит, частью галлуа-

зит и гидрослюда в варьирующих соотношениях. В этой зоне по большей части из набора минералов исчезает хлорит, а монтмориллонит низводится до случайной и необязательной примеси.

В субтропической зоне каолинит уменьшается, возрастает гидрослюда и появляется почвенный монтмориллонит как существенный компонент осадка. Примесь галлуазита спорадическая.

В холодной умеренно-влажной зоне исчезает каолинит или обнаруживается лишь в единичных спорадических кристаллах. В этой зоне господствуют деградированные гидрослюды и почвенный монтмориллонит. Малая примесь хлорита.

В арктической зоне господствуют гидрослюды, хлорит, иногда вермикулит. Исчезает почвенный монтмориллонит.

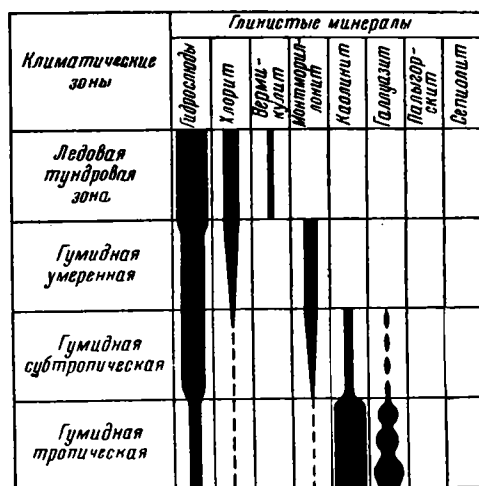
Описанная климатическая зональность размещения глинистых минералов в последние годы отчетливо выявлена в современных океанических донных осадках В. А. Ерошчевым-Шаком для Атлантического и З. Н. Горбуновой для Тихого и Индийского океанов. Особенно ярко выражена зональность каолинита. Этот минерал во всех трех бассейнах имеет максимум у экватора и исчезает или резко уменьшается к северу и югу от него, примерно у 30—40° северной и южной широты.

Резкость этой границы усиливается влиянием линий субтропических конвергенций. На карте ассоциаций глинистых минералов Тихого океана, опубликованной З. Н. Горбуновой (1963), в субтропиках также имеется зона совместного нахождения каолинита с монтмориллонитом; умеренно-влажная зона характеризуется господством гидрослюды, монтмориллонита и хлорита. Наконец, в ледовой арктической и субарктической зоне господствует гидрослюда, хлорит и отчасти вермикулит. Чрезвычайно важно, что эта климатическая зональность распределения глинистых минералов в современных морских и океанических осадках аналогична зональному их распределению в почвенном покрове. Так, тропическая гумидная зона латеритных и красноземных почв, по данным Н. И. Горбунова, (1963), Ц. С. Фокса (Vox, 1932), Е. С. Мора и Ф. А. Барена (Mohr, Baren, 1954) и других, как известно, обогащена каолинитом, отчасти галлуазитом и имеет примесь гидрослюды.

Субтропическая зона почвообразования, по данным Н. И. Горбунова (1963), Т. Судо (Sudo, 1959) и других, фиксируется одновременным присутствием гидрослюды, каолинита, хлорита и монтмориллонита.

Умеренно-влажная зона, по данным Н. И. Горбунова (1963), М. Л. Джексона (Jackson, 1959) и других, отличается усилением монтмориллонита и гидрослюды.

Арктическая зона тундровых почв, по данным П. А. Земятинского, Н. И. Горбунова (1963), В. Р. Шменка и М. Л. Джексона (Schmenk, Jackson, 1957) и других авторов, характеризуются господством гидрослюды (иллитов), хлорита и отчасти вермикулита.



Фиг. 8. Географическое распространение глинистых минералов в морских осадках гумидной зоны

Влияние климатической зональности на комплекс глинистых минералов ясно проявляется и в морях геологического прошлого. Нами была выполнена систематизация данных по минералогии морских глин с расположением их в палеоклиматических зонах Н. М. Страхова (1960). Оказалось, что гумидная тропическая зона морских отложений палеозоя Русской и Американской платформы и мезозоя Парижского бассейна отличается преимущественно гидрослюдисто-каолинитовым составом (Ратеев, 1961). Морские осадки собственно гумидной умеренной зоны мезозоя и частично кайнозоя Западно-Сибирской низменности характеризуются главным образом гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом при отсутствии каолинита или незначительной его примеси.

Морские осадки аридной зоны триаса Парижского бассейна и нижнемиссисипского яруса Американской платформы (Ратеев, 1961) отличаются гидрослюдистой или гидрослюдисто-хлоритовой ассоциацией глинистых минералов также преимущественно без каолинита.

Все это показывает, насколько велика зависимость глинистых минералов от климата водосборного бассейна. Эти данные показывают вместе с тем, что для бассейнов гумидной зоны нельзя искать разгадку закономерностей в формировании ассоциаций глинистых минералов морских бассейнов целиком внутри самих водоемов в их физико-химии, ибо ассоциации эти в значительной степени управляются климатом водосборного бассейна. Особенно четко это демонстрируется каолинитом. Он присутствует и обилен в тех водоемах, куда он мог поступать с водосборного бассейна, т. е. из гумидной тропической зоны, и практически отсутствует там, где на водосборе он не генерировался и не мог возникать, т. е. в осадках аридной или северной умеренно-влажной зоны. Здесь он как бы «запрещенный» минерал; а там, где он все же присутствует, он связан с переотложением из более древних гумидных отложений или с близостью границы гумидной тропической зоны. Но так как в истории Земли, по данным Н. М. Страхова (1960), аридная и северная умеренно-влажная зоны, не дававшие каолинита, имели наиболее обширное площадное распространение, то именно с этим, а не с диагенетической переработкой и связано преимущественное отсутствие каолинита в морских осадках. Таким образом, помимо доказательства климатической зональности глинистых минералов, эти факты опровергают выводы Р. Е. Грима (1953, 1958) об исчезновении каолинита в морских бассейнах в результате его диагенетической переработки.

4. Соответствие комплекса глинистых минералов речных взвесей комплексу глинистых минералов соответствующих морских осадков

Не менее важным подтверждением вывода о том, что глинистые минералы морских бассейнов гумидной зоны зарождаются еще на водосборном бассейне, является соответствие комплекса глинистых минералов речных взвесей и прилегающих морских осадков. Так, например, взвесь рек Чорохи и Риони, вносимая в северо-восточную часть Черного моря, содержит более 15% фракции тонкого пелита. В составе ее здесь присутствуют гидрослюда, монтмориллонит, примесь хлорита и каолинита. Тем же самым набором минералов складывается и глинистая фракция донных осадков области осадконакопления. Здесь мы находим гидрослуду, монтмориллонит, примесь хлорита и каолинита в тех же количественных соотношениях. Как речные, так и морские гидрослюды имеют одинаковый диоктаэдрический структурный тип кристаллической решетки. В обоих случаях они обнаруживают признаки выщела-

чивания (деградации), сопровождающейся повышенной гидратацией (табл. 2), пониженным содержанием K_2O (резкими его вариациями без всяких следов нивелировки) и резко пониженным показателем преломления (до 1,552). Этот тип гидрослюд вначале был выделен в современных осадках Гримом (Grim, 1953). В последнее время он был охарактеризован рентгенографически Х. В. Ван дер Марелом (Van der Magel, 1961) и в глинистой фракции почв. Монтмориллонит в морских и речных осадках обнаруживает набухание от глицерина до 17,8 κX и сжатие решетки после обработки КОН до 10 κX . Это указывает, по Уиверу, на образование по слоистым силикатам (скорее мусковитового ряда) и на отсутствие регенерации или перехода в гидрослюду от адсорбции калия при солености 23‰, максимальной для Черного моря.

Идентичность комплекса минералов взвесей рек Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи с комплексом глинистых минералов морских осадков установлена нами и для самого начального этапа аридного литогенеза Аральского моря. Взвеси Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи состоят из гидрослюды, монтмориллонита, хлорита, каолинита и палыгорскита, и совершенно тот же комплекс с тем же соотношением свойствен илам Аральского моря. При этом как в речных взвешах, так и в морских илах гидрослюды сохраняют диоктаэдрический тип структуры, а монтмориллонит в обоих случаях образован по слоистым силикатам.

5. Отсутствие диагенетических изменений глинистых минералов в современных осадках по колонкам глубиной до 10 м

Неизменность глинистых минералов верхнего слоя современных морских осадков обычно объясняют малой продолжительностью современной геологической эпохи. Но имеются данные и по более глубоким слоям морских осадков, изученным по вертикальным колонкам, которые также не обнаруживают соответствующих изменений.

Так, Грим и Джонс (Grim, Johns, 1955) не обнаружили изменений комплекса глинистых минералов в осадках дельты Миссисипи по колонкам длиной до 3 м. Г. Ю. Бутузова (1960) детально исследовала глинистые минералы в колонке осадков глубиной до 10 м из северо-восточной части Черного моря, отвечающих возрасту 10—12 тысяч лет. Ею были обнаружены слабые признаки дальнейшей деградации гидрослюды или усиления их монтмориллонитизации с глубиной. Незменность глинистых минералов в диагенезе была отмечена нами по скважине Аляты-море при переходе от жидких современных илов к глинам бакинского яруса.

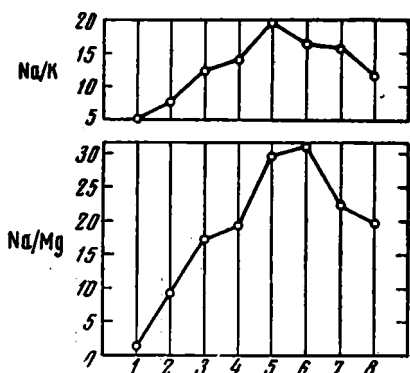
Х. Х. Мюррей и А. С. Сайаб (Murrey, Sayyab, 1955) исследовали осадки Атлантического океана против побережья Северной Каролины в колонке до 10 м, отвечающей возрастному интервалу порядка 2 млн

Таблица 2
Химический состав фракции $<0,001$ м.м. речных взвесей и морских осадков Черного моря

Компоненты	Черное море			
	водосборный бассейн взвеси		область осадконакопления, морские осадки	
	р. Риони	р. Чорохи	Скворцов, ст. 88	Снежинский, ст. 134
SiO_2	45,07	43,07	45,38	46,38
TiO_2	0,63	0,89	0,93	0,71
Al_2O_3	20,00	20,66	20,92	21,94
Fe_2O_3	8,67	7,90	5,49	4,44
FeO	0,31	2,67	2,13	0,74
CaO	3,26	1,06	0,26	0,11
MgO	5,06	5,02	4,29	1,47
K_2O	2,66	2,84	3,32	3,51
Na_2O	1,10	0,97	0,26	0,99
H_2O^+	7,21	7,51	7,74	7,99
H_2O^-	5,86	6,67	6,39	5,65
$C_{орг.}$	0,17	0,74	2,89	5,67
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

лет, и не обнаружили каких-либо следов изменения комплекса глинистых минералов, за исключением возрастания степени кристалличности с глубиной.

Необходимо отметить и несостоятельность доводов В. Д. Джонса и Р. Е. Грима (Johns, Grim, 1958) в пользу диагенетических изменений почвенного монтмориллонита в иллит в поверхностном слое осадков дельты р. Миссисипи и Мексиканского залива, базирующихся на



Фиг. 9. Изменение коэффициентов Na/K и Na/Mg в поровых водах различных фациальных зон дельты Миссисипи (по Джонсу и Гриму)

1 — 2 — речные осадки, 3 — 4 — внутренние распределительные протоки, 5 — платформенная часть дельты, 6 — склон дельты, 7 — вход в открытую лагуну, 8 — открытый шельф современной дельты

изменении поровых вод. Грим и Джонс относят возрастание отношения Na/K в поровых водах при переходе от пресноводных фаций до контакта с морской средой за счет расхода калия на аутигенную генерацию иллита (фиг. 9). В действительности содержание K^+ в иловых водах, как показала З. В. Пушкина (1963), для зоны диагенеза Западного Каспия остается более или менее постоянным. Соотношение же Na/K возрастает в поровых водах осадка (до контакта с морской средой) не за счет убывания калия, якобы пошедшего на генерацию аутигенного иллита, а за счет возрастания Na^+ параллельно росту солености. В морской среде Na^+ входит в поглощенный комплекс илов, а его извлечению оттуда препятствует действие электролитов морской воды. Таким образом, картина измене-

ния поровых вод, выявленная Гримом и Джонсом, связана лишь с катионным обменом, а не с перестройкой кристаллических решеток глинистых минералов. А. П. Пинзак и Х. Х. Мюррей (1960), основываясь на общности распределения в осадках Мексиканского залива монтмориллонита и смешанно-слоистого минерала (типа иллита — монтмориллонит), высказали предположение о переходе в диагенезе монтмориллонита в смешанно-слоистый минерал. Однако карты, построенные нами по градициям, не обнаружили такой связи в их размещении по площади залива, что делает бездоказательным и этот вывод авторов.

Наконец, переход монтмориллонита в иллит и хлорит, установленный экспериментально У. Г. Уайтхаузом и Р. С. Мак-Картером (Whitehouse, McCarter, 1958) при воздействии искусственной морской воды, в условиях природных морских бассейнов затрудняется предпочтительной адсорбцией монтмориллонитом органического вещества. В противном случае мы должны были бы допустить полное исчезновение монтмориллонита в морских осадках, чего, как известно, не наблюдается.

6. Резкие различия абсолютного возраста океанических донных осадков и температурные несоответствия полиморфных модификаций условиям осадконакопления

Не менее интересные данные, указывающие на генезис глинистых минералов в осадках современных океанов, получены в последние годы А. Я. Крыловым, А. П. Лисицыным и Ю. И. Силиным (1961) посредством определений абсолютного возраста этих минералов Ag — K-методом. Так, у восточной части Антарктиды установлен одинаковый воз-

раст гидрослюд береговых наносов и соседних океанических осадков, образовавшихся за счет их размыва; в том и другом случае он оказался в пределах 500—700 млн лет. Гидрослюдистые компоненты илов Тихоокеанского побережья Западной Антарктиды имеют более молодой возраст порядка 200—300 млн лет. Здесь и берега сложены также более молодыми породами. Еще более интересны резкие колебания абсолютного возраста осадков по гидрослюдам с различных участков Индийского океана. Вблизи восточных берегов Африки илы имеют древний возраст 560—680 млн лет, согласующийся с широким развитием пород докембрия на Африканском материке. Илы Бенгальского залива имеют молодой возраст — 140—255 млн лет, что обусловлено (по Лисицыну) выносом взвешенного материала Гангом из более молодых тектонических районов. Наконец, современный возраст илов, развитых у островов Херд и Кергелен, обусловлен обилием в осадках современного вулканогенного материала и отчасти глауконита. Таким образом, вместо одинакового абсолютного возраста поверхностного слоя илов в пределах всей акватории Индийского океана, чего следовало бы ожидать в случае аутигенного генезиса глинистых осадков, авторы неожиданно получили различный возраст осадков, отвечающий на том или ином участке дна возрасту пород областей сноса.

Аллотигенность глинистых минералов морских бассейнов гумидной зоны подтверждается и данными Х. С. Йодера и Х. П. Югстера (Yoder, Eugster, 1955), полученными при изучении полиморфных модификаций гидрослюд и хлоритов. Данные этих исследователей, а также Ч. И. Уивера (Weaver, 1958) и, наконец, В. А. Дрица по нашим образцам илов Черного моря показали, что гидрослюды морских илов гумидной зоны представлены обычно высокотемпературной полиморфной разностью $2M_1$ и редко относятся к глауконитоподобному структурному типу $1M$ или $1Md$.

Аналогичное положение устанавливается и для хлоритов. Уивер указывает, что все глинистые минералы, преобразующиеся в хлорит, являются диоктаэдрическими высокоглиноземистыми минералами. В то же время хлорит современных осадков, по данным Уивера и нашим исследованиям, обычно представлен триоктаэдрическими разностями магнезиально-железистого типа, источник которых обычно связывают с переотложением продуктов разрушения магматических и метаморфических пород.

Таким образом, в морях гумидной зоны отсутствие связи глинистых минералов с гидрохимией бассейна и фаціальными типами пород, неизменность их комплекса на водосборе и в зоне осадконакопления, географическое распространение и климатическая зональность и другие изложенные здесь факты могут быть объяснены удовлетворительно только с точки зрения аллотигенного генезиса данных минералов.

В гумидном климатическом поясе при обилии атмосферных осадков и вариации температурного режима зона выветривания и почвообразования является весьма благоприятной обстановкой для образования не только отдельных минеральных видов из группы слоистых силикатов, но и смешанно-слоистых структур. Так, Р. Е. Грим и В. Ф. Брэдли (Grim, Bradley, 1955) указывают на большую возможность возникновения смешанно-слоистых структур в процессе деградации минералов (т. е. на водосборе), чем в зоне диагенеза. С этим согласуются довольно частые находки смешанно-слоистых образований в почвах (Veniale, Van der Marel, 1963).

Данные по осадкам русел и эстуарий Рэпэхэннок (Виргиния) (Nel-

son, 1960) и р. Ньюс (Северная Каролина) (Brown et al., 1954, Griffin et al., 1955) и наши анализы взвесей по всему руслу р. Сыр-Дарьи показывают, что комплекс глинистых минералов не испытывает существенных изменений в путях переноса как в наборе минералов, так и в кристаллической структуре главнейших компонентов. Обычно речь идет лишь о некоторых количественных вариациях, которые могут быть вызваны механической дифференциацией частиц в связи с изгибом реки или эстуария или различным петрографическим составом пород, которые размывает русло потока. В зоне осадконакопления внутри гумидных бассейнов ассоциации глинистых минералов или минералогические типы глин формируются практически из тех же минералов, которые приносятся с водосборных площадей. Отдельные минеральные компоненты сочетаются в комплексы или ассоциации в зависимости от размеров бассейна, рельефа дна, особенностей его гидродинамики и свойств самих минералов: размеров частиц, величины фактора сопротивления пептизации ($P_{гс}^f$) и различий в адсорбции катионов морской воды. В сравнительно небольших по размерам водоемах ведущим фактором в пространственной локализации глинистых минералов являются волнения и турбулентные движения в зоне взмучивания. В более крупных бассейнах типа современных океанов более значительную роль в распределении глинистых минералов по дну водоема играют течения. Из числа аутигенных процессов в морях гумидной зоны указывались следующие: 1) реакции катионного обмена; 2) образование монтмориллонита по пирокластам основного состава; 3) слабая регенерация в иловых водах деградированных гидрослюдов; 4) образование аутигенных глауконитоподобных гидрослюдов в локальных физико-химических условиях; 5) частичный переход почвенного монтмориллонита в хлорит и гидрослюду (иллит) при соленостях, близких к солености мирового океана, и минимальных скоростях осадконакопления (близких к океаническим); 6) появление у гидрослюдов разбухающих пакетов (монтмориллонитизация); 7) адсорбция монтмориллонитом органического вещества с образованием органо-минеральных комплексов, способствующих его консервации в осадках. Однако большинство из этих процессов требует более убедительных доказательств их реального развития в обстановке природных водоемов, уточнения физико-химических условий и направленности минералообразования. Что касается интенсивности их течения, то существующие данные говорят об их слабом и очень слабом развитии.

III. ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В МОРСКИХ БАСЕЙНАХ АРИДНОЙ ЗОНЫ

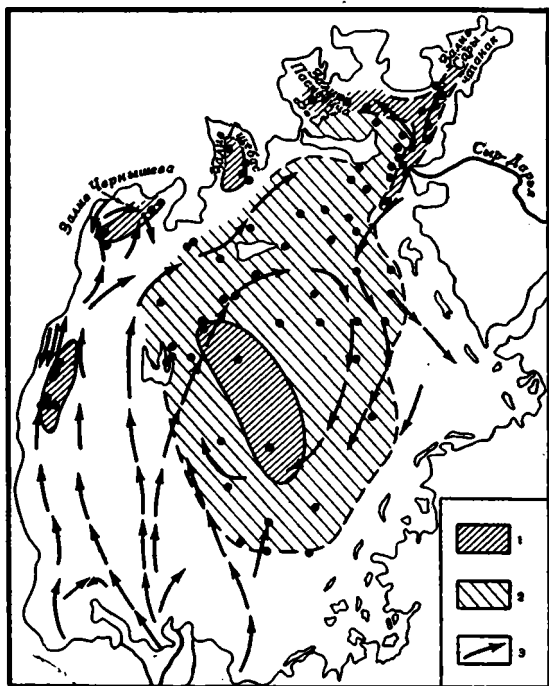
Комплекс глинистых минералов морских бассейнов аридной зоны обычно более разнообразен. В нем появляются магнезиальные силикаты типа палыгорскита и сепиолита, может усиливаться количественная роль монтмориллонита и хлорита, ослабляется степень выщелоченности (деградации) гидрослюдов и т. п.

Иначе обстоит дело в морях аридной зоны и с аутигенным глинообразованием. В них, как увидим, оно развито значительно ярче. При этом следует подчеркнуть, что оживление аутигенеза глин в бассейнах аридной зоны связано, с одной стороны, в значительной степени со слабостью выветривания гидрослюдов на водосборе, при котором сохраняются триоктаэдрические слюды, изменяющиеся лишь в области осадконакопления. С другой стороны, на водосборах аридных областей резко увеличивается мобилизация магния и кремнезема.

1. Генезис глинистых минералов в Аральском море

Аральское море представляет собою замкнутый, бессточный водоем, что облегчает изучение картины распределения в нем взвешенного глинистого материала, поступающего из рек Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи. Аральское море интересно своей принадлежностью к начальному этапу аридного литогенеза с характерной терригенно-известковой седиментацией и отсутствием доломитообразования. Соленость его вод равна 9—10‰, а общая карбонатность осадков, по Н. Г. Бродской, достигает 25—30% CaCO_3 . Реками Сыр-Дарьей и Аму-Дарьей в Аральское море вносится большое количество глинистой взвеси, в составе которой тонкопелитовая фракция составляет более 10% (Виталь, Ратеев, 1959). Глинистые минералы водосборного бассейна во взвесах р. Сыр-Дарьи у Ленинабада, Туркестана, Яны-Кургана, Кызыл-Орды и Казалинска и р. Аму-Дарьи у г. Чарджоу представлены диоктаэдрической гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом, палыгорскитом и каолинитом. Гидрослюды диоктаэдрические, с довольно высоким содержанием K_2O , которое варьирует в них от 5,6 до 6,2%. Монтмориллонит составляет тонкодисперсную часть взвеси и обнаруживается по диффузным ре-

флексам 14,2—15 kX , сдвигающимся к 17,8 kX после насыщения глицерином. По реакциям с КОН он относится к разновидности, образующейся по слоистым силикатам. Рентгенография, термический и химический анализы фракции $<0,001$ мм речных взвесей указывают лишь на небольшие количественные вариации примесей каолинита, хлорита, палыгорскита и частично монтмориллонита. Но главный компонент — гидрослюда и ее кристаллическая диоктаэдрическая структура остаются в сущности совершенно неизменными в путях переноса, т. е. во взвесах, собранных по всему руслу Сыр-Дарьи от верховьев реки у Ферганской долины до Аральского моря. Гидрослюдистая в основном ассоциация глинистых минералов с небольшой примесью монтмориллонита, хлорита, палыгорскита и каолинита сочетается здесь с полимиктовым составом терригенных минералов донных осадков. Сравнительно маловыщелоченный характер гидрослюды речных взвесей, отличающихся несколько повышенным содержанием K_2O , является здесь, по-видимому, признаком влияния начального этапа аридного литогенеза с его ослаб-



Фиг. 10. Схема распределения глинистых минералов в верхнем слое донных осадков Аральского моря (фракция $<0,001$ мм)

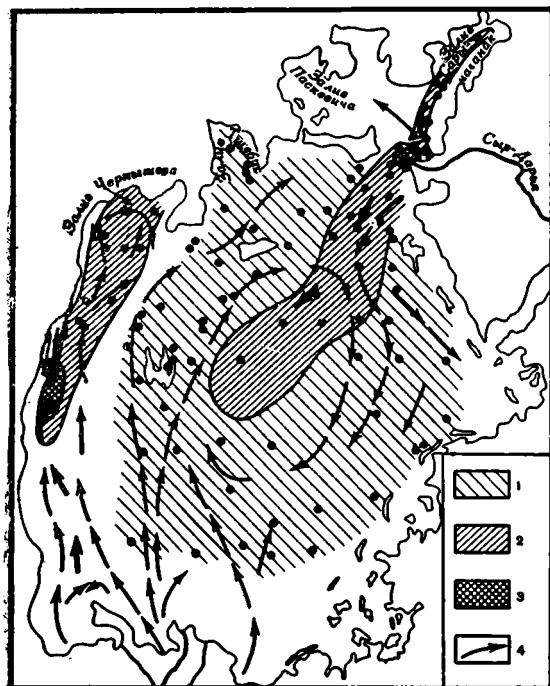
1 — гидрослюды и монтмориллонит, 2 — гидрослюды, 3 — направление течений

ленным химическим разложением минералов на водосборных площадях. Следствием того же процесса является и активизация магния в почвенном покрове аридной зоны, с чем связано здесь и возникновение палыгорскита в пустынных почвах типа солончаков и такыров; при размыве их палыгорскит поступает в речные воды. Сохранность палыгорскита в путях переноса неудивительна, если вспомнить о переносе во взвесах более растворимого минерала — тонкодисперсного кальцита,

который, по данным Н. М. Страхова (1962) и Н. Г. Бродской (1952), составляет до 25—30% речных взвесей аридной зоны.

Ассоциация глинистых минералов илов Аральского моря имеет совершенно тот же состав, что и во взвесах: диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, палыгорскит и каолинит в совершенно аналогичных количественных соотношениях. Распределение глинистых минералов по дну Аральского моря таково, что максимум гидрослюд наблюдается в прибрежных зонах и на мелководье в зоне взмучивания на обширном пространстве морского дна от устья Сыр-Дарьи на севере до о-ва Толмачева на юго-востоке и до гряды о-вов Возрождения, Беллинсгаузена и Лазарева на западе (фиг. 10). Монтмориллонит, наоборот, дает четкий максимум в центральной, наиболее удаленной от берегов зоны, в небольшой халистазе у западного побережья и в осадках северных заливов. Кроме того, монтмориллонит улавливается в осадках дельтовой зоны Сыр-Дарьи, питающей тонким глинистым материалом заливы Сары-Чеганак и Паскевича. Четкость картины тяготения монтмориллонита к халистазам и наиболее тонким осадкам усиливается здесь мелководностью моря и малым количеством монтмориллонита, частицы которого могут здесь неоднократно взмучиваться, и не агрегируясь, целиком заноситься в халистатические зоны.

Магнезиальный силикат типа палыгорскита дает еще более характерное распределение по площади моря, зависящее целиком от гидродинамического режима (фиг. 11). Его повышенные концентрации дают как бы три струи, или полосы. Первая начинается от самого устья Сыр-Дарьи и протягивается в центральную часть моря, включая здесь всю халистатическую зону. Второй максимум палыгорскита наблюдается в халистатической зоне западного побережья. Наконец, третья малая полоса протягивается от устья Сыр-Дарьи в залив Сары-Чеганак. В заливах Тше-Бас и Паскевича, как и на остальной площади моря,



Фиг. 11. Схема распределения палыгорскита в верхнем слое донных осадков Аральского моря (фракция $<0,001$ мм)

1 — минимальное содержание, 2 — среднее содержание, 3 — максимальное содержание, 4 — направление сноса

содержание палыгорскита незначительно. В распределении каолинита отмечается более заметная его приуроченность к осадкам дельт Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи (особенно во фракции крупного пелита), хотя под электронным микроскопом отдельные его гексагоны хорошо заметны и в пробах типичных морских илов.

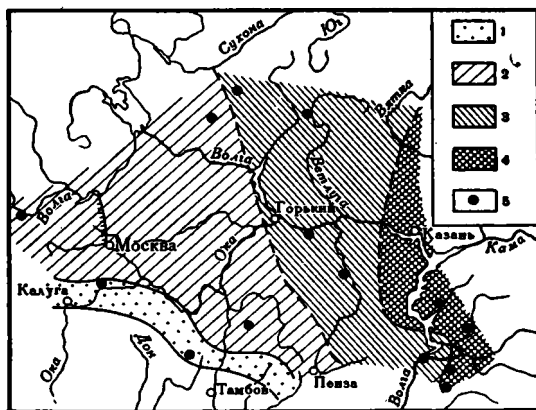
Одинаковый структурный тип гидрослюда в речных взвесах и морских илах, почвенная генетическая природа монтмориллонита, связь последнего с распределением пелитовой фракции, а не с фациальными типами пород, отсутствие связи в распределении палыгорскита с общей карбонатностью осадков приводят лишь к одному выводу об аллотигенном происхождении глинистых минералов морских илов. Такой генезис здесь вполне закономерен, если учесть бессточность данного водоема и питание его двумя громадными реками с обилием в них глинистой взвеси в течение большей части года.

Решающая роль механической дифференциации в распределении по дну водоема не только терригенных, но даже глинистых, а частью и карбонатных минералов в данном случае весьма закономерна, поскольку, согласно Н. М. Страхову, на начальном этапе аридного литогенеза еще сохраняется, как и в гумидной зоне, значительное влияние этого процесса на всю картину осадконакопления в целом.

2. Черты аутигенного глинообразования в верейском бассейне Русской платформы

В морских бассейнах аридных зон, отличавшихся нормально-морской соленостью и обильным поступлением в область осадконакопления триоктаэдрических слюд, глинистый аутигенез развит довольно ярко. Это можно видеть, на примере верейского бассейна Русской платформы. Осадконакопление здесь проходило на фоне некоторого оживления тектонического режима Русской платформы, что и обусловило обильный принос биотитовых слюд. Об этом свидетельствует обилие слюдистых алевролитов и глин среди осадков юго-западной континентальной дельтовой зоны водосбора. Зона седиментации отличалась чередованием нормально-морского и засоленного режимов и заметной гидродинамической активностью, судя по значительному приносу терригенного материала и пестроте типов осадков.

В этих условиях формирование ассоциаций глинистых минералов и их распределение складывались следующим образом. На юго-западе протягивалась узкая полоса континентальных дельтовых и прибрежно-морских осадков гидрослюдисто-каолининового состава, связанных с раз-



Фиг. 12. Схема распределения глинистых минералов в отложениях верейской C_2^u терригенно-карбонатной формации Русской платформы (начальный этап аридного литогенеза)

1 — диоктаэдрическая аллотигенная гидрослюда и каолинит; 2 — монтмориллонит с примесью диоктаэдрической гидрослюда типа гидромусковита; 3 — гидрослюда и монтмориллонит; 4 — диоктаэдрическая аутигенная гидрослюда глауконитоподобного типа; примесь хлорита и монтмориллонита в карбонатных прослоях и каолинита в алевритово-глинистых; 5 — скважины, исследованные автором

мывом каолиновых палеозойских пород и элювия Воронежского массива (фиг. 12). В центральной части Московской синеклизы (в треугольнике Москва — Любим — Зубова Поляна), где преобладают осадки прибрежно-морских и засоленных фаций (Елина, 1959), глинистая фракция складывается монтмориллонитом и гидрослюдой типа гидромусковита. Монтмориллонит образован по слоистым силикатам мусковитового ряда с контракцией до 10 kX . Его поступление мы связываем с размытием пород бирючевской свиты, породы которой, имеющие по данным И. В. Хворовой (1953), аридный облик, служили отчасти источником формирования прибрежно-морских отложений на этом участке верейского бассейна. Наконец, в Куйбышевском Поволжье (скважины Боровка, Раковка, Мелекесс и др.) в зоне нормального морского режима, представленной органогенными известняками (с фауной фораминифер, брахиопод, остракод и водорослей), чередующимися с алевритами и песчаниками, появляется диоктаэдрическая гидрослюда глауконитоподобного структурного типа (по определениям В. А. Дрица и Б. Б. Звягина). Она может целиком слагать глинистую фракцию, но чаще присутствует в сочетании с монтмориллонитом и хлоритом. Глауконитоподобная гидрослюда обволакивает песчинки или цементирует их, являясь здесь аутигенной, что подтверждается и совершенством ее структуры, отличающим, по Б. Б. Звягину, синтетические минералы, в которых нет выщелачивания элементов. Она имеет удлиненную форму частиц под электронным микроскопом и кривую нагревания, близкую к глауконитовой, но отличается от глауконита более высоким содержанием $K_2O > 8\%$ и, наоборот, пониженным процентом окисного железа порядка 6—8%. Образование аутигенной гидрослюды и отчасти хлорита обязано здесь диагенетической переработке тонкодисперсной малоустойчивой триоктаэдрической гидрослюды. Это направление диагенетических изменений гидрослюд в глауконитоподобную гидрослуду согласуется с данными В. И. Муравьева (Коссовская и др., 1963) и других исследователей по изменению биотита в морских условиях.

Наиболее интенсивное аутигенное минералообразование приурочено здесь к прослоям нормально-морских известковистых осадков, обогащенных алевритовым материалом. Поэтому можно было бы полагать, что аутигенные минералы кристаллизуются здесь из поровых вод в эпигенезе. Однако при микроскопических исследованиях не было встречено случаев замещения твердых кристаллов, что указывает на переработку биотита в среде жидких илов в диагенезе. Кроме того, можно полагать, что при такой легкости разрушения, как у триоктаэдрических (биотитовых) слюд, слагающих глинистую фракцию, происходит как бы смыкание процессов диагенетического и эпигенетического изменения минералов. Такой вывод согласуется с указанием А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956) о полистадийности изменения триоктаэдрических слюд.

3. Генезис магнезиальных силикатов в каширском и верхнекарбонатном бассейне Русской платформы

В последующий этап аридного литогенеза в Каширском бассейне Русской платформы с господством карбоната накопления, уменьшением поступления терригенного материала (в том числе и биотита) и вялым тектоническим режимом аутигенное глинообразование принимает другое направление. Вместо глауконитоподобных гидрослюд и хлоритов, при малом содержании железа в воде и иловых водах бас-

сейна появляется частично аутигенная генерация магнезиальных силикатов типа палыгорскита и сепиолита.

Палыгорскиты, как известно, — алюмосиликаты магния и содержат в типичном случае около 12% Al_2O_3 и около 8% MgO . Рентгенограммы палыгорскитов характеризуются базальным рефлексом 10,5 кХ. Палыгорскит диагностируется по типичным для него эндотермическим эффектам 280 и 475—490° (последний эффект примерно на 50—100° ниже соответствующего эффекта других глинистых минералов).

По данным электронографии Б. Б. Звягина, палыгорскит из Кораблино обр. 237 имел следующие параметры элементарной ячейки: $a = 5,22$; $b = 17,9$; $c = 12,5$ кХ.

Сепиолиты — скорее гидросиликаты магния, обычно с небольшим содержанием Al_2O_3 от 0,2 до 2—3% и с высоким процентом MgO — 18—26%. Типичные сепиолиты имеют очень интенсивный и широкий рефлекс 12 кХ, а иногда и отражение 11,3 кХ. Типичным признаком сепиолита по дифференциальному термическому анализу является резкий экзотермический пик в интервале 820—890°. Сепиолит из Ульяновской скважины обр. 618 отличался следующими параметрами элементарной ячейки: $a = 5,24$; $b = 26,95$; $c = 13,3$ кХ. По имеющемуся материалу мы не находим пока между осадочными пластовыми сепиолитами и палыгорскитами переходных членов или изоморфных замещений. Так, например, расположение фигуративных точек химического состава палыгорскитов и сепиолитов на диаграмме Д. П. Сердюченко (1955) с параметрами $\text{RO} : \text{SiO}_2$ и $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ показало очень резкое обособление этих минералов осадочного генезиса друг от друга (Ратеев, 1963). Нельзя не учитывать и результатов структурных исследований Б. Наги и В. Ф. Брэдли (Nagy, Bradley, 1955) и А. Прейзингера (Preisinger, 1956), показавших отличия структуры сепиолитов от палыгорскита. Тот же контраст наблюдается не только в структурно-минералогических свойствах данных минералов, но и в литологическом облике, в тяготении к определенным петрографическим типам пород, в составе сопутствующих карбонатов, условиях залегания и, наконец, в самом их генезисе.

Изучение распределения палыгорскитов в каширском бассейне по петрографическим типам пород довольно отчетливо показало (Ратеев, 1963) тяготение их главным образом к терригенно-карбонатным отложениям; известковистым и реже доломитовым глинам и мергелям, нередко с заметной долей терригенных или глинистых минералов (особенно монтмориллонита). Палыгорскиты редко слагают целиком всю породу, являясь обычно лишь примесью в глинистой фракции, сильно варьирующей в количественном отношении. В составе карбонатов, сопровождающих палыгорскит в мергелях и известковистых глинах, не наблюдается определенной привязанности его к карбонатным минералам. Это подтверждается как исследованием сопутствующих карбонатов, так и схемой пространственного распределения палыгорскита в каширском бассейне. Сопоставление этой схемы с картой распределения MgO в среднем карбоне, по А. Б. Ронову (1956), без терригенного верейского горизонта, показывает, что максимум палыгорскита приурочен к зоне переходных пород между известняками и доломитами, а минимум — к зоне максимального содержания MgO . Судя по фациальной карте Л. М. Елиной (1959), полоса повышенного содержания палыгорскита не связана с какой-либо определенной фациальной обстановкой (Ратеев, 1963). Она проходит по I и III зонам, но захватывает и другие зоны. Конфигурация этой полосы указывает на связь палыгорскита с выносом рек, особенно многочисленных, по Л. М. Елиной,

в юго-западной части Московской синеклизы и в Рязано-Саратовском прогибе. В меридиональную, наиболее прогнутую зону осадконакопления, тончайшие частицы палыгорскита заносились течениями, имевшими, по Л. М. Елиной, преимущественно меридиональное направление. Таким образом, в каширском бассейне, как и в осадках Аральского моря, главная часть палыгорскита связана с приносом с водосборного бассейна.

Аллотигенность некоторой части палыгорскита в морских осадках аридной зоны подтверждается и наличием его в глинистой фракции речных взвесей рек Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи, Куры (образцы М. А. Ратеева), в такыровых почвах Кызыл-Кумов (образцы О. И. Зеленовой). Кроме того, характерность Mg-силикатов для водосборных площадей аридной зоны видна из многочисленных находок палыгорскита А. И. Перельманом (1950) в древних солонцах юго-восточных Кара-Кумов, а С. М. Юсуповой (1955) — в неогеновых континентальных отложениях Южно-Таджикской депрессии. Но имеются случаи и аутигенного образования палыгорскита. На это указывают редкие случаи нахождения его в тончайших мергелях морского бассейна гумидной зоны (стешевский горизонт, по И. Д. Зхусу, 1956) и факты корреляции количества палыгорскита с процентом общей карбонатности осадка, как это наблюдается в Ферганском заливе Палеогенового моря по образцам А. И. Осиповой (1958).

Аутигенному образованию магнезиальных силикатов в морях аридной зоны способствует обилие растворенного кремнезема и магния. Нехватка же растворенного Al_2O_3 в морской воде и иловых водах данных водоемов заставляет полагать, что в аутигенном синтезе палыгорскитов участвовали либо легко разрушающиеся реакционноспособные триоктаэдрические гидрослюды (образующиеся из биотита), либо монтмориллонит. В октаэдрическом слое последнего Al^{3+} мог замещаться на Mg^{2+} с образованием вначале Mg-монтмориллонита, а затем палыгорскита. Промежуточная стадия в виде Mg-монтмориллонита иногда фиксируется в природных условиях в зоне *Triticites stuckenbergi* верхнего карбона и в палеогене Ферганы (по ослаблению среднего эндотермического эффекта термокривой и повышенному содержанию магния).

Возможность изменения монтмориллонита в палыгорскит подкрепляется и фактами такого перехода в коре выветривания. Так, Б. Х. Хейстек и Е. Р. Шмидт (Heystek, Schmidt, 1953), исследуя кору выветривания базальтов серии Stromborg в Трансваале, пришли к заключению, что при прогрессивном выветривании базальтов последние изменяются вначале к монтмориллониту, а затем к аттапульгиту (палыгорскиту), причем количество аттапульгита в какой-либо одной зоне выветривания базальтов, по их данным, строго коррелируется с количеством присутствующего карбоната.

При усиленном приносе магния с водосбора аридной зоны аутигенная генерация палыгорскита может происходить и в опресненных лагунах (как это наблюдается в Ферганском заливе Палеогенового моря) в иловых водах раннего диагенеза. Этот процесс идет за счет вовлечения в реакцию избыточного магния, оставшегося после доломитообразования ввиду нехватки CO_2 . Здесь наблюдается прямая зависимость между количеством магнезиального силиката и общей карбонатностью.

Иными условиями образования отличаются сепиолиты в верхнем карбоне и в верхней части каширского горизонта Русской платформы. Сепиолиты в своем залегании связаны почти исключительно с долами-

тами (нередко седиментационными и загипсованными), реже с доломитизированными известняками и залегают, как правило, выше границы органогенных известняков с доломитами (Ратеев, 1963). Обычно они мало глинистые или лишены глинистых и терригенных минералов. Сепиолиты чаще всего встречаются в виде скорлуповатых выделений среди первичных седиментационных доломитовых пород или в виде маломощных прослоев восковидных глин мощностью до 0,5 м, заключенных в тех же седиментационных доломитах. Характерно, что сепиолиты не дают постепенных переходов к глинам обычного типа, совершенно не содержат TiO_2 и обладают хорошей кристалличностью. Все эти признаки указывают на хемогенное их образование.

Обстановка морского осадконакопления аридного литогенеза, которую так ярко обрисовал Н. М. Страхов (1962), с ее высокой соленостью, обилием магния и свободного кремнезема, с высокой щелочной средой и $\text{pH} \approx 10$, с перекрещиванием геохимических циклов магния и кремнезема, с достижением точки насыщения силикатного соединения MgSiO_3 , являлась весьма благоприятной для аутигенного образования сепиолитов. При наличии некоторого количества растворенного кремнезема в морской воде гидросиликат магния сепиолитового состава $4 \text{MgO} \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ мог частично непосредственно осаждаться хемогенным путем в стадию седиментогенеза, или первоначально могло садиться соединение магния $\text{Mg}(\text{OH})_2$, которое в зоне диагенеза при нехватке CO_2 могло непосредственно реагировать с аутигенной SiO_2 иловых растворов, давая сепиолитовое вещество, которое в диагенезе перераспределялось, стягиваясь в желваки и скорлуповатые стяжения. Процесс химической садки сепиолита или $\text{Mg}(\text{OH})_2$, вероятно, мог иметь место только после того, как весь резерв CO_2 расходовался на генерацию карбонатов.

Принципиальная возможность хемогенной садки магниезиальных силикатов в условиях высоких соленостей и сильно щелочных pH была показана Н. М. Страховым (1951) для содовых озер Кулундинской степи.

Таким образом, сепиолитовые линзы и маломощные пласты сепиолита являются чисто хемогенными седиментационными образованиями, тогда как сепиолитовые желваки и стяжения являются типичными седиментационно-диагенетическими образованиями. Процессы эпигенеза не могли принимать здесь существенного участия, поскольку сепиолиты не образуют секущих прожилков и не ассоциируют с выделением вторичного кремнезема.

Итак, если палыгорскиты имеют частью аллотигенное, а частью диагенетическое происхождение, то сепиолиты целиком являются хемогенными седиментационными или седиментационно-диагенетическими образованиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом в образовании глинистых минералов в разных типах осадочного процесса, как отчасти указывалось Н. М. Страховым, можно подметить следующие закономерности.

1. При ледовом литогенезе в условиях низких температур и господства физического выветривания пород набор глинистых минералов в осадках определяется механическим переотложением пород ложа. Иначе говоря, глинистые минералы здесь целиком аллотигенные и унаследованы от геологического субстрата.

2. При гумидном литогенезе с его активностью и разнообразием процессов выветривания и почвообразования на материках и широкими

вариациями климатических факторов (температуры и атмосферных осадков) главным актом в формировании набора глинистых минералов является зарождение их на водосборах, перенос реками в морские бассейны и распределение внутри последних действием гидродинамического режима. Процессы аутигенного глинообразования в морях и озерах гумидной зоны резко ослаблены и осуществляются не посредством хемогенной садки из иловых вод, а в основном путем стадийных изменений минералов.

Таким образом, ведущими факторами глинообразования в бассейнах гумидной зоны является климат и тектонический режим водосборов, а не гидрохимия бассейнов.

3. При аридном литогенезе в условиях усиления мобилизации магния и кремнезема на водосборах, но при ослаблении глубины проникновения химического выветривания в кристаллическую решетку алюмосиликатов центр тяжести в образовании глинистых минералов смещается в область осадконакопления с активизацией процессов аутигенного глинообразования, которые осуществляются здесь не только путем стадийных изменений минералов, но и посредством хемогенной садки как в диагенезе, так и в седиментогенезе.

В аридном литогенезе по мере роста осолонения бассейнов в образовании глинистых минералов, наряду с поступлением глинистых частиц с водосборных площадей и дифференциацией их внутри бассейна, все большую роль начинает играть гидрохимия, т. е. соленость водоема или стадия его осолонения. Так, при малой солености $<10\text{‰}$, терригенной седиментации и при отсутствии доломитообразования (Аральское море) еще не отмечается признаков аутигенности глинистых минералов. При нормальной морской солености, терригенно-карбонатной седиментации, сильной гидродинамической активности и обильном поступлении триоктаэдрических слюд (верейский бассейн Русской платформы) процесс аутигенного глинообразования направлен в сторону генерации диоктаэдрических гидрослюд глауконитоподобного структурного типа. При интенсивном карбонатакоплении и вступлении его в фазу доломитообразования, но при бедности вод железом начинается частично аутигенная генерация магнезиальных силикатов палыгорскита и сепиолита в диагенезе (каширский бассейн Русской платформы и отчасти Ферганский залив Палеогенового моря).

Наконец, при усиленном доломитообразовании и появлении сульфатов усиливается аутигенное образование палыгорскитов в диагенезе (даже в опресненных лагунах) и начинается непосредственная хемогенная садка сепиолитового вещества в седиментогенезе; возможно, вначале садится $\text{Mg}(\text{OH})_2$, в результате химического взаимодействия которой с растворенным кремнеземом иловых вод также образуется сепиолит, но уже в стадию диагенеза.

При последующих детальнейших структурных исследованиях осадков аридной зоны больших степеней осолонения в сульфатных и соленосных бассейнах можно ожидать еще более интенсивного глинообразования.

4. Глины вулканогенно-осадочных толщ в настоящее время практически не изучены, и мы не знаем, как соотносятся в этом типе литогенеза аллотигенный и аутигенный процессы глини образования. Но по косвенным данным (обилию выносимых SiO_2 , часто Al_2O_3 и пр.) можно думать, что аутигенез здесь играет большую роль. Исследования в этой области в настоящее время являются весьма актуальными.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 115, сер. геол., № 57, 1952.
- Бутузова Г. Ю. Глинистые минералы в осадках восточной части Черного моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.
- Виталь Д. А., Ратеев М. А. К исследованию состава взвешенных веществ и донных осадков р. Сыр-Дарья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 34 (3), 1959.
- Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. Изд. АН СССР, 1963.
- Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы в осадках Индийского океана. Докл. АН СССР, т. 134, № 4, 1960.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. Литология и полезные ископ., № 1, 1963.
- Елина Л. М. Литология и фации среднекаменноугольных отложений центральной части Русской платформы и прилегающих районов Волго-Уральской области. Автореф. канд. дис., М., ВНИГНИ, 1959.
- Ерошев-Шак В. А. Каолинит в осадках Атлантического океана. Докл. АН СССР, т. 137, № 3, 1961.
- Зхус И. Д. Пальгорскит из стешевского горизонта Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, т. 107, № 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 34, 1960.
- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.
- Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Перельман А. И. Пальгорскит в ископаемых и реликтовых пустынных солончаках Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 71, № 3, 1950.
- Пушкина З. В. К геохимии поровых вод четвертичных и верхнесреднеплиоценовых отложений Южного Каспия. Докл. АН СССР, т. 148, № 4, 1963.
- Ратеев М. А., Осипова А. И. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.
- Ратеев М. А., Тихомиров С. В. Палеогеография центральной части Русской платформы и закономерности распределения на ней глинистых минералов во второй половине среднего и начале верхнего девона. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9, 1961.
- Ратеев М. А. Закономерности пространственного размещения каолинита в морских осадках. Докл. АН СССР, т. 141, № 5, 1961.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис пальгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. Литология и полезные ископ., № 1, 1963.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохим. карт). В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Русько Ю. А. Минералогия юрских глинистых образований северо-западной окраины Донбасса и прилегающих частей Днепровско-Донецкой впадины. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1958.
- Сердюченко Д. П. О сепиолитах, пальгорскитах и «аттапульгитах». Минералог. сб., № 9. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1955.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, геол. сер. (№ 45), 1951.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Филиппова М. Ф. и др. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат, 1958.
- Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы, т. 43, Изд. АН СССР, 1953.
- Юсупова С. М. Сепиолит из Дарваза. Уч. зап. Тадж. гос. ун-та, т. 6, факт естеств наук, вып. 1, 1955.
- Brown C., Ingram R. The clay minerals of the Neuse river sediments. J. Sediment. Petrol., v. 24, No. 3, 1954.
- Carrol D., Starkey H. C. Effect of sea-water on clay minerals. 7 Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1960.

- Fox C. S. Bauxites and aluminous laterites. London, 1932.
- Glass H. D. Clay mineralogy of pennsylvanian sediments in southern Illinois. Clays and clay minerals, 1958.
- Griffin G., Ingram R. L. Clay minerals of the Neuse River estuary. J. Sediment. Petrol., v. 25, No. 3, 1955.
- Grim R. E. Clay mineralogy. McGraw serie, London, 1953.
- Grim R. E., Johns W. D. Clay mineral investigations in the Mississippi River. Delta Area. J. Sediment. Petrol., No. 5, 1955.
- Grim R. E., Bradley W. F. Structural implications in diagenesis. Geol. Rundschau, Bd. 43, Hf. 2, 1955.
- Grim R. E., Bradley W. F., White W. A. Petrology of the paleozoic shales of Illinois. Illinois st. Geol. Surv. Rep. investigations, v. 203, 1957.
- Grim R. E. Concept of diagenesis in argillaceous Sediments Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 42, No. 2, 1958.
- Heystek B. H., Schmidt E. R. The mineralogy of the Attapulgitic Montmorillonite deposit in the springbok Flats, Transvaal. Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa, v. 56, 1953.
- Johns W. D., Grim R. E. Clay mineral composition of recent Sediments from the Mississippi River Delta. J. Sediment. Petrol., v. 28, No. 2, 1958.
- Millot G. Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Géol. Appl. et Prosp. Min., Nancy, France, v. 2, № 2, 3, 4, 1949.
- Mohr E. C., Baren F. A. Tropical Soils. Intersciens publ., 1954.
- Murray H. N., Sayyab A. S. Clay mineral etudies of some recent marine sediments of the north. Carolina coast. Clays and clay minerals. publ. 327, 1955.
- Nagy B., Bradley W. F. The structural scheme of sepiolite. Amer. Mineralogist, v. 40, 1955.
- Nelson B. W. Clay mineralogy of the bottom sediments Rappahannok river. Virginia. 7 Nat. Conf. on clays and clay minerals, v. 5, 1960.
- Oberlin A. M., Tchoubar K. Étude en microscopie electronique de L'altération des cristaux de kaolinite. Compt. rend. Acad. sci., t. 244, 1957.
- Pinsak A. P., Murray H. H. Regional clay mineral patterns in the gulf of Mexico. 7 Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1960.
- Preisinger A. X-ray study of the structure of sepiolite. 6 Nat. Conf. on clays and clay minerals, 1959.
- Schmenk W. R., Jackson M. L. Mineralogical analyses of soil clay from Colorado surface soils. Soil Sci., v. 21, 1957.
- Sudo T. Mineralogical study on clays of Japan. Tokyo, 1959.
- Van der Marel H. W. Quantitative analysis of the clay separate of soils. Acta Univ. Carolinae Geol., Suppl. II, 1961.
- Veniale F., Van der Marel H. W. An Interstratified Saponite—Swelling chlorite Mineral as a Weathering Product of Lizardite Rock., Italy. Beitr. Mineral. Petrogr., Bd. 9, 1963.
- Weaver C. E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. Reprinted from Proceeding of the 5 Nat. Conf. on clays and clay minerals. Publ. 566, 1958.
- Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. Clays and clay minerals, 1958.
- Whitehouse U. G., Jeeffry L. M., Debrecht J. D. Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. 7 Nat. Conf. on clays and clay minerals, v. 5, 1960.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites. Geochim. et cosmochim. acta, v. 8, 1955.

Геологический институт
АН СССР

Дата поступления
23.1.1964

УДК 552.525 (471.61+471.62)

**СООТНОШЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА
В НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ЮЖНОГО БОРТА АЗОВО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА**

Г. И. НОСОВ, В. Р. ВЛОДАРСКАЯ

В меловых и третичных алевро-пелитовых породах южного борта Азово-Кубанского передового прогиба установлены основные пороодообразующие ассоциации глинистых минералов. Выявлена закономерная приуроченность нефтеносности к разбухающим глинам существенно монтмориллонитового состава, являющаяся одним из диагностических признаков нефтематеринских отложений. Определено повышенное содержание битума А в разбухающих глинах и показано, что это обусловлено их высокими каталитическими и сорбционными свойствами.

В пределах Азово-Кубанского передового прогиба в последние годы коллективом рентгеноструктурной лаборатории ВНИГНИ¹ были изучены глинистые минералы в меловых и третичных отложениях в связи с выяснением нефтегазоносности последних.

Как известно, мезозойско-кайнозойские отложения южного борта Азово-Кубанского передового прогиба богаты залежами нефти и газа, развитыми в меловых, палеогеновых и миоценовых породах Западно-Кубанского, Восточно-Кубанского прогибов и Адыгейского выступа, являющихся тектоническими элементами этого региона (фиг. 1).

Меловые и третичные отложения, достигающие здесь мощности около 5000 м, формировались, согласно схемам климатической зональности Н. М. Страхова (1960), в гумидных условиях северной умеренно-влажной зоны. Они представлены в основном морскими терригенными породами, в составе которых преобладают алевроито-глинистые разновидности в верхней части разреза, и песчаные — в нижней части. Терригенные отложения неравномерно известковисты. Карбонатные породы в третичном комплексе отложений развиты слабо и приурочены преимущественно к эоцену, а в мезозойском комплексе слагают часть верхнего мела (Егоян, 1960; Шарданов, Пекло, 1960; Гроссгейм, Богданович, Сердюкова, 1960; Буряк, 1960).

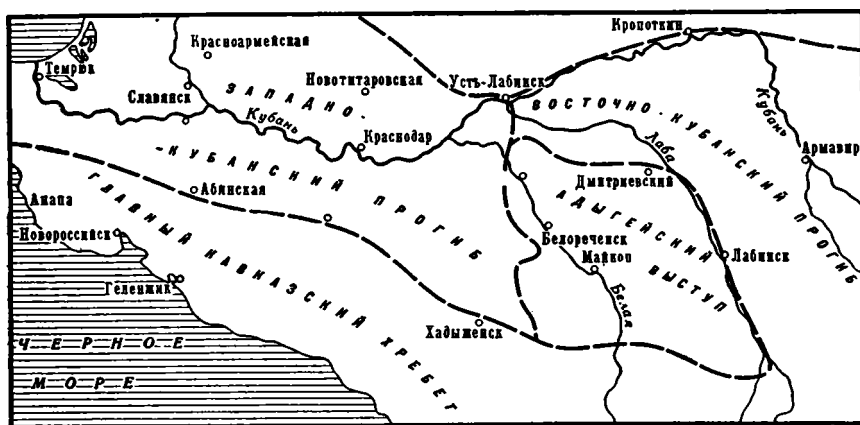
Меловые и третичные отложения не несут явных признаков катагенетических изменений и могут быть отнесены по классификации В. Д. Шутова (1961) к так называемой зоне «неизмененного глинистого цемента».

Изучение глинистых минералов было проведено на 659 образцах керна глубоких скважин комплексом современных методов, из которых основными являлись рентгенография, электронография, термография и

¹ Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт. Структурный анализ выполнен Ю. М. Королевым и Б. А. Ануровым.

электронная микроскопия. Исследованию подвергалась тонкопелитовая фракция ($<0,001$ мм), выделенная из пород методом водного отмучивания.

Применение рентгеновской дифрактометрии и термографии при исследовании типичных образцов пород дало возможность выяснить при-



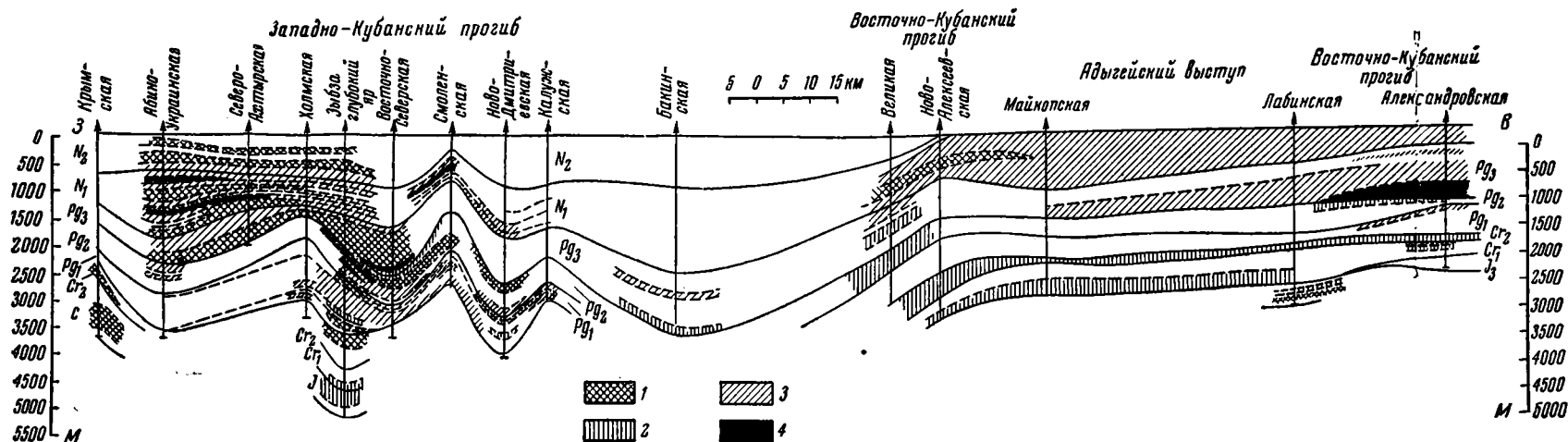
Фиг. 1. Схема расположения тектонических элементов южного борта Азово-Кубанского передового прогиба

близительные количественные соотношения глинистых минералов, образующих в тонкопелитовой фракции естественные смеси. Эти соотношения вычислялись по интенсивностям рефлексов на дифрактометрических кривых (по площадям пиков базальных рефлексов: 001, 002, 003), соответствующих каждому из компонентов смеси с учетом вероятной степени окристаллизованности, установленной комплексом методов. В результате этого был получен объективный критерий для выделения ассоциаций глинистых минералов и построения графика их количественного соотношения в нефтегазоносных отложениях.

1. Ассоциации глинистых минералов и их распределение по площади и по разрезу

Интерпретация аналитических данных показала, что основными породообразующими глинистыми минералами изученных отложений являются гидрослюда, монтмориллонит и каолинит. Гидрослюда в меловых и палеоцен-эоценовых отложениях слабо деградирована. Примесь хлорита отмечается спорадически и количественно незначительна.

Гидрослюда является распространенным минералом в глинистых отложениях. Она четко фиксируется на рентгенограммах характерными для нее базальными рефлексам (001 от 10,00 до 10,20 кХ; 002 от 4,91 до 5,10 кХ), остающимися стабильными после обработки препаратов глицерином, а на электронограммах — по параметрам элементарной ячейки (a — от 5,18 до 5,20 кХ; b — от 8,94 до 9,00 кХ) и по рефлексу 060 — от 1,490 до 1,510 кХ, который указывает на принадлежность к диоктаэдрической разновидности. В ряде случаев первое базальное отражение гидрослюды превышает 10,20 кХ, несколько изменяясь после насыщения глицерином, что свидетельствует о ее слабой деградации.



Фиг. 2. Схематический профиль распределения ассоциаций глинистых минералов в мезозойско-кайнозойских отложениях южного борта Азово-Кубанского прогиба

Ассоциации: 1 — монтмориллонитовая; 2 — гидрослюдистая, (в нижней части разреза гидрослюда слабо деградирована); 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитовая; 4 — каолинито-монтмориллонитово-гидрослюдистая

Монтмориллонит также распространен в глинистых отложениях, он устанавливается всеми методами исследований. На рентгенограммах фиксируются его первые базальные рефлексы — от 12,01 до 15,59 κX , которые возрастают после насыщения препарата глицерином до 17,8 κX . Рентгенографические исследования с «фиксацией» иона калия по методике Ч. Е. Уивера (Weaver, 1958) показали, что преобладающая часть монтмориллонитов образовалась за счет вулканогенного материала.

Каолинит менее развит в глинистых толщах. На рентгенограммах он фиксируется базальными рефлексами 001 от 7,03 до 7,33 κX ; 002 от 3,50 до 3,67 κX и 060 1,48 κX , которые при прокаливании до 600° исчезают.

Хлорит устанавливается в редких случаях на рентгенограммах базальными рефлексами (001 от 14,00 до 14,30 κX ; 003 от 4,70 до 4,80 κX) и во всех случаях его присутствия, даже в небольших количествах, на электронограммах рефлексом 060—1,540 κX .

Указанные глинистые минералы распределены по разрезу и площади неравномерно, образуя смеси различных количественных соотношений, среди которых нами выделяются четыре ассоциации: монтмориллонитовая с примесью гидрослюда, каолинита и иногда хлорита; гидрослюдистая с примесью каолинита, хлорита и иногда монтмориллонита; гидрослюдисто-монтмориллонитовая с примесью каолинита и иногда хлорита; каолинито-монтмориллонито-гидрослюдистая (трехкомпонентная). В нижней части разреза гидрослюда слабо деградированы.

В рассматриваемых меловых и третичных терригенных отложениях нами установлены некоторые закономерности в распределении выявленных ассоциаций глинистых минералов как по разрезу, так и по площади (фиг. 2).

Так, на западе южной части Западно-Кубанского прогиба (Азовская антиклинальная зона) в меловых отложениях распространена монтмориллонитовая ассоциация с небольшой примесью гидрослюда.

На востоке, в пределах Адыгейского выступа и Восточно-Кубанского прогиба, эта ассоциация замещается гидрослюдистой, где гидрослюда слабо деградирована, а в примесях появляются хлорит и каолинит, причем последний иногда приобретает порообразующее значение.

Палеогеновые отложения в Западно-Кубанском прогибе в отличие от меловых характеризуются доминирующим развитием ассоциаций гидрослюдисто-монтмориллонитовой и монтмориллонитовой с примесью каолинита и хлорита. Гидрослюда в большинстве случаев также слабо деградирована. В Восточно-Кубанском прогибе и на Адыгейском выступе роль деградированной гидрослюда значительно возрастает, кроме того наблюдается обогащение каолинитом и хлоритом.

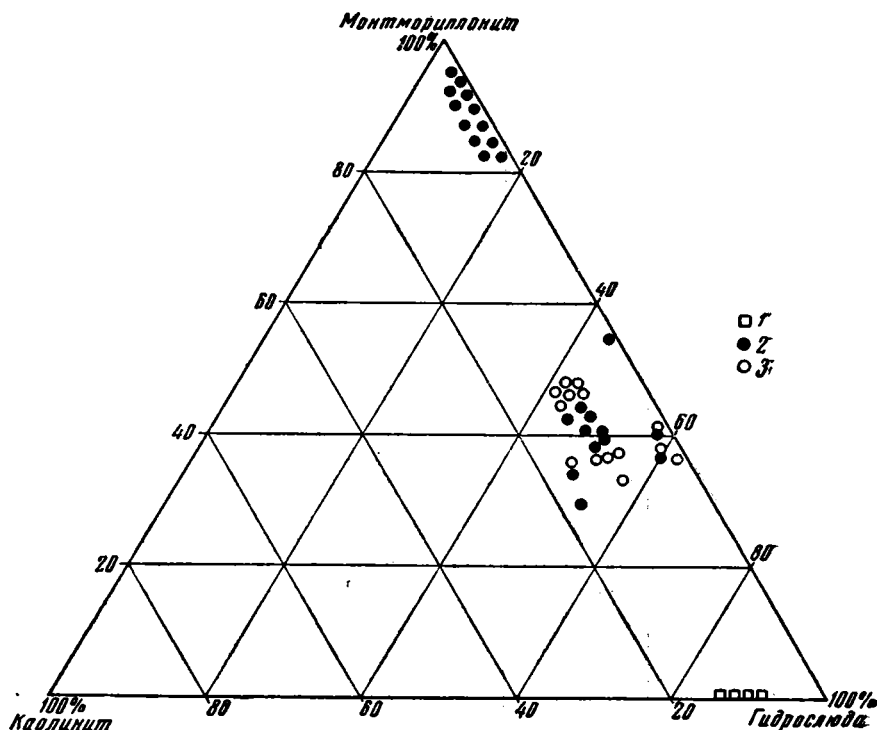
В неогене, начиная с кровли майкопа вплоть до киммерия в составе тонкопелитовой фракции преобладает ассоциация гидрослюдисто-монтмориллонитовая с примесью каолинита и хлорита. Подчиненное значение имеет трехкомпонентная ассоциация каолинито-монтмориллонито-гидрослюдистая иногда с примесью хлорита. Такой состав тонкопелитовой фракции пород сохраняется повсеместно, начиная с западной части передового прогиба и кончая Восточно-Кубанским прогибом.

Таким образом, для всей толщи меловых и палеогеновых отложений южного борта Азово-Кубанского прогиба прослеживается закономерное увеличение с запада на восток роли гидрослюда, находящейся в стадии слабой деградации, а также каолинита и хлорита, которые составляют значительную часть тонкопелитовой фракции указанных отложений на большей части Адыгейского выступа и Восточно-Кубанского прогиба.

Для неогена характерно постоянное и повсеместное присутствие на всей территории южного борта передового прогиба монтмориллонита, как породообразующего минерала и отсутствие деградированной гидрослюд.

2. Некоторые зависимости между глинистыми минералами и составом органического вещества в нефтегазоносных отложениях

Для выяснения характерных ассоциаций глинистых минералов нефтегазоносных отложений нами были выбраны образцы алевро-пелитовых пород только из заведомо нефтеносных и газоносных горизонтов (таблица), главным образом третичного возраста.



Фиг. 3. Ассоциации глинистых минералов в алевро-пелитовых породах нефтеносных и газоносных горизонтов

1 — нижнемеловые породы газоносных горизонтов; 2 — третичные породы нефтеносных горизонтов; 3 — третичные породы газоносных горизонтов

Сопоставление результатов их исследования для наглядности приводится в графическом виде. На графике (фиг. 3) все образцы (42 точки) из нефтеносных и газоносных горизонтов расположились в правой части треугольника вдоль ребра нулевого значения, причем в распределении точек намечаются три поля, соответствующие ассоциациям: монтмориллонитовой с примесью гидрослюда и каолинита; гидрослюдисто-монтмориллонитовой с примесью каолинита и гидрослюдистой с примесью каолинита. Образцы из нефтеносных горизонтов заняли два поля: в вершине треугольника — монтмориллонитовые и в правой средней части треугольника — гидрослюдисто-монтмориллонитовые. Характерно, что ни один из этих образцов не попал в нижнюю часть тре-

Состав ассоциаций глинистых минералов алевроито-пелитовых пород в нефтеносных и газоносных отложениях Азово-Кубанского прогиба

Площадь	Возраст	№ обр.	Состав ассоциации по данным рентгено-графии		Нефте-носность	Газоносность
			основной	примесь		

Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона*

Анастасиевская	Киммерий	8	М + Г	К	—	Проявления
»	»	12	М + Г	К	—	»
»	»	15	М + Г	К	—	»
Западно-Анастасиевская	»	26	М + Г	К	—	»
Троицкая	»	48	М + Г	К	—	»
Западно-Анастасиевская	Понт	27	М + Г	К	—	Залежь
»	»	28	Г + М	—	—	»
Троицкая	»	60	Г + М	К	—	»
»	»	62	Г + М	К	—	»
»	»	64	Г + М	К	—	»
Западно-Анастасиевская	Меотис	29	Г + М	—	Залежь	»
Троицкая	»	50	Г + М	К	»	»
»	»	146	Г + М	—	»	»

Калужская антиклинальная зона

Ново-Дмитриевская	Караган	601	Г + М	К	—	Залежь
Северо-Крымская	Чокрак	502	М	Г + К	Залежь	—
»	»	503	М	Г + К	»	—
»	»	505	М	Г + К	»	—
Северо-Ахтырская	»	510	М	Г	»	—
»	»	519	М	Г	»	—
Восточно-Северская	Эоцен	587	М	Г + К	»	—

Азовская антиклинальная зона

Украинская	Сармат	1019	М	Г + К	Залежь	—
»	»	1013	М	Г + К	»	—
Зыбза—Глубокий Яр	»	1056	М + Г	К	»	—
Украинская	Караган	528	М	Г	»	—
»	»	535	Г + М	К	»	—
»	»	1022	Г + М	К + Х	»	—
»	»	1015	Г + М	К + Х	»	—
Зыбза—Глубокий Яр	»	655	М + Г	—	»	—
Украинская	Чокрак	1025	М + Г	К	»	—
Зыбза—Глубокий Яр	»	626	М + Г	К	»	—
»	Эоцен	640	Г + М	К	»	—
»	»	687	Г + М	К	»	—
»	»	644	М	Г	»	—
»	Палеоцен	667	М	—	»	—
»	»	691	М	—	»	—

Адыгейский выступ

Майкопская	Апт	862	Г	К	—	Залежь
»	Баррем	864	Г	К + Х	—	»
Ширванская	»	802	Г	К + Х	—	»
»	Готерив	804	Г	К + Х	—	»

Примечание. Г — гидрослюда, М — монтмориллонит, К — каолинит, Х — хлорит.

* — по данным В. М. Лазаревой

угольника, т. е. не имеет каолинито-гидрослюдистого состава. Таким образом, совершенно отчетливо выступает связь нефтеносности с монтмориллонитовым и гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом глинистых пород, иначе говоря с разбухающими глинами.

Что касается образцов из газоносных горизонтов, то они также распределены на две группы. Одна группа занимает правую нижнюю часть треугольника, вдоль ребра нулевого значения монтмориллонита и отвечает ассоциации гидрослюдистой с примесью каолинита (Адыгейский выступ), где гидрослюда слабо деградирована. Другая группа расположена совместно с образцами из нефтеносных горизонтов у средней части правого ребра треугольника и отвечает гидрослюдисто-монтмориллонитовому составу тонкопелитовой фракции пород. Характерно, что ни один из этих образцов не разместился у вершины треугольника, т. е. в их составе не имеется монтмориллонитовой ассоциации. Сейчас еще слишком мало материала для объяснения причин этих особенностей; возможно, газ в отложениях, лишенных монтмориллонита, является эпигенетическим, т. е. мигрировавшим в данную толщу, и генетически не связан с глинистыми породами, вмещающими коллекторы газа.

Приуроченность коллекторов нефтяных залежей и нефтепроявлений к глинистым толщам, существенно состоящим из разбухающих минералов монтмориллонитового типа, была подмечена уже давно как отечественными, так и зарубежными геологами и подтверждается исследованиями последних лет (Шабаева, 1959; Горбунова, 1959; Вебер, Горбунова, 1961; Носов, 1962 и др.).

В работе Ч. Е. Уивера (Weaver, 1960) по вопросу использования глинистых минералов для поисков нефти приводятся убедительные статистические данные, показывающие, что половина (52%) добычи и запасов нефти США связана с мезозойско-кайнозойскими отложениями, в которых глинистые свиты сложены преимущественно разбухающими минералами монтмориллонитового типа, причем неогеновые отложения, дающие свыше 30% всех запасов нефти США, содержат максимальное количество разбухающих глин. Такая закономерная приуроченность разбухающих глинистых минералов монтмориллонитового типа к нефтеносным толщам позволяет считать ее одним из диагностических признаков нефтематеринских свит.

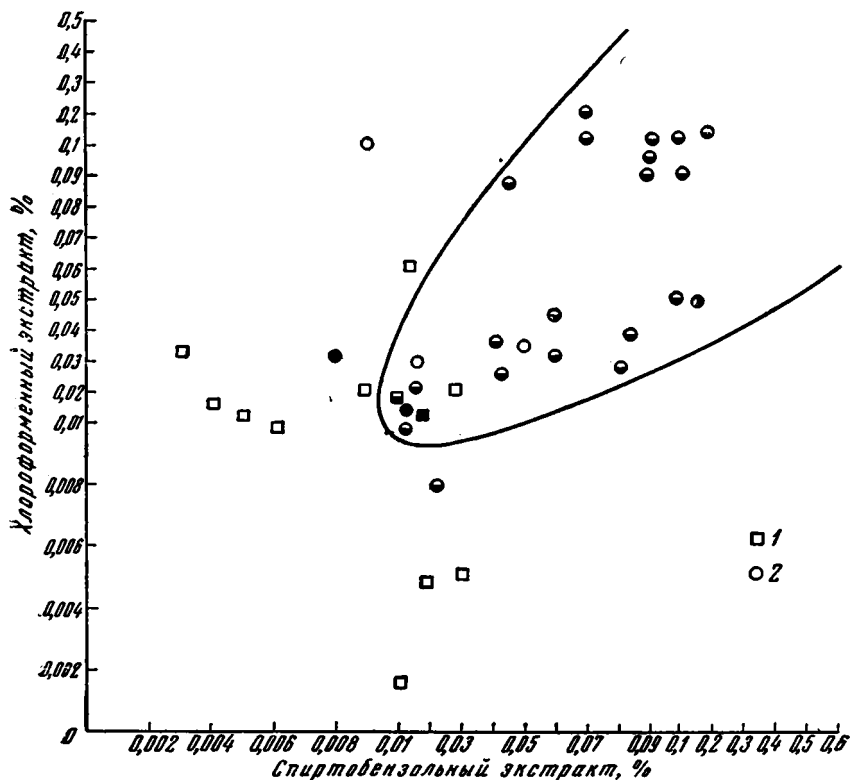
Для выяснения взаимозависимостей между ассоциациями глинистых минералов и составом органического вещества нами были использованы результаты люминесцентных исследований (параллельная экстракция в пяти растворителях — аналитик В. М. Саркисова).

На графике (фиг. 4) сопоставлены ассоциации глинистых минералов в нижнемеловых и третичных породах (37 обр.) с содержанием хлороформенного и спиртобензольного экстрактов битума А в рассеянном органическом веществе. На нем наблюдаются следующие соотношения.

1) Основная масса образцов (25 точек) образует кучное поле преимущественного распространения ассоциации гидрослюдисто-монтмориллонитовой и монтмориллонитовой, т. е. относится к разбухающим глинам. Это поле соответствует повышенным содержаниям хлороформенного и спиртобензольного экстрактов битума А, составляющих в сумме от 0,02 до 0,3%. При этом соотношения хлороформенного экстракта к спиртобензольному близки (в пределах 0,5—1). По возрасту эти породы почти все (22 обр.) третичные.

2) Образцы, расположенные за пределами поля взброс (12 точек), почти все представлены гидрослюдистой ассоциацией, в которой гидрослюда слабо деградирована, т. е. относится к слабо разбухающим

глинам. Они же характеризуются пониженным суммарным содержанием хлороформенного и спиртобензольного экстрактов битума А, которое не превышает 0,05%. Соотношение указанных частей битума А сильно колеблется: часть образцов имеет явное преобладание относительно более восстановленного битума А (хлороформенный экстракт 0,01—0,03%), другая же часть образцов, наоборот, имеет преобладание



Фиг. 4. Сопоставление ассоциаций глинистых минералов и содержания хлороформенного и спиртобензольного экстрактов битума А в нижнемеловых и третичных алевроито-пелитовых породах

1 — нижнемеловые породы; 2 — третичные породы; ассоциации глинистых минералов: сплошная черная окраска — монтмориллонитовая, наполовину черная окраска — гидрослюда-монтмориллонитовая, без окраски — гидрослюда (гидрослюда слабо деградирована)

относительно менее восстановленного битума А (спирто-бензольный экстракт 0,01—0,03%). По возрасту почти все образцы описываемой группы относятся к нижнемеловым.

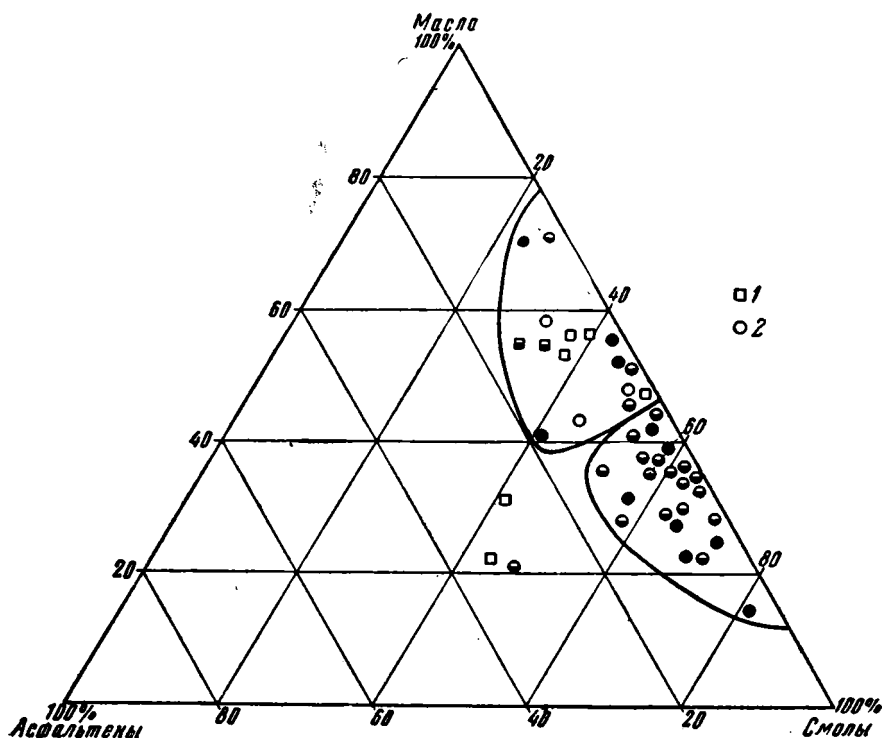
Таким образом, на графике выявляется связь повышенного содержания битума А с ассоциациями гидрослюда-монтмориллонитовой и монтмориллонитовой, иначе говоря, с разбухающими глинами.

На графике (фиг. 5) сопоставлены ассоциации глинистых минералов в нижнемеловых и третичных породах (42 обр.) с компонентным составом хлороформенного экстракта битума А в рассеянном органическом веществе (по материалам Э. Д. Гимпелевич). На нем видны следующие зависимости.

1) Почти все образцы (39 точек) расположились в полосе у правого ребра треугольника, соответствующей содержанию асфальтенов от 0

до 20%, а масел и смол от 20 до 80%. Эта полоса разделяется на два примерно равных поля с разным соотношением масел и смол.

2) Нижнее поле составляет кучное скопление третичных образцов (23 точки) гидрослюдисто-монтмориллонитовой и монтмориллонитовой ассоциаций, т. е. только разбухающих глин. Для этого поля характерно явное преобладание в хлороформном экстракте битумов А смол (от 55 до 85%) и соответственно заниженное количество масел (от 15 до 45%).



Фиг. 5. Сопоставление ассоциаций глинистых минералов и компонентного состава хлороформного экстракта битума А в нижнемеловых и третичных алевроито-пелитовых породах

1 — нижнемеловые породы; 2 — третичные породы; ассоциации глинистых минералов: сплошная черная окраска — монтмориллонитовая, наполовину черная окраска — гидрослюдисто-монтмориллонитовая, без окраски — гидрослюдистая (гидрослюда слабо деградирована)

3) В верхнем поле расположились менее кучно образцы (16 точек) нижнемелового и третичного возрастов. При этом нижнемеловые образцы преимущественно гидрослюдистого состава (слабо разбухающие глины), а третичные образцы — главным образом гидрослюдисто-монтмориллонитового и монтмориллонитового состава (разбухающие глины). Для этого поля характерно обратное (по сравнению с первым) соотношение в содержании смол и масел в хлороформном экстракте битума А: преобладают масла (от 45 до 75%) за счет уменьшения смол (от 25 до 55%). Таким образом, на графике намечается приуроченность богатого смолами битума А к третичным разбухающим глинам, существенно монтмориллонитового состава.

Чем же обусловлена связь минералогического состава глинистых толщ с их нефтепродукцированием? Эти вопросы пока еще далеки от

своего полного разрешения, но основные направления в их решении уже определились: это экспериментальное изучение, во-первых, каталитических способностей глин и, во-вторых, их сорбционных свойств и отдачи межпакетной воды в процессе ее отжатия при литогенезе.

Каталитической роли природных глин при образовании нефти посвятил в СССР ряд работ А. В. Фрост. Его опыты показали, «что в интервале температур 100—200°, в присутствии в достаточной мере активных глин, превращение ряда продуктов биохимического или щелочного изменения растительных остатков может дать нефтеобразные продукты. Контакт глин с перебродившими и гидролизированными остатками растений и животных, состоящими из смол, кислот, спиртов и кетонов, приводит к образованию смеси углеводородов, являющихся при достаточно мощном источнике промышленной нефтью». «В настоящее время еще не установлено полностью,— пишет А. В. Фрост,— какие особенности в составе и строении алюмосиликатов обуславливают их каталитические действия. Можно только утверждать что минералы, оказывающие каталитические действия, должны быть мелкодисперсны и содержать одновременно кремний и алюминий» (Фрост, 1945). Однако из большого списка применявшихся им катализаторов видно, что максимально активным катализатором из природных глин являются монтмориллонитовые (флоридин, гумбрин, асканит, кил, нальчикит, майкопская и др.). О высоких каталитических свойствах глин говорит также М. Н. Шаронов (1955), а конкретно глин монтмориллонитового состава — Р. Е. Грим (Grim, 1947).

В последующие годы явления термокаталитического превращения высокомолекулярных органических кислот над глиной изучались научными сотрудниками ВНИГНИ. Ими было установлено, что углеводороды в породах обязаны своим возникновением низкотемпературным термокаталитическим реакциям деструкции органического вещества, протекающим с участием глинистых минералов. Максимально активными глинистыми минералами являются минералы группы монтмориллонита, менее активными — гидрослюда (Богомолов, Смирнова, 1961; Богомолов, Хатынцева, 1963). К близким выводам о роли глин в происхождении нефти пришел Б. Т. Брукс (1958). Большое значение монтмориллонитовых глин в процессе нефтеобразования отмечают также В. В. Вебер и Л. И. Горбунова (1961), указывая при этом, что с увеличением в глинах монтмориллонитовых минералов битум приобретает, при прочих равных условиях, более восстановленный характер.

Таким образом, можно считать, что экспериментально доказана наибольшая каталитическая активность разбухающих глин монтмориллонитового типа, за которыми следуют гидрослюдистые и затем каолиновые глины. Такие выводы вполне согласуются с обогащенностью монтмориллонитом глинистых нефтематеринских свит.

Сорбционные свойства глин давно известны, хорошо изучены и с успехом используются в промышленности. Установлено также, что наиболее активной сорбцией из всех глин обладают бентониты, то есть разбухающие глины монтмориллонитового состава.

Как известно (Чухров, 1955), минералы монтмориллонитовой группы способны поглощать и выделять слабосвязанную (гигроскопическую) воду в зависимости от изменения влажности окружающей среды. Слабосвязанная вода в монтмориллоните находится главным образом между его силикатными слоями. Поглощение воды вызывает внутрикристаллическое набухание минерала в направлении кристаллографической оси *c*, вследствие чего расстояние между силикатными слоями возрастает; при выделении слабо связанной воды это расстояние сокра-

щается. Поглощение и выделение слабосвязанной воды монтмориллонитом — явление обратимое до температуры 550°. Этим объясняется резкое увеличение объема монтмориллонитовых глин при замачивании водой, которые, например, при 30% объемной влажности разбухают до четырехкратного объема. На эту же особенность монтмориллонита указывает В. Ф. Роджерс (1960). Его рентгенографические исследования показали, что бентонитовые (монтмориллонитовые) глины при насыщении водой в условиях нормального давления увеличивают свой объем до 8 раз за счет разбухания элементарных частиц (увеличения межплоскостных расстояний) при неизменности кристаллической ячейки. Ф. В. Чухров (1955) указывает, что «помимо воды монтмориллониты поглощают также органические жидкости; молекулы этих жидкостей образуют параллельные ряды между силикатными пакетами; число таких рядов — от одного до трех».

Приведенные свойства монтмориллонита дают право полагать, что в нефтематеринских толщах существенно монтмориллонитового состава значительная часть возникающих из рассеянного органического вещества углеводородов сорбируется разбухающими минералами и удерживается совместно с межпакетной водой внутри кристаллической решетки, а затем в процессе уплотнения при погружении слоев на глубины выдавливается совместно с водой в пористые породы — коллектора. Для неразбухающих гидрослюдистых и каолинитовых глин такая возможность исключается.

Мы не располагаем экспериментальными данными для суждения об объемах воды, которые могли быть отжаты из морских илов при их литификации в прошлые эпохи, но несомненно одно — эти объемы были огромны и для монтмориллонитовых глин значительно больше, чем для глин гидрослюдистых и каолинитовых. Само отжатие иловых вод, протекающее вначале интенсивно в илах любого минерального состава, в дальнейшем при их литификации, как показали исследования В. Д. Ламтадзе (1955), идет разными темпами в зависимости от состава. В неразбухающих глинах (каолинитовых и гидрослюдистых) этот процесс проходит быстро и сводится по сути дела к отжатию воды, заключенной в открытых порах между глинистыми частицами; в разбухающих же глинах (монтмориллонитовых) он затягивается на длительное время, потребное для выжимания межпакетной воды, и происходит постепенно пропорционально возрастанию давления при погружении слоев на большие глубины, и, по-видимому, затухает только после перехода глин в аргиллиты.

По этому поводу Ч. Е. Уивер (Weaver, 1960) пишет, что «монтмориллонит не только удерживает больше поровой воды (порядка 10%), чем неразбухающие глины (каолинит, хлорит и иллит), но требует гораздо большего давления для выжимания этой поровой воды из пространства между глинистыми частицами. Если считать, что необходима большая глубина для образования значительных количеств углеводородов, то можно предположить, что в илах, лишенных разбухающих глин и содержащих воду, большая часть имеющейся поровой воды исчезнет после только небольшого погружения и до того, как образуется большая часть углеводородов. В качестве примера такого хода процесса в природе Ч. Е. Уивер приводит битуминозные сланцы Грин Ривер, содержащие очень мало разбухающих минералов, вследствие чего к тому времени, когда в них образовались углеводороды, не осталось достаточного количества воды для удаления их из породы — миграция их не осуществилась. Для выжимания же поровой воды из разбухающих монтмориллонитовых глин нефтеносных толщ требова-

лось гораздо большее давление покрывающих пород, и при этом имелось в глинах еще достаточное количество воды, чтобы транспортировать углеводороды, образовавшиеся на глубинах, превышающих 1500 м, в пористые коллектора.

Из приведенного материала вытекает, что в разбухающих глинах, существенно состоящих из монтмориллонита, заложены потенциальные возможности, благоприятствующие преобразованию части рассеянного органического вещества в углеводородные соединения нефтяного типа (каталитическая активность) и в дальнейшем, при уплотнении глин, их миграции из нефтематеринских толщ в коллектора, совместно с отжатыми межпакетными водами.

В свете всего вышеизложенного нам представляется совершенно излишним привлекать предположительный процесс «гидрослюдизации» монтмориллонита в качестве источника энергии, способствующей преобразованию органического вещества, в нефть, как это делают И. Д. Зхус (1962), а вслед за ним и М. С. Карасев (1962) при объяснении роли глин в процессе нефтеобразования.

Надо сказать, что представления И. Д. Зхуса о «гидрослюдизации» монтмориллонита в глинистых нефтематеринских толщах как неотъемлемой причине битумообразования, отстаиваемые им уже более пяти лет (Зхус, 1958, 1960, 1962), построены на чисто умозрительных соображениях без единого эксперимента. Поэтому его концепция может приниматься только на веру.

Думается, что гораздо целесообразнее в настоящее время направить усилия исследователей на более глубокое экспериментальное изучение каталитических свойств природных глин из нефтематеринских толщ и из свит, не связанных с нефтегазоносностью, чтобы уточнить значимость их роли в нефтеобразовании.

Но если и принять на веру концепцию И. Д. Зхуса о роли «гидрослюдизации» монтмориллонита в процессе нефтеобразования, то мы неминуемо должны были бы наблюдать широкое распространение в нефтеносных отложениях глин, состоящих из «гидрослюдизированного» монтмориллонита, что в действительности не обнаруживается.

Как было показано в настоящей статье, нашими исследованиями мезозойско-кайнозойских нефтегазоносных пород Западного Предкавказья (смежного с районом, изученным И. Д. Зхусом) было установлено господствующее развитие монтмориллонитовых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, состоящих из механической смеси гидрослюды и монтмориллонита с примесью каолинита и хлорита. Что же касается деградированных гидрослюд (гидрослюдизированных монтмориллонитов в понимании И. Д. Зхуса), то их присутствие было установлено структурным анализом только в нижней части разреза, где нефтяные залежи в Западно-Кубанском прогибе имеют ограниченное развитие. Следовательно, утверждения И. Д. Зхуса об активной роли гидрослюдизации монтмориллонитов в процессе нефтеобразования не подтверждаются фактическим материалом, основанным на структурных методах исследования.

Сейчас своевременно отметить, что диагностика глинистых минералов только по данным окрашивания и электронной микроскопии в большинстве случаев оказывается неверной, особенно при изучении смешанно-слоистых минералов.

На современном уровне знаний известно, что только структурные методы (рентгенография и электронография) дают объективное представление о наличии в природных смесях глинистых минералов переходных разностей от гидрослюды к монтмориллонитам, то есть смешан-

но-слоистых минералов, выделяемых И. Д. Зхусом под названием «гидрослюдизированного» монтмориллонита. Все же остальные методы исследований являются косвенными и в смесях гидрослюды с монтмориллонитом фиксируют только наложенные, суммарные эффекты от этих двух минералов и, следовательно, не могут быть использованы без структурного анализа для диагностики «гидрослюдизированного» монтмориллонита.

Поэтому не случайно И. Д. Зхус (Польстер и др., 1960) при выделении им «гидрослюдизированного» монтмориллонита вследствие отсутствия структурных исследований основной упор вынужден был сделать на электронномикроскопические снимки тонкопелитовой фракции, которые, как известно, фиксируют только морфологию частиц глинистых минералов. Однако в морфологии монтмориллонитовых и гидрослюдистых частиц четкого различия нет: те и другие обычно изометричной формы с неровными контурами, а шиповидные выступы свойственны не только гидрослюдам (на что указывает И. Д. Зхус), но еще в большей степени и пелловым монтмориллонитам (Викулова, 1962).

Таким образом, отсутствие структурного анализа глинистых минералов и субъективная интерпретация результатов косвенных методов исследования привели И. Д. Зхуса к сомнительному выводу о широком распространении «гидрослюдизированного» монтмориллонита в майкопских нефтематеринских толщах Восточного Предкавказья (Котельников, 1963) и как следствие — к необоснованному представлению о положительной роли процесса «гидрослюдизации» монтмориллонита при битумообразовании.

Учитывая, что обширный материал по изучению глинистых минералов в различных нефтеносных регионах, накопившийся за послевоенные годы, дожидается своего обобщения в региональном плане, сейчас своевременно поднять вопрос о необходимости пересмотра многих прежних диагностических определений в минералогии изученных ранее глин с привлечением в качестве контроля структурного анализа и в первую очередь рентгеновской дифрактометрии типичных образцов. Без выполнения контрольных структурных анализов обобщение результатов прежних исследований глинистых минералов, проведенных в разные годы, разными лицами и различными косвенными методами, может привести к совершенно неверным и ошибочным выводам.

ЛИТЕРАТУРА

- Богомолов А. И., Смирнова А. И. Каталитические свойства природных глин, содержащих микроскопическую влагу. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 174, геохим. сб., № 7, 1961.
- Богомолов А. И., Хотынцева Л. И. Низкотемпературные каталитические превращения органических соединений над глиной. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 212, геохим. сб., № 8, 1963.
- Брукс Б. Т. Происхождение нефти. Химия углеводородов нефти, т. 1, гл. VI. Госолтехиздат, 1958.
- Буряк В. Н. Миоценовые отложения восточной Кубани. Тр. Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Геол. сб., вып. 3, 1960.
- Вебер В. В., Горбунова Л. И. О роли минералогического состава пелита в процессах битумообразования. Сов. геология, № 11, 1961.
- Викулова М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глин. Госгеолиздат, 1952.
- Горбунова Л. И. Минералогический состав глин нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 125, № 6, 1959.
- Гроссгейм В. А., Богданович А. К., Сердюкова Л. И. Разрез майкопа бассейна реки Лаба. Тр. Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Геол. сб., вып. 3, 1960.
- Егоян В. Л. Верхнеапские и нижнесальские отложения в разрезе долины р. Пшиш (Северо-Западный Кавказ). Тр. Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Геол. сб., вып. 3, 1960.

- З х у с И. Д. К вопросу о роли глинистых минералов в процессе нефтеобразования. Докл. АН СССР, т. 123, № 3, 1958.
- З х у с И. Д. О некоторых особенностях изменения глинистых минералов в связи с нефтеобразованием. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 35, вып. 4, 1960.
- З х у с И. Д. Некоторые данные о связи глинистых минералов с битумообразованием. Геохимия каустобиолитов и их месторождений. Изд. АН СССР, 1962.
- К а р а с е в М. С. Об основных диагностических признаках нефтегазоматеринских пород и сингенетично-нефтегазоносных толщ. Новости нефт. и газ. техн. Геология, № 6, Гос. ин-т н.-техн. информ., 1962.
- К о т е л ь н и к о в Д. Д. Характеристика и условия накопления глинистых минералов в отложениях майкопской серии Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1963.
- Л о м т а д з е В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1955.
- Н о с о в Г. И. Монтмориллонитизация гидрослюд как диагностический признак третичных нефтеносных свит Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1962.
- П о л ь с т е р Л. А., З х у с И. Д. и др. Органическое вещество и глинистые минералы Восточного Предкавказья. Изд. АН СССР, 1960.
- Р о д ж е р с В. Ф. Промысловые жидкости для бурения нефтяных скважин. Гостоптехиздат, 1960.
- С т р а х о в И. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, 1960.
- Ф р о с т А. В. Роль глин при образовании нефти в земной коре. Успехи химии, т. 14, вып. 6, 1945.
- Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Ш а б а е в а Е. В. Минералогия нижнемеловых глинистых пород Грозненско-Дагестанской нефтеносной области. Геол. нефти и газа, № 10, 1959.
- Ш а р д а н о в А. Н., П е к л о В. П. Верхний мел Северного Крыма и Северо-Западного Кавказа (литофациальная характеристика и история осадконакопления). Тр. Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та. Геол. сб., вып. 3, 1960.
- Ш а р о н о в М. Н. К вопросу о каталитических свойствах природных глин. Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, Львов. 1955.
- Ш у т о в В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1960.
- Grim R. E. Relation of clay mineralogy to origin and recovery of petroleum. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 31, No. 8, 1947.
- 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.
- Weaver C. E. Possible use of clay minerals in search for oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, No. 9, 1960.

Всесозный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной
институт

Дата поступления
17.VI.1963

УДК 553.534 : 551.734 + 551.735.1 (571.52)

О ВЛИЯНИИ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА НА СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА ТУВЫ

Г. Н. БРОВКОВ

В статье обращается внимание на большую роль пирокластического материала в формировании минерального состава осадочных пород. Широкое распространение ряда аутигенных минералов (альбит, хлорит, анальцит и др.) обязано прежде всего своеобразной пирокластической минерализации. Признается целесообразным выделение осадочно-телепирокластических формаций.

Формации, слагающие средний палеозой Тувы, сформировались за счет сноса главной массы материала с окружающих складчатых сооружений. Характер поступавшего в конечные водоемы стока материала и накапливавшихся здесь аутигенно-седиментационных образований в значительной мере контролировался тектоническим режимом региона, климатической обстановкой и составом материнских пород.

Вместе с тем важнейшей отличительной чертой девонско-нижнекарбонного седиментационного этапа является одновременное существование двух независимых друг от друга источников вещества — экзогенного (суша горного обрамления) и вулканогенного. Вулканический материал поступал из трещинных и центральных очагов извержения, поставлявших большие массы лавы ($D_1-D'_2$) и пирокластики (D_1-C_1) в прилегающие области седиментации. Районы извержений были локализованы не только вдоль периферии Тувинского прогиба, но и в сопредельных тектонически активных регионах, каковыми были Монголия, Алтай. Соответственно можно говорить о местном, тувинском автопирокластическом (и лавовом) материале ($D_1-D'_2$) и принесенном извне телепирокластическом (D_1-C_1).

Пирокластика явилась качественно новым, в основе своей ювенильным материалом, попавшим в резко неравновесные термодинамические условия. Все дальнейшие разнообразные изменения и превращения ее представляли собой сложный процесс приспособления к физико-химическим условиям качественно новой среды и взаимодействия с чисто экзогенными осадочными накоплениями, типичными для данной среды. При этом по мере перехода от туфобрекчий и литокластических туфов и туфитов к кристаллокластическим и пепловым наблюдается весьма быстрая потеря главных признаков, присущих магматическим образованиям, и приобретение новых, близких к признакам собственно осадочных пород, хотя своеобразие состава и структурных особенностей обычно сохраняется.

Присутствие пирокластического материала привело к существенному видоизменению аутигенно-минералогической характеристики и петрографического облика отложений.

Фиг. 1. Распространение пирокластического материала в девоне и нижнем карбоне Тувы

Районы	Характер накоплений	Девон										Нижний карбон			
		Зейфель		Живот		Франский и Фоминский		Турне		Визе		Акталь-ская			
		Саян-ская	Таштык-ская	Итерин-ская	Уюк-ская	Бередин-ская	Ногой-ская	Джар-гунская	Хермес-ская	Байтаг-ская	Зинт-ская	Акталь-ская			
		Алтай-ская	Таштык-ская	Итерин-ская	Уюк-ская	Бередин-ская	Ногой-ская	Джар-гунская	Хермес-ская	Байтаг-ская	Зинт-ская	Акталь-ская			
Северо-восток (Усть-Уюк)	Литокластические туфы	■												+	
	Пепловые туфы		Нет					×							
	Туффыты														
	Туффитовые породы			+										×	
Центр (ур. Кызыл-Джара и Ошун-Даш)	Литокластические туфы	■												Нет	
	Пепловые туфы	×	Нет					×				+		отложений	
	Туффыты								×						
	Туффитовые породы				+										
Юг (Арыг-Бажи)	Литокластические туфы	■													
	Пепловые туфы			×											
	Туффыты							×							
	Туффитовые породы							×							
Юго-запад (р.р. Ите-Душингол и Баршингол)	Литокластические туфы	■												Нет	
	Пепловые туфы		×		×	×	×	×	×	×	×	×	×	отложений	
	Туффыты	×													
	Туффитовые породы														

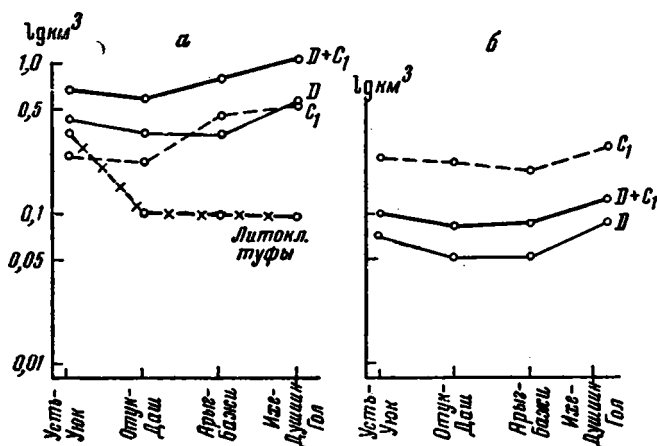
Содержания пирокластич.

+ Следы × Ед. просла --- 0,2-1% — 1-3% — 3-7% — 7-10% — 10-20% — 20-50% — >50%

1. Распространение пирокластики в разрезе

Пирокластика распространена по всему профилю отложений девона и нижнего карбона (фиг. 1) и дает наиболее высокие концентрации в хербесской и байтагской свитах карбона, где общая мощность пластов туфов и туффитов достигает местами 65—75%, а терригенные породы почти постоянно туффитовые.

В девоне концентрация пирокластики значительно снижается, что особенно отчетливо проявляется при следовании в северо-восточном



Фиг. 2. Объемы пирокластического материала в девоне и нижнем карбоне Тувы

а — абсолютные (в км^3 в колонке разреза площадью 1 км^2),
б — удельные (на 1 км^3 объема толщи)

направлении. Пепловые туфы, туффиты и туффитовые породы наиболее распространены в илеморовской свите живетского яруса. Литокластические туфы и туфобрекчии присутствуют только в нижнем девоне и низах эйфеля, распространены почти исключительно по периферии прогиба, особенно северной и северо-восточной, подчеркивая зоны наиболее интенсивного эксплозивного вулканизма.

Попытка ориентировочно подсчитать количество пирокластического материала в D и C₁ четырех главных опорных разрезов (фиг. 2, а) показала, что в колонне разреза с площадью основания 1 км^2 сосредоточено от 0,59 до 1,1 км^3 пирокластики, из которых на долю литокластических туфов приходится 0,1—0,36 км^3 . Подсчетами установлено, что только в полосе сводного разреза D и C₁ шириной 1 км, протягивающейся от с. Усть-Уюк на северо-востоке до р. Ихе-Душин-гол на юго-западе (270 км), сосредоточено около 209 км^3 пирокластического материала, причем в нижнем карбоне, имеющем среднюю мощность 1,7 км, сконцентрировано почти столько же пирокластики, сколько в девоне, средняя мощность которого равна 6,5 км. Нижний карбон выделяется значительно более высоким удельным объемом пирокластики (0,22 против 0,06) по сравнению с девонem (фиг. 2, б).

Сосредоточенные на всей площади Тувинского прогиба сотни кубических километров пирокластики, главным образом пепловой, оказали многообразное влияние на формирование вещественного состава пород. Здесь присутствуют самостоятельные пласты и прослои туфов и туффитов, а также рассеянная и измененная вторичными процессами обиль-

ная пирокластика в туффовых терригенных и карбонатных породах, придающая им специфический облик и черты состава, зачастую не соответствующие фациально-палеогеографической ситуации района, и, наконец, рассеянный в небольшом количестве пепловый материал, лишь несколько меняющий состав пород и вызывающий местами появление характерных конкреционных стяжений.

2. Туфы и туффиты

Туфобрекчии имеют однообразный состав — плагиопорфировые (альбитофировые), кератофировые, порфиритовые, но с небольшой примесью обломков вмещающих пород. Цемент — мелкообломочный материал того же состава, а также кварц, альбит, хлорит, кальцит; местами интенсивно развиты эпидот, гидрослюда. Эти породы слагают пласты до 18—25 м с резко меняющимся строением и мощностью среди поркров эффузивов и литокластических туфов.

Туфы литокластические разнозернистые, с преобладанием фракции 5—50 мм. Наиболее распространены плагиопорфировые разности, менее — кератофировые, порфиритовые, фельзит-порфировые; угловатые и с рваными краями обломки застывшей лавы часто значительно изменены; чем более основной состав лав, тем интенсивнее изменения. Стекло перекристаллизовано в агрегате альбита, кварца, хлорита, иногда сильно разложено и ожелезнено; вкрапленники плагиоклазов в порфиритах замещены альбитом, хлоритом, эпидотом и кальцитом. Аутигенная часть цемента (7—40% объема породы) является продуктом перекристаллизации стекловатой пирокластики и взаимодействия поровых растворов с обломками лавы и кристаллов минералов; представлена альбитом, хлоритом, кварцем, халцедоном, эпидотом, клиноцоизитом, цоизитом, гидрослюдой, кальцитом, которые слагают различные структурные типы полиминерального цемента. Среди прочих аутигенных минералов — сфен, лейкоксен, анатаз, глауконит, апатит. Ряд пластов порфиритовых туфов подвергся глубоким локальным изменениям с образованием бентонитовых пород, впоследствии литифицированных и превращенных в гидрослюдистые породы (Бровков и Фролова, 1962).

Литокластические туфы встречаются повсеместно в толще D_1 — D_2 , слагая пласты от 1—2 до 35 м среди близких по составу эффузивов.

Туфы кристаллокластические псаммитовой размерности, с явным преобладанием осколков плагиоклазов над лавовыми и стекловатыми фрагментами. Плагиоклазы, как правило, альбитизированы, часто замещаются хлоритом, эпидотом, кальцитом, гидрослюдой; осколки цветных минералов редки и замещены хлоритом и кальцитом. Более тонкий стекловатый материал перекристаллизован в криптокристаллический агрегат альбита с подчиненным количеством кварца, с примесью хлорита, иногда эпидота и клиноцоизита. В кислых разностях туфов эпидот отсутствует и хлорита мало.

Эти туфы типичны только для нижнего девона, залегают в виде пластов мощностью 1,5—3,5 м среди литокластических туфов, реже среди пузыристых лав.

Туфы пепловые распространены по всему разрезу, причем в нижнем девоне и эйфеле формировались за счет теле- и автопирокластики, а начиная с живетского времени только за счет телепирокластики. Установлено присутствие следующих минералогических типов и разновидностей туфов.

Типы	Разновидности
Альбитизированные	Собственно альбитизированные, окремненные, хлоритизированные, амфиболитизированные, эпидотизированные ¹
Адуляризованные	Собственно адуляризованные, турмалинизированные
Анальцитизированные	Собственно анальцитизированные, глауконитизированные, альбитизированные

Альбитизированные туфы алевролитовидные и аргиллитовидные, кремнеподобные, фарфоровидные, окрашены в различные цвета и оттенки от черных до желтовато-белых. Собственно альбитизированные разновидности сложены криптокристаллическим альбитом с подчиненной примесью кварца и адуляра; в небольших количествах и непостоянно присутствуют гидрослюда, хлорит, пирокластические альбит, кварц, редко ортоклаз, биотит, роговая обманка. Встречаются все разности от туфов с прекрасно выраженной пепловой структурой до полностью лишенных ее. Среди аутигенных аксессуаров присутствуют анатаз, брукит, сфен, лейкоксен, апатит, эпидот и клиноцоизит, глауконит, анальцит, пирит, халькопирит, магнетит, ломонит, флюорит. Терригенная примесь (до 10%) представлена кварцем, полевыми шпатами, слюдами, обломками кремней, порфинов и др. Известковистость колеблется в широких пределах вплоть до перехода в туфитовые известняки.

Остальные разновидности альбитизированных туфов в основе близки к предыдущим и отличаются лишь более сложным минеральным составом. В окремненных туфах преобладает мелкокристаллический кварц и отсутствуют следы пепловой структуры. Хлоритизированные разности (особенно типичные для нижнего карбона) отличаются главным образом присутствием значительных (до 15—20%) количеств мелкочешуйчатого хлорита, тесно ассоциирующего с альбитом. В амфиболитизированных туфах существенно альбитовый базис пронизан обильными мелкими игольчатыми кристалликами актинолита (до 10—12%); одновременно наблюдаются окисленные микроконкреции пирита, хлорит, эпидот, магнетит, анатаз. Для эпидотизированных туфов типично присутствие в альбит-кварц-хлоритовом базисе (перекристаллизованные осколки стекла) значительных количеств эпидота и клиноцоизита (до 18%).

Альбитизированные туфы распространены по всему разрезу.

Адуляризованные туфы состоят из стекловатой пирокластики (реликты которой иногда прекрасно сохранены и подчеркнуты тончайшими гидрослюдистыми оторочками), перекристаллизованной в мелкий криптокристаллический агрегат адуляра с примесью кварца и альбита. Среди прочих аутигенных минералов присутствуют анатаз, лейкоксен, хлорит, апатит, глауконит, редко клиноцоизит. Турмалинизированные туфы содержат до 3% рассеянных длинно- и короткопризматических кристаллов зеленого турмалина, причем здесь же местами локально развита баритизация в форме бессистемно рассеянных или сноповидных агрегатов призматического барита.

Адуляризованные туфы встречены в виде отдельных маломощных прослоев в живетских отложениях и нижнем карбоне, а турмалинизированные разности только в вулканогенно-осадочной толще нижнего девона.

Анальцитизированные туфы² сложены обильными округлыми, овальными, неправильными и субгексагональными зернами бесцветного

¹ Нередко встречающиеся железистые разновидности самостоятельно не выделяют из-за существенно терригенного характера гидроокислов железа.

² Анальцитомовые породы в нижнем карбоне Тувы впервые описаны Е. З. Бурьяновой (1960).

изотропного анальцима средне- и крупнопсаммитовой размерности, тесно соприкасающимися или, что чаще, слабо разобщенным «цементом» из криптокристаллической альбит-кварц-гидрослюдистой массы. Хорошо видны следы пепловой структуры и небольшая примесь пирокластических и терригенных зерен альбита, редко кварца. В глауконитизированных разностях связующая масса представлена глауконитом (до 8—10%) и субромбоздрическим железистым доломитом (до 10%) с небольшим количеством альбита и ломонтита; глауконит иногда обособляется также в мелкие линзы. Альбитизированные разности представлены в свою очередь двумя видами, один из которых близок к собственно альбитизированным туфам, но со значительным количеством замещенных анальцимом «рогулек», а второй сходен с обеими предыдущими разностями анальцимизированных туфов, но с цементирующей массой из криптокристаллического альбита, содержащего примесь кварца, адуляра, лимонита, хлорита, глауконита, гидрослюды.

Анальцимизированные туфы слагают мелкие прослои и пласты до 3—5 м в нижнем карбоне северо-восточной части прогиба.

Туффиты отличаются от туфов главным образом присутствием значительной (до 50%) примеси нормального осадочного материала. Наблюдаются все аналоги описанных выше типов и разновидностей туфов, вследствие чего отдельная характеристика туффитов не приводится. Отметим лишь, что в зависимости от характера осадочной примеси туффиты приближаются к брекчиям, конгломератам, песчаникам, алевролитам, аргиллитам, мергелям. Туффиты слагают пласты до 10—15 м и более, окрашены в самые различные цвета, часто крапчатые и обладают текстурами, характерными для обычных осадочных пород.

3. Туффитовые терригенные и карбонатные породы

Эти породы являются предпоследним членом непрерывного ряда туфы — нормальные осадочные породы и характеризуются присутствием пирокластики или продуктов ее перекристаллизации и изменения в количестве 10—50%.

Туффитовые терригенные породы. В терригенные осадки пирокластический материал поступал в виде кусков и мелких частиц застывшей лавы, стекловатого вулканического пепла и осколков интрателлурических кристаллов алевро-псаммитовой размерности, претерпевших в ходе диагенеза и катагенеза перекристаллизацию, сопровождавшуюся минеральными преобразованиями. Здесь пирокластика дополняла минеральную терригенную часть пород полевыми шпатами, менее кварцем, биотитом, роговой обманкой, апатитом и некоторыми другими минералами и, кроме того, разбавляла терригенный материал мелким стекловатым пеплом, который в процессе перекристаллизации и других вторичных преобразований становился компонентом цемента, образуя разномелкозернистые криптокристаллические агрегаты альбита и кварца с переменной примесью адуляра, хлорита, титановых минералов, гидрослюды. В зависимости от количества поступившей пирокластики она играет роль то порогового, то базальтового поликристаллического цемента. В отдельных случаях пирокластика полностью превратилась в регенерационный кварц-альбитовый цемент песчаников, что подтверждается свободным относительным расположением обломочных зерен и присутствием остатков поликристаллического кварц-альбитового цемента. В нижнекарбонových отложениях, кроме того, в непосредственной связи с пепловой пирокластикой находится широкое распространение в цементе анальцима, отчасти ломонтита.

По мере перехода к аргиллитам значение пирокластики в минеральном преобразовании пород заметно снижается, по-видимому, из-за «запечатывания» и самостоятельной перекристаллизации ее частиц в труднопроницаемой глинистой массе. В ряде случаев в туффитовых аргиллитах появляются мелкие альбитовые или альбит-кварцевые конкреции, а при благоприятных физико-химических условиях наряду с альбитизацией имела место также хлоритизация, причем она была более интенсивна в алевритовых разностях аргиллитов.

Туффитовые терригенные породы распространены по всему разрезу (фиг. 1).

Туффитовые карбонатные породы. Известняки в рассматриваемых отложениях сравнительно однообразны и представлены криптокристаллическими разностями, содержащими непостоянную примесь терригенного материала (кварц, полевые шпаты, мусковит и др.). Они обычно лишены фаунистических остатков и постепенными переходами связаны с мергелями; которые нередко слагают также самостоятельные прослои. В известняках и мергелях примесь пирокластики весьма непостоянна, причем наблюдается ее концентрация в форме отдельных поясков или равномерное размещение по всей породе. Наиболее типично присутствие перекристаллизованной стекловатой пирокластики, рассредоточенной в виде мелких обособлений неправильной формы, которые иногда соединяются в прерывистые цепочки, создавая своеобразный альбиткварцевый каркас породы. По сравнению с терригенными породами альбит-кварцевые агрегаты в известняках и мергелях обычно более крупнозернистые (средне-, крупнокристаллические), реликтовые пепловые структуры здесь редки, но многочисленны следы коррозии и растворения с последующим переотложением, что сопровождается иногда появлением альбитовых и альбит-кварцевых конкреционных стяжений. Контакты альбитовых и альбит-кварцевых участков с криптокристаллическим базальным кальцитом имеют шиповидный, зубчатый и ступенчатый характер. В парагенезе с альбитом и кварцем установлены небольшие количества хлорита, гидрослюда, лейкоксена, анатаза, глауконита, адуляра, флюорита, апатита.

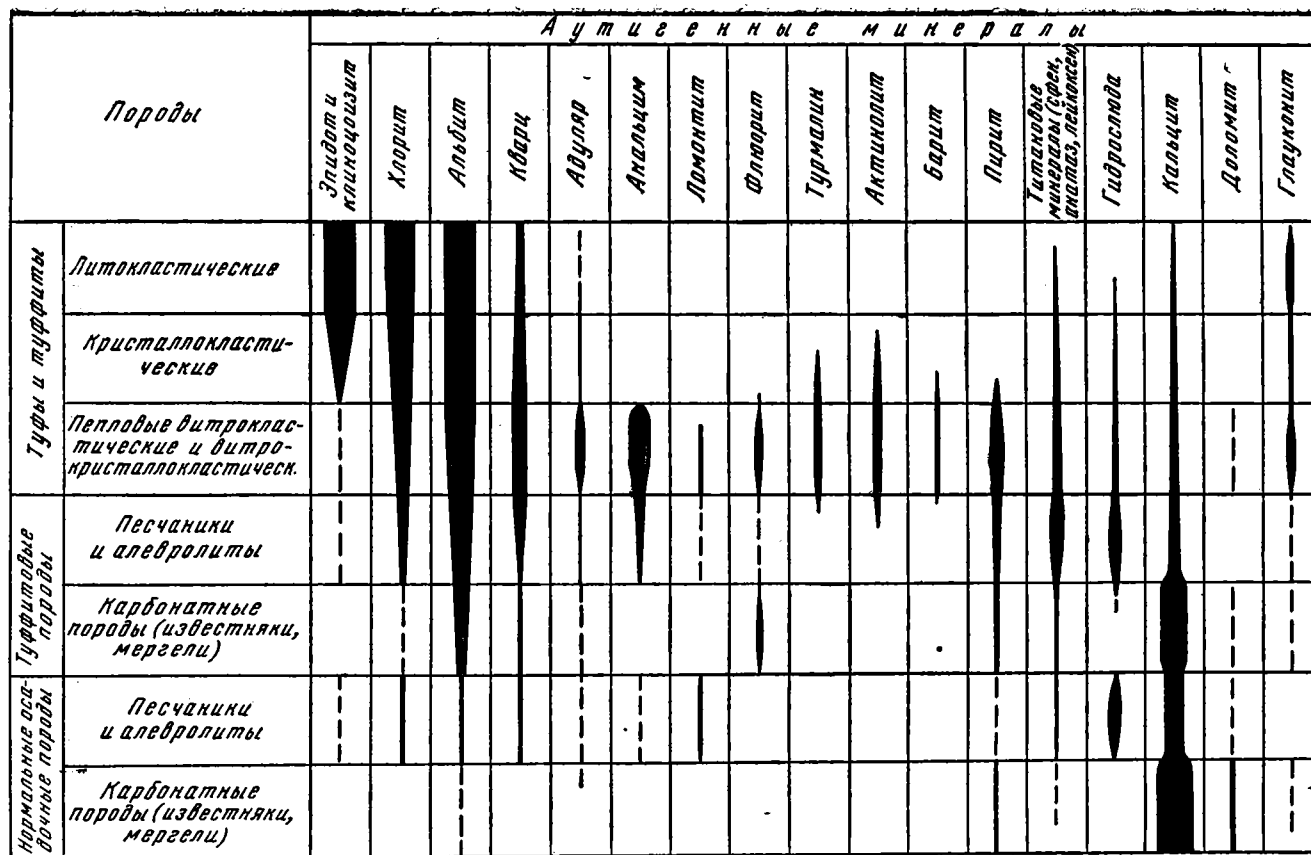
Туффитовые карбонатные породы наиболее распространены в отложениях илеморовской свиты живетского яруса, реже встречаются в нижнем карбоне.

4. Основные минеральные преобразования

Сравнительный анализ аутигенно-минералогического состава пирокластических, туффитовых и свободных от пирокластики осадочных пород с полной очевидностью показывает, что целый ряд аутигенных минералов своим региональным распространением или локальным повышенным содержанием обязан прежде всего вулканогенному материалу. К таким минералам относятся альбит, адуляр, хлорит, эпидот и клиноцоизит, актинолит, турмалин, анальцит, флюорит, отчасти глауконит, кварц, минералы титана, ломонтит, барит (фиг. 3). Это позволяет говорить о своеобразной пирокластической минерализации — эпидотизации, хлоритизации, альбитизации, анальцитизации и т. д.

Пирокластическая альбитизация³ наиболее широко распространена латерально и стратиграфически, в литологическом отношении наиболее эффективна; она приводит к появлению существенно альбитовых пород (туфы, туффиты) и к повышенному количеству аутигенного альбита в осадочных породах. Альбитизация прослеживается по всему профилю

³ Здесь не имеется в виду катагенетическая альбитизация основных разностей плагиоклазов как процесс иного рода.



Фиг. 3. Аутигенная минерализация пирокластических, пирокластически-осадочных и осадочных пород

пирокластических и осадочных пород и почти не контролируется фациальными условиями (альбит развит как в континентальных, так и морских отложениях); для нее необходимо лишь присутствие определенного исходного материала — стекловатой пирокластике. Фациальный контроль проявляется практически только через гидродинамический фактор, содействуя (спокойная среда со слабым терригенным питанием) или препятствуя (динамически активная среда) скоплению поступающего пепла.

Формы проявления процесса: сплошные массы альбита (с подчиненной примесью других минералов) в туфах и туффитах, базальный и поровый поликристаллический и поликристаллически-регенерационный цемент в терригенных породах и литокристаллокластических туфах, рассеянные агрегаты и стяжения в карбонатных и глинистых породах. Сопутствующие процессы — адуляризация, анальцимизация, эпидотизация, хлоритизация, амфиболизация и др.

Пирокластическая адуляризация как ведущий процесс развивалась редко и локально (С₁ хребта Хербесс, Д₂ Арыг-Бажи, Д₁ урочища Отук-Даш), приурочиваясь почти исключительно к пластам пепловых туфов; проявляется она в виде сплошных криптокристаллических масс адуляра с второстепенной примесью альбита, кварца и других минералов.

Сопутствующие процессы — альбитизация, окремнение, редко турмалинизация.

Хлоритизация наряду с альбитизацией является широко распространенным процессом преобразования пирокластике и наблюдается в туфах, туффитах и реже в туффитовых породах, главным образом терригенных. Хлорит развивался в виде микрозернистых и мелкочешуйчатых агрегатов в мелких интерстициях и поровых пустотах, по стекловатым пеплу и лаве, реже по плагиоклазам; при этом иногда появлялись инкрустационные и крустификационные структуры. В литокластических туфах наиболее интенсивно хлоритизация развивается в основных разностях; в пепловых туфах и туффитах состав исходного материала, по видимому, не имеет такого значения, и на течение процесса в первую очередь оказывают влияние благоприятные физико-химические условия водоемов, причем для пепловых туфов хлоритизация менее характерна, чем для туффитов. В туффитовых аргиллитах хлорит иногда принимает участие в сложении существенно альбитовых конкреций.

Сопутствующие процессы — альбитизация, окремнение, эпидотизация.

Пирокластическая эпидотизация развита почти исключительно в автопирокластических накоплениях и ассоциирующих с ними прослоях туффитовых терригенных пород нижнего девона. Процесс связан с преобразованием пирокластике лав среднего и основного состава; эпидот развит по плагиоклазам, обломкам лавы, выполняет поровые участки.

Сопутствующие процессы — альбитизация, хлоритизация, окремнение.

Пирокластическая амфиболизация и турмалинизация также наблюдаются только в нижнем девоне и ограничены участком левобережья р. Бий-Хем в районе урочища Отук-Даш. Они проявляются в виде импрегнации игольчатыми кристаллами актинолита и турмалина пепловых альбитизированных и калишпатизированных туфов и туффитов. В образовании турмалина не исключено участие вулканических эксгальций.

Пирокластическая анальцимизация установлена в отложениях нижнего карбона преимущественно в северо-восточной полосе их распространения (от с. Ак-Тал и хребта Хербесс до ручья Шивелиг), где является одним из ведущих процессов преобразования пеплового материала. Формы проявления — прослои и пласты существенно анальцимо-

Химический состав наиболее распространенных пелловых туфов Девона и карбона Туры

№ обр.	Возраст	Разновидности туфов	% на высушенную при 110° навеску											Сумма
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	
84	D ₁	Альбитизированный	72,96	0,20	11,25	3,0	1,97	0,07	1,10	2,55	2,25	0,95	3,59	99,90
3060	D ₂ сагл.	Альбитизированный с гидрослюдой	70,68	0,17	11,83	0,23	3,48	0,03	3,24	0,83	3,96	2,20	2,76	99,41
814	D ₂ ихе.	Адуляризованный	72,01	0,05	13,02	0,72	1,87	не опр.	0,80	1,14	1,22	6,75	2,16	99,74
3169	D ₂ илем.	Альбитизированный и окремненный, с адуляром	75,30	0,23	7,28	0,32	4,02	0,12	4,18	1,20	1,95	1,95	3,28	99,83
3295	D ₃	Альбитизированный	74,80	0,16	11,91	—	3,95	0,06	1,36	0,41	5,60	0,58	0,76	99,59
4313	D ₃	Альбитизированный, известковистый	63,39	0,10	11,06	0,42	2,59	0,07	9,00	0,67	5,01	1,03	6,79	100,14
362	C ₁ херб.	Альбитизированный и адуляризованный	73,74	0,22	11,30	0,23	2,44	0,02	1,48	1,16	2,33	4,75	2,15	99,82
2432	C ₁ херб.	Альбитизированный, окремненный и адуляризованный	81,80	0,18	8,87	0,10	2,87	0,02	0,91	0,71	3,30	1,75	0,22	100,73
2639	C ₁ херб.	Окремненный, альбитизированный с анальцимом	75,98	0,16	7,36	0,33	1,58	0,03	4,91	0,90	2,00	1,50	5,93	100,68
377	C ₁ байт.	Адуляризованный и альбитизированный	74,04	0,37	9,75	0,12	2,94	0,04	3,19	0,49	2,05	4,20	2,66	99,85
2453	C ₁ байт.	Альбитизированный, с адуляром и гидрослюдой	73,74	0,30	12,45	0,41	4,49	0,06	0,89	0,68	4,85	2,07	0,64	100,58
2680	C ₁ байт.	Анальцимизированный	68,71	0,19	13,91	0,39	2,14	0,02	0,76	0,32	6,08	2,04	4,84	99,40

вых пород, псевдоморфозы по пелловым частицам, рас-сеянные мелкие участки анальцима в существенно альбитовой массе, поровый цемент в туффитовых терригенных породах. Сопутствующие процессы — альбитизация, глауконитизация, калишпатизация (доломитизация).

Пирокластическая глауконитизация развита весьма ограничено и сопутствует анальцимизации. Она наблюдается в форме линзовидных прослоек и линз глауконита среди анальцимированных туффитов и в виде связки в анальцимовых породах. Среди прочих пород глауконит обычно отсутствует или наблюдаются только его единичные зерна.

Пирокластическое окремнение, подобно альбитизации, распространено широко и обычно сопровождает все предыдущие процессы. Оно выражается в виде криптокристаллических масс вторичного кварца в туфах, туффитах и цементе туффитовых терригенных пород; кварц рассредоточен среди обычно преобладающего альбита, а в терригенных породах образует также регенерационные оторочки вокруг обломочного кварца.

Все рассмотренные выше процессы являются специфическими для девоно-нижнекарбонových отложений и в то же время надфациальными, в связи с чем аутигенно-минералогический комплекс D—C₁ в целом показывает слабую зависимость от конкретных фациально-палеогеографических условий седиментации и диагенеза. В самом деле, алевролиты и песчаники с альбитовым или кварц-альбито-

вым поликристаллическим поровым и базальным цементом бывают аллювиальными, озерными, лагунными, морскими, а иногда также субаэральными отложениями низменных водоразделов. Альбитом распространен как среди аллювиально-дельтовых отложений (нередко грубо-обломочных), так и в осадках обширных озерных бассейнов. Альбитизированные и хлоритизированные туффы и туфы установлены среди субаэральные накопления, отложений периодически пересыхавших опресненных и осолоненных озерных и лагунных водоемов, в дельтовых зонах. Эпидот развит в литокластических и литовитрокластических туфах наземного и бассейнового накопления.

Это дает основание утверждать, что в развитии того или иного типа пирокластической минерализации ведущую роль играл состав исходных пирокластических продуктов (лавы извержений). Лишь интенсивные хлоритизация и глауконитизация постоянно связаны с бассейновой обстановкой и более требовательны к физико-химическим условиям среды. Эпидотизированные и хлоритизированные туфы и туффы нижнего девона являются продуктами изменения пирокластики среднего и основного состава. Альбитизация в нижнем карбоне связана с пепловым материалом средних и кислых щелочных богатых натрием лав. Альбитизация с попутным окремнением и адуляризацией развивается в типичном виде по продуктам более кислых эффузивов (альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры). Альбитовые с примесью хлорита ассоциации связаны, как правило, с плагиопорфировыми лавами.

Приведенные в таблице данные по химическому составу наиболее распространенных разностей пепловых туфов девона и карбона показывают довольно ограниченный диапазон изменений состава телепирокластического материала во времени и преимущественную связь его с кислыми и близкими к средним щелочными лавами, что увязывается с геологическими данными по смежным регионам. Определенная нивелировка состава обусловлена, по-видимому, также процессами привноса и выноса вещества на стадии катагенеза, однако количественная оценка этих явлений достоверно произведена быть не может.

Продукты пирокластической минерализации и прежде всего альбит выступают в терригенных породах в качестве антагонистов «законных» диагенетических и катагенетических образований и прежде всего кальцита. Возникающий на более ранних стадиях катагенеза за счет рассеянной в порах пирокластики альбит (и его спутник кварц) заполняет частично или полностью поровые участки песчано-алевролитовых пород, делает их малопроницаемыми для дальнейшей циркуляции вод и соответственно ограничивает возможности дальнейшего аутигенного минералогенеза; при отсутствии же пирокластики главным компонентом цемента обломочных пород обычно служит кальцит, частью гидролюда, реже кварц. Пирокластическая альбитизация является ощутимым тормозом в развитии такого характерного для рассматриваемых отложений процесса, как известковый метасоматоз, ограничивает возможности седиментационно-диагенетического карбонатообразования вследствие занижения рН среды и препятствует появлению диагенетического доломита. В то же время пиритизация наиболее часто приурочена именно к пластам туфов и туффитов, что связано с их преимущественным накоплением в более спокойных частях водоемов и существенно закисным характером самой пирокластики.

Региональная альбитизация и сопутствующее ей частичное окварцевание выступают в качестве важных факторов литогенеза и в других направлениях. Ими обусловлено широкое распространение регенерационных структур цемента и ограниченное развитие конформных струк-

тур; последние при большой исходной примеси пепловой пирокластике вообще нередко отсутствуют, несмотря на большие мощности вышележащих осадочных толщ. Процессы пирокластической минерализации, наконец, полностью искажают и усложняют «нормальную» катагенетическую зональность разреза, приводя к широкому распространению минералов, характерных для более глубоких зон катагенеза (например, хлорит, альбит), на самых различных уровнях, вплоть до наиболее высоких (байтагская свита C_1), причем нередко роль хлорита в более древних отложениях (S , D_{1-2}) значительно меньше, чем в молодых.

Немаловажное значение пирокластического материала состоит также в том, что с ним местами связаны проявления полезной минерализации, в частности локальная повышенная фосфатность, флюоритизация, повышенные содержания некоторых редких и рассеянных элементов, присутствие измененных бентонитовых пород.

Присутствие пирокластического материала (литокластического и пеплового) в нижнем девоне и эйфеле Тувы является закономерным в связи с принадлежностью данного комплекса к вулканогенно-осадочному типу, местами по периферии переходящему в почти исключительно эффузивный. Породные же ассоциации нижнего карбона, изобилующие туффовыми породами, туффитами и туфами, служат примером своеобразного парагенеза, особенностью которого является обилие пеплового пирокластического материала (и продуктов его преобразования) при отсутствии местных проявлений вулканизма. Такие комплексы, на наш взгляд, следует рассматривать в качестве самостоятельного типа осадочно-телепирокластических накоплений и относить к одному из типов вулканогенно-осадочных формаций. В таком случае предложенная Н. М. Страховым (1960) предварительная классификация эффузивно-осадочных формаций с выделением эффузивной, эффузивно-терригенной и эффузивно-кремнистой формаций дополняется новой осадочно-терригенной или терригенно-карбонатной)-телепирокластической формацией. Нижний карбон Тувинского прогиба является терригенно-телепирокластической формацией, нижний карбон Минусинского прогиба — терригенно-карбонатно-телепирокластической. Обогащенная пепловым пирокластическим материалом илеморовская свита живета Тувы также может быть выделена в качестве терригенно-карбонатно-телепирокластической формации.

С осадочно-телепирокластическими формациями всегда сопряжены эффузивно-осадочные и эффузивные формации в смежных регионах, образующие с ними единый крупный формационный парагенез. В частности, аналогами нижнекарбонных осадочно-телепирокластических формаций Тувинского и Минусинского прогибов являются эффузивно-осадочные формации Монголии, Алтая, Казахстана.

Введение представления об осадочно-телепирокластических формациях, как нам кажется, будет содействовать более правильному и глубокому познанию закономерностей вулканогенно-осадочного седиментогенеза и влияния эндогенных факторов на литогенез.

ЛИТЕРАТУРА

- Бровков Г. Н. и Фролова В. Т. Измененные бентонитовые породы в девоне Тувинского и Минусинского прогибов. Докл. АН СССР, т. 143, № 4, 1962.
Бурьянов Е. З. Анальцит и цеолитсодержащие осадочные породы Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, 1960.

УДК 549.905.1 (574.12)

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ КАРАТАУ (Мангышлак)

В. И. МУРАВЬЕВ

В карбонатных тектонических брекчиях района Бешкемпир (Восточный Каратау) описан комплекс аутигенных минералов, полностью заменивших собой первичные обломочные компоненты в брекчированных породах триаса. Ассоциация минеральных новообразований представлена кварцем, альбитом, ортоклазом, мусковитом, а также турмалином, рутилом, баритом, доломитом и пиритом.

Установлена последовательность кристаллизации аутигенных минералов и приуроченность различных новообразований к исходным типам пород. В обломках карбонатных песчаников развиваются кварц, мусковит и альбит; в обломках ракушечниковых известняков фиксируется отсутствие аутигенного кварца и появление больших количеств ортоклаза.

Каждый из описанных минералов обладает рядом специфических свойств (форма кристаллов, характер двойникования, оптические константы), отличающих аутигенные минералы от их аналогов из магматических пород.

В западной части антиклинория Восточный Каратау, в районе железорудных месторождений Бешкемпир, прослеживается зона разлома почти широтного направления. Линия простираения разлома совпадает с осью Бешкемпирской синклинали, а сам разлом служит как бы ее основанием. Ядро синклинали выполнено крутопадающими пластами пород акмышской свиты, которые в нижней части синклинальной ванны при переходе ее в разлом брекчированы. Тектонические брекчии, выполняющие зону разлома, вскрыты лишь в наиболее гипсометрически низких участках рассматриваемого района, в придонной части сая Сары-Ковах. На восточном борту сая, непосредственно на тектонических брекчиях, располагаются в виде железной шляпы натечные гетитовые руды, образующие крайний восточный участок Бешкемпирской полосы рудопроявлений. В западном борту сая над брекчированной зоной располагаются известняки акмышской свиты, выполняющие ядро Бешкемпирской синклинали.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БРЕКЧИЙ

Брекчии сложены обломками и глыбами пород акмышской свиты. Обломки обладают размерами от миллиметров до нескольких метров и заключены в измельченную массу тех же пород. Ориентировка обломков разнообразная, часто они раздавлены, в них фиксируются трещины, смещения или изгибы слоев. В отдельных случаях наблюдаются мелкие осколки инородных пород, впрессованные в тело более крупных обломков. Цвет брекчий ржаво-желтый за счет интенсивного прокрашивания гидроокислами железа, хотя отдельные блоки и сохранили свою первоначальную окраску. Это относится главным образом к черным дет-

ритусовым известнякам, изобилующим распыленным органическим материалом. В теле брекчии сосредоточены многочисленные кристаллы пирита, обладающие исключительно пентагондодекаэдрической формой. Размер кристаллов изменяется от долей миллиметра до нескольких сантиметров, причем наиболее крупные индивиды включены в цементирующую массу брекчий. К цементу приурочены также довольно крупные (до 5—6 см) ромбоэдры новообразованного доломита, часто образующие агрегатные сростки из нескольких кристаллов.

Общее осветление брекчированных пород и прокрашивание их гидроокислами железа не замаскировало их первичных текстур, в которых узнается весь набор текстурных особенностей пород акмышской свиты.

ТИПЫ ПОРОД

Среди обломков брекчий выделяются три основных типа пород — карбонатные песчаники, алевроитово-глинистые известняки и раковинные известняки. Эти три типа преимущественно распространены в низах акмышской свиты.

В коренном залегании песчаники представлены главным образом мелкозернистыми разностями, сложенными полимиктовым материалом с соотношением кварц : полевые шпаты : обломки пород, равным 1 : 2 : 2.

Карбонат кальция в песчаниках выступает в качестве базального цемента с крупнокристаллической структурой. Отмечается повсеместная коррозия терригенных зерен, часто приводящая к значительному растворению их. В максимальной степени растворены зерна плагиоклазов и обломки эффузивных пород. Наряду с растворением обломочных зерен отмечается незначительная регенерация альбитов и редкие новообразования аутигенных альбитов не выше восьмого номера. Глинистое вещество замещено хлоритом. Доля карбонатов в песчаных породах колеблется в пределах 40—60%; отмечается некоторая анкеритизация его, хотя и незначительная (FeO и MgO в карбонатах не превышают 2%).

В брекчиях обломки карбонатных песчаников сложены полигонально-кристаллическим кальцитом с выдержанным размером кристаллических зерен (обычно 0,2—0,4 мм). В отличие от пород эталонного разреза фиксируется не анкеритизация, а доломитизация карбонатов, также незначительная (количество MgO не превышает 0,6%). Поверхность соприкосновения кристаллов покрыта тончайшей пленкой гидроокислов железа, придающей породам в целом желтый оттенок. Содержание в породах гидроокислов железа ничтожно мало — не превышает 0,05% (хотя процент валового железа несколько выше за счет Fe пиритного).

Среди зернистой массы карбоната кальция рассеяны аутигенные идиоморфные кристаллы кварца, мусковита и альбита. Ленточные прослои песчаных пород, первично обогащенные более тонким глинисто-слюдистым материалом, сохранили в обломках брекчий тонко- и микрозернистую структуру. К плоскостям слоистости приурочены вытянутые линзы, выполненные агрегатными скоплениями новообразований мусковита, альбита и халцедона, а местами в этих же ленточных прослоях группируются кристаллики пирита, имеющие форму исключительно пентагондодекаэдров.

Реликты обломочных минеральных зерен присутствуют в карбонатной массе лишь в участках незавершенной перекристаллизации и представлены сильно корродированными обломочками кварца, кислых плагиоклазов и кремнисто-хлоритовых сланцев. По периферии этих участков располагаются агрегатные скопления аутигенных альбитов,

мусковита и реже кварца. Общая доля реликтов обломочных зерен ничтожна и не превышает в нерастворимых остатках 1—2%.

Глинисто-алевритовые известняки в коренных разрезах представлены микрокристаллическим карбонатом (также слабо анкеритизированным) с примесью тонкодисперсного вещества хлорит-серицитового состава и обломочных зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород алевритовой размерности. Распределение обломочного вещества крайне неравномерно и подчинено тонкому ритмичному переслаиванию собственно алевритовых, глинистых и глинисто-слюдистых слоев. Коррозия обломочных зерен незначительна.

В брекчиях обломки и глыбы первичных тонкоплитчатых глинистых известняков сохраняют те же черты структур карбонатной массы и связанной с этим приуроченности аутигенных образований. Первичная обогащенность пород тонкодисперсным веществом затормозила лишь перекристаллизацию карбонатов и привела к образованию неполностью перекристаллизованных известняков, сплошь составленных из лент среднезернистого карбоната, перемежающихся с агрегатными прослойками альбитово-кварцевого состава с мусковитом, включенными в мелко- и микрокристаллическую массу известняков.

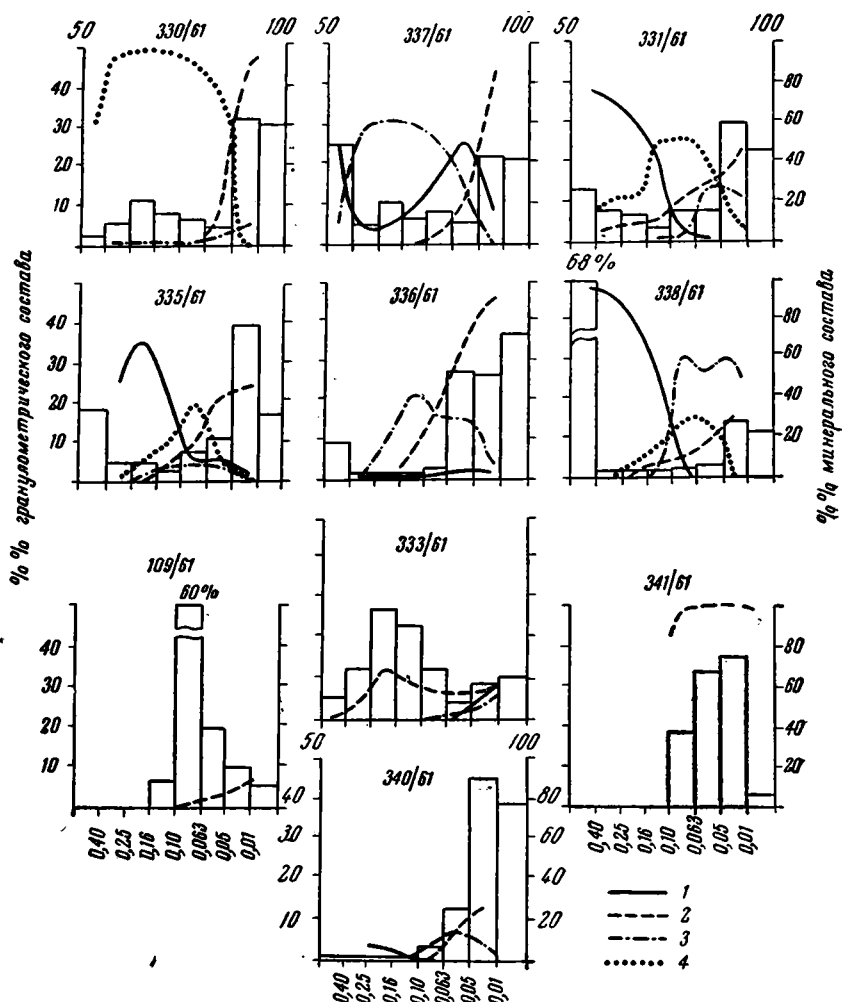
Как и в случае бывших карбонатных песчаников, брекчированные глинистые известняки представлены не анкеритизированным, а доломитизированным кальцитом, содержание MgO в котором не превышает 2—3%. Однако здесь же следует подчеркнуть и еще одно важное отличие карбонатного вещества брекчий от карбонатов пород эталонного разреза. Если анкеритизация карбонатного цемента исходных пород является равномерной и сопровождается повышением показателя преломления карбонатных зерен, то для обломков брекчий термин «доломитизация» имеет уже принципиально иной смысл. Зерна доломита теоретического состава здесь как бы примешаны к столь же чистому кальцитовому веществу, составляющему основную массу пород. Отмеченная особенность относится и к первичным песчаным карбонатным породам.

Несколько особняком стоят ракушечниковые известняки. Первично высокая примесь в них органического вещества и связанная с этим черная окраска пород сохранилась характерной для них и в зоне брекчирования. Карбонат кальция здесь перекристаллизован крайне неравномерно, причем обломки раковин послужили центрами перекристаллизации и на их месте возникли линзы и гнезда крупнокристаллического кальцита. При переходе к соседним участкам размеры кристаллических зерен кальцита резко сокращаются.

Кристаллическая зернистая масса переходит местами в микрокристаллическую с примазками черного углистого вещества. Контуры ракушек, как правило, полностью уничтожены перекристаллизацией, и лишь в редких случаях удается фиксировать их остатки. Состав карбонатного вещества кальцитовый. В массе таких известняков концентрируются сильно вытянутые кристаллы аутигенных калиевых полевых шпатов, сосредоточенные главным образом в мелко- и среднезернистом известняке. Участки крупнокристаллического кальцита и микрозернистого кальцита лишены новообразований.

ЦЕМЕНТ БРЕКЧИЙ

Если отдельные глыбы и обломки брекчий сохранили первичные текстуры и в небольшой степени даже реликты структуры и обломочных зерен исходных пород, то цементирующая масса, измельченная уже в



Фиг. 1. Гранулометрические гистограммы и кривые минерального состава нерастворимых остатков различных типов пород тектонических брекчий
1 — кварц, 2 — альбит, 3 — мусковит, 4 — сериклаз

момент образования брекчий, могла в лучшем случае наследовать лишь усредненный минеральный состав обломков. Однако именно эта раздробленная и измельченная минеральная и структурная фаза брекчий оказалась наиболее подготовленной для проникновения растворов и интенсивнейшей последующей перекристаллизации. В цементирующей массе карбонат кальция раскристаллизован до крупнокристаллического. Отдельные кристаллические зерна кальцита, окруженные пленкой гидроокислов железа, сохранили первичную форму обломков, но представлены, как правило, монокристаллическими индивидами. Железистая пленка предохраняла заключенные в ней зерна от кристаллической связи с окружающим материалом и помогает наблюдать первично обломочный характер структуры. Масса минеральных обломков, погруженная в измельченный кальцит, в дальнейшем, при перекристаллизации карбонатного материала оказалась полностью уничтоженной и дала начало всему спектру аутигенных минеральных образований, характер-

ных для различных типов глыб и обломков брекчий лишь в определенных сочетаниях. В цементирующей массе более или менее равномерно рассеяны и кварц, и калиевые полевые шпаты, и альбит, и мусковит, и пирит. К ней же приурочены и крупные идиоморфные кристаллы доломита (с включениями аутигенных альбитов). Наряду с усреднением состава аутигенных минералов в цементирующей массе брекчий отмечается наибольшая пестрота размеров тех или иных аутигенных минералов. Встречаются и весьма крупные (до 8 мм) кристаллы кварца, и мельчайшие кристаллики, размером менее 0,01 мм.

Для более детального изучения аутигенных минеральных новообразований большие массы различных типов пород (до 1—1,5 кг) были растворены в 5%-ной HCl, а накопленный нерастворимый остаток изучен во фракциях от 0,4 до 0,01 мм (фиг. 1). Фракция 0,05—0,01 мм образцов была разделена на центрифуге в жидкости М-45, удельного веса 2,72. Мусковит отделялся встряхиванием на листе картона. Примеренные простые методы сепарации позволили получить, наряду с размерными фракциями, чистые минеральные фракции мусковита и турмалин-рутиловые фракции, что существенно облегчило изучение отдельных минералов, особенно акцессорных.

Важнейшие аутигенные минералы были изучены на федоровском столике в шлифах и порошковых препаратах, а микрофотографирование проводилось в специально приготовленных препаратах на очень жидком бальзаме, что позволяло перемещением покровного стекла ставить зерна в наиболее выгодное заданное положение.

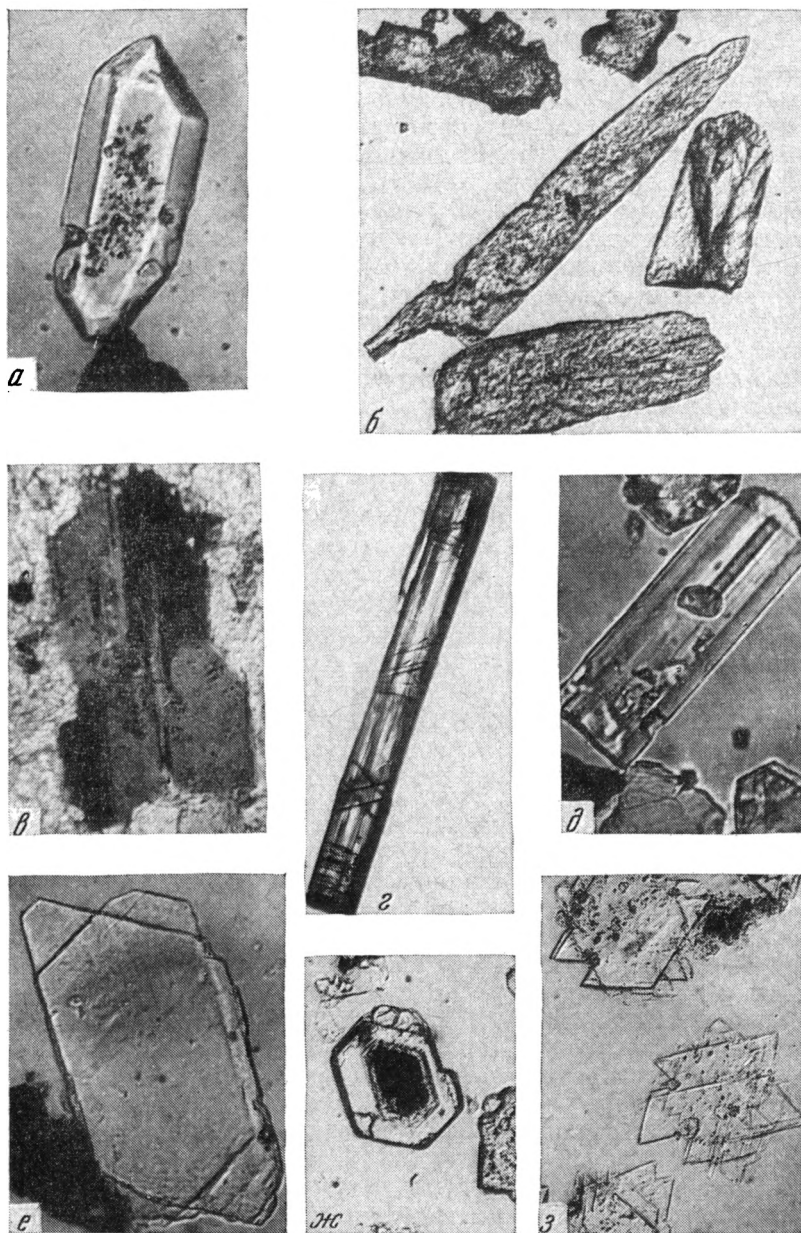
ОПИСАНИЕ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Кварц (фиг. 2) развит в обломках плитчатых карбонатных песчаников и алевроитово-глинистых известняков, часто являясь в этих породах главным аутигенным минералом, составляющим до 90% нерастворимого остатка.

Максимальная концентрация кристаллов аутигенного кварца наблюдается в наиболее крупных размерных фракциях (более 1 мм). Кристаллики кварца обладают вытянутой обелисковидной формой с пирамидальными ограничениями гексагонального облика. Крупные кристаллики изобилуют включениями, максимально сосредоточенными в центральных частях зерен, что позволяет рассматривать часто всю массу включений как крупное зародышевое ядро. Поверхностная оболочка аутигенных кристаллов и его пирамидальные вершины сравнительно чистые. Соотношение чистых зон кристаллов по горизонтальным осям и осей с позволяет сделать вывод о примерно двухкратном превышении скорости роста граней пирамидальной головки кристаллов над скоростью роста граней призмы.

Из-за широкого развития центральных зародышевых включений наблюдается некоторый разброс значений удельного веса зерен, а средняя величина (2,639) несколько ниже стандартной величины удельного веса чистого кварца. Показатели преломления не отклоняются от нормы.

Помимо монокристалликов, аутигенный кварц образует цементирующую массу многочисленных агрегатно построенных зерен, состоящих из аутигенных альбитов и мусковита с незначительной примесью рутила и турмалина. Весь агрегат в этих случаях оказывается как бы впаянным в монокристалл кварца. Такой характер выделений однозначно свидетельствует о формировании кварца на последнем этапе аутигенного минералообразования тектонических брекчий.



Фиг. 2. Микрофотографии аутигенных минералов

а — кристалл аутигенного кварца, увел. 36; б — кристаллы аутигенного ортоклаза, увел. 50; в — четверник аутигенного альбита, увел. 390, николи скрещены; г — кристалл аутигенного рутила, увел. 500; д — аутигенный турмалин с зародышевым ядром и внутренним, более темным, аутигенным кристалликом более ранней генерации, увел. 500; е — двойник мусковита с выходом индивидов за контур срастания, увел. 200; ж — аутигенный кристаллик мусковита с ядром более железистого мусковата, увел. 50; з — звездчатые тройниковые сростки мусковита, увел. 50

Альбит в виде отдельных кристаллов или их шахматных сростков включен в основную перекристаллизованную массу мелкозернистого кальцита всех изученных типов пород. Наряду с рассеянными кристаллами альбита в первичных относительно тонкодисперсных породах по-

являются крупные агрегатные зерна (до 0,5—1 мм), состоящие из кристалликов альбита или из альбита и мусковита.

Особо следует отметить исключительно альбитовый состав нерастворимого остатка аутигенных монокристаллов доломита (фиг. 1, обр. 341/61). В последнем случае аутигенные альбиты не корродированы, в то время как во всех других типах пород отмечается незначительная коррозия кристаллов альбита кальцитом при позднейшей его перекристаллизации.

Минералогическое изучение гранулометрических фракций нерастворимого остатка показало, что альбиты концентрируются в тонких фракциях (0,05—0,01 мм) и количественно убывают по мере увеличения размера зерен (фиг. 1).

Кристаллы альбита (фиг. 2, в) обладают таблитчатой формой, уплощенной по (010) с хорошо развитыми гранями (010), (001), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), (111); реже наблюдаются другие грани (100), (120), (130). Показатели преломления кристаллов, измеренные на плоскостях 001 (N_p' и Ng') и 010 (Nm) варьируют в следующих пределах $Ng'=1,538—1,539$; $Nm=1,533—1,535$; $N_p'=1,529—1,531$. Ориентировка индикатрисы, измеренная на федоровском столике относительно плоскостей (001) и (010), соответствует номерам плагиоклаза от 4 до 6. Статистическое измерение угла 2V на федоровском столике обнаружило колебание этой величины от 84 до 92° (2V сред.=88°). Кристаллы аутигенных альбитов образуют характерные сростки четырех индивидов, угасающих в шахматном порядке (фиг. 2, в). Шахматный характер угасания проявляется только на грани (001), в случае когда ось с кристалла совмещена с оптической осью микроскопа. Бросается в глаза четкость двойниковых швов в зоне (010), разграничивающих индивиды 1, 2 и 3, 4, и неясный характер срастания в зоне (100) между парами 1—2 и 3—4. Как правило, шов этот имеет характер зазубренной линии, и лишь в редких случаях удается фиксировать прямолинейную линию, разграничивающую пары 1—2 и 3—4.

Анализ характера двойникового срастания индивидов показал, что в четверниковых сростках аутигенных альбитов имеют место случаи различной взаимной ориентировки неделимых, однако любая комбинация пар, сросшихся по альбитовому закону, приводит в силу триклинного характера альбита к срастанию пар между собой по произвольной (обычно зазубренной) линии. Среди всех теоретически возможных случаев образования шахматных сростков альбита двойниковое срастание пар по четкой плоскости имеет место лишь при центри-симметричном карлсбадском двойниковании индивидов шахматного сростка. Сростки альбита шахматного характера неоднократно отмечались в литературе (Füchtbauer, 1948, 1950, 1956; Шутов, Муравьев, 1964), причем они всегда связаны с карбонатными отложениями. Взгляды различных исследователей расходятся лишь в трактовке времени или конкретного механизма образования подобных сростков. Однако принадлежность шахматных альбитов к перекристаллизованным карбонатным породам должна рассматриваться в качестве одной из их специфических особенностей.

Работы Ф. Лавеса и У. Чейссона (1952), О. Ф. Туттла и Н. Л. Боуэна (1952), А. С. Марфунина (1960, 1962), посвященные изучению полевых шпатов различных магматических образований, их синтезу и температурным превращениям, выявили определенную специфику полевых шпатов и в частности альбитов для ряда высокотемпературных эффузивных пород и магматических пород глубинного происхождения. Установлено определенное отличие в строении высокотемпературных и

глубинных альбитов, связанное с различной упорядоченностью кристаллической решетки минерала, образованного в разных геологических условиях. Оптически оно проявляется в несколько отличной величине угла $2V$ минерала, являющейся в какой-то мере определенным мерилем степени неупорядоченности кристаллов. Так, для высокотемпературных альбитов $2V = \text{до } 135^\circ$; для глубинных альбитов $2V = 76\text{—}80^\circ$. Аутигенные альбиты с $2V = 80\text{—}105^\circ$ в свете этих данных могут рассматриваться как низкотемпературный (холоднотемпературный) вариант неупорядоченных кристаллов.

Мусковит практически встречается в обломках всех изученных типов пород. Кристаллы новообразованного мусковита образуют агрегатные линзы совместно с кристалликами альбитов или без них либо рассеяны в виде мелких монокристаллов в массе зернистых известняков.

Наиболее обычна ассоциация мусковита и кварца, выступающих вместе в качестве антиподов калиевого полевого шпата, однако даже в наиболее ярко выраженном калишпатовом образце (№ 330/61) зерна мусковита все же присутствуют в небольших количествах в самых тонких фракциях нерастворимого остатка.

Пластины аутигенного мусковита бесцветны и обладают перламутровым блеском. В большой массе зерен отмечается слабый зеленоватый оттенок. Упругость мусковита значительно ниже упругости высокотемпературных разностей, что сближает описываемые аутигенные мусковиты с серицитом или жильбертитом.

Оптические свойства аутигенных мусковитов колеблются для различных образцов в следующих пределах: $N_p = 1,562\text{—}1,566$; $N_m = 1,587\text{—}1,594$; $N_g = 1,591\text{—}1,598$; $2V = 37\text{—}40^\circ$.

В каждом отдельно взятом образце (типе пород) пределы колебаний оптических свойств мусковита заметно сужаются. В одном случае в обломке тонкоплитчатого глинисто-алевритового известняка (обр. 329/61) зерна бесцветного мусковита включают в себя в центре ядра зеленого мусковита с правильной огранкой. Причем ориентировка кристаллов и зеленого, и бесцветного мусковита оказывается тождественной (фиг. 2, ж), а контуры включенных ядер исключительно четкими. Окрашенные ядра в данном случае выступают в качестве зародышей, ориентировавших новообразованные кристаллы мусковита. Рентгеновское изучение аутигенного мусковита показало принадлежность его к структурной модификации $2M_1$.

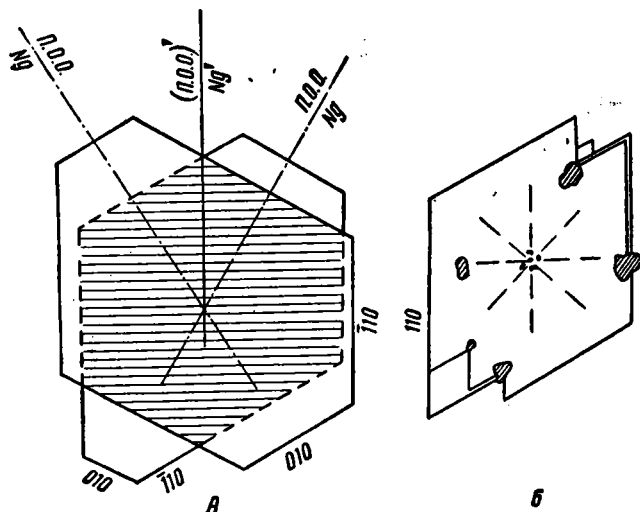
Удельный вес чешуек, замеренный в градиентной трубке, разработанной М. Я. Кац (1962), показал небольшой статистический разброс значений при средней величине удельного веса, равной 2,816. Средняя величина удельного веса описываемого аутигенного мусковита несколько ниже стандартных величин удельных весов глубинных мусковитов аналогичного состава. Химический анализ мусковита показал (в %): $\text{SiO}_2\text{—}45,14$; $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}31,56$; $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—}1,88$; $\text{FeO—}0,23$; $\text{MgO—}2,88$; $\text{K}_2\text{O—}9,36$; $\text{F—}0,20$; $\text{H}_2\text{O}^+\text{—}3,72$; $\text{CaO—}1,77$; $\text{Na}_2\text{O—}0,68$; $\text{CO}_2\text{—}2,55$; $\text{TiO}_2\text{—}0,3$.

За вычетом минимальной примеси включенных альбитов, карбонатов и рутила это соответствует алюминиевому мусковиту со структурной формулой $\text{K}_{0,88}(\text{Al}_{1,70}\text{Fe}^{0,01}\text{Fe}^{0,01}\text{Mg}_{0,2})(\text{Si}_{3,04}\text{Al}_{0,96})[(\text{OH})_{1,82}\text{F}_{0,05}]^1$.

Аутигенные мусковиты sdвойникованы по слюдяному закону и образуют либо простые двойники, либо полисинтетические спектры трой-

¹ Приведенная структурная формула соответствует химическому составу исследованного мусковита, но не учитывает, естественно, некоторой потери катионов при прелварительной солянокислой обработки породы.

ников. Работами Н. В. Белова (1949), И. Ф. Смита и Х. С. Едера (Smith a. Yoder, 1956) показано, что симметрия структуры кристаллов мусковита допускает в пределах каждого полисинтетического сростка три различных направления ориентировки неделимых. Реализация всех трех направлений находит свое отражение в характерной форме полисинтетических тройников, имеющих вид звездочек (фиг. 2, 3); в то же время каждый простой двойник, образованный по тому же слюдяно-



Фиг. 3. Схема строения аутигенных кристаллов мусковита

А — простой двойник мусковита, Б — кристалл мусковита с включениями

му закону, имеет Х-образную форму (фиг. 2, е; 3, А). В полисинтетических тройниках общими плоскостями (плоскостями срастания) являются плоскости (001) , но повороты неделимых осуществляются последовательно вокруг перпендикуляра к ребру (001) (110) , либо вокруг перпендикуляра к ребру (001) (110) , что исключает возможность существования единой (совпадающей) двойниковой плоскости для всего тройника; двойниковые плоскости имеются лишь у пар.

Специфическая звездчатая форма полисинтетических сростков мусковита возникает вследствие прекрасного развития в каждом индивидуе граней призм (110) . Призма каждого нового наложенного индивида выступает за пределы грани (110) нижележащего индивида, так что лишь центральный гексагональный участок полисинтетического сростка перекрыт всей суммой наложенных индивидов, в лучах же образовавшейся звездочки каждый выступающий лепесток является несдвоенным, т. е. поверхность плоскости (001) , являющейся плоскостью срастания, используется неполностью, а лишь в центральном гексагональном участке пластинки (фиг. 3, А). Такая особенность строения как простых, так и полисинтетических сростков мусковита позволяет легко наблюдать оптические константы монокристалликов, участвующих в образовании двойников, и эффекты, возникающие вследствие двойникования. Экспериментально подобная задача решается наложением слюдяных пластинок (Соколов, 1953). Так, в простом двойнике возникает эффект видимого угла $2V=26^\circ$, в то время как в монокристаллических индивидах двойника величина $2V=40^\circ$. В тройниках и поли-

синтетических сростках двусный характер минерала обнаружить не удается вследствие нивелировки N в плоскости $Ng-Nm$. Замеренная величина кажущегося угла $2V = 26^\circ$ в простом двойнике мусковита легко устанавливается расчетом по формуле:

$$\operatorname{tg} V_1 = \operatorname{tg} V \sqrt{\frac{\cos \varphi}{1 + \operatorname{tg}^2 V \cdot \sin^2 \frac{\varphi}{2}}},$$

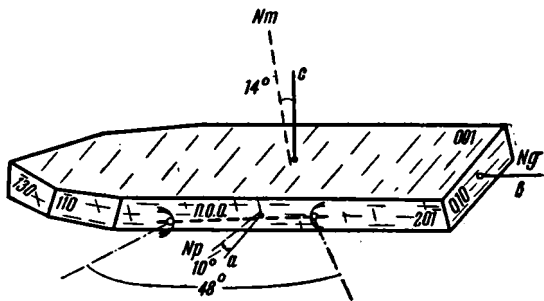
где $2V$ — угол оптических осей индивида, $2V_1$ — результирующий угол оптических осей двойника, φ — угол разворота неделимых при двойниковании (в нашем случае $\varphi = 60^\circ$). Приведенные рассуждения, разумеется, справедливы для двойников с близкими размерами индивидов. В ряде простых двойников и монокристаллических пластинок мусковита грани призм бывают усечены гранями (010), причем в двойниках такое отсечение часто происходит по продолжению грани призмы нижележащего индивида, что приводит к образованию гексагональных пластинок, внешне не отличимых от несдвойникованных монокристаллических зерен мусковита. Критерием для их отличия в данном случае является величина угла $2V$, резко заниженная в случаях сдвойникованных пластинок (26° против 40°), и отчасти форма, близкая к гексагональной. В то же время для монокристалликов мусковита наиболее характерна ромбовидная форма, вызванная отсутствием граней (010).

Кристаллы новообразованного мусковита часто содержат включения, захваченные при росте. Включения представлены произвольно ориентированными более мелкими кристалликами того же мусковита, аутигенными альбитами или неопределенными минеральными частицами и агрегатами. В каждом кристаллике мусковита фиксируется зародышевая частица, располагающаяся в центре кристалла и отличающаяся от захваченных включений тем, что к ней сходятся лучи внутренних напряжений, проходящие через все поле пластинки. Захваченные включения обычно не вызывают эффектов внутренних напряжений, а в зависимости от расположения внутри кристалла либо поглощаются целиком, либо на своем участке останавливают рост фронтально обращенной к ним грани. Последний случай обычен при встрече инородной частицы растущей гранью (010). Скорость роста граней призмы в рассматриваемом случае в 2,5—3 раза меньше скорости роста грани (010), чем вызвано преимущественное развитие граней призм и замена грани (010) в кристалле ребром призмы. При встрече препятствия с быстро растущей гранью (010) происходит расщепление грани кристалла и образование двух параллельно расположенных призм (фиг. 3, Б).

Встреча инородного тела с гранью призмы не сопровождается расщеплением грани, а приводит к плавному захвату препятствия и включению его в тело растущего кристалла.

Калиевые полевые шпаты развиты наиболее широко в обломках ракушечниковых известняков, где являются почти единственным минералом нерастворимого остатка. В умеренных количествах они присутствуют в цементирующей массе брекчий. Представителем калиевых шпатов является минерал, имеющий состав (в %): SiO_2 — 65,18; Al_2O_3 — 17,77; K_2O — 13,50; Na_2O — 1,31; CaO — 0,19; Fe_2O_3 — 0,76; FeO — 0,11; TiO_2 — 0,17; CO_2 — 0,16; H_2O^+ — 0,35; H_2O^- — 0,32. Плоскость оптических осей в кристаллах перпендикулярна (010), кристаллы образуют сильно вытянутые по оси b таблички, образованные гранями (001), (010) и (201) и слабо уплощенные по (001) (фиг. 4). На плоскости (001) фиксируется специфическая заостренная «кинжаловидная» форма кристалликов (фиг. 2, б). Сходящиеся грани (130), (110) и

(130) (110) развиваются ступенями, совокупность таких ступеней создает впечатление плавно изогнутой поверхности (не плоской грани). Корродированность поверхности кристаллов калиевого полевого шпата кальцитом несколько нивелирует ступеньки в зоне сходящегося угла, что еще более усиливает эффект плавного кинжаловидного заострения вытянутых зерен аутигенного ортоклаза. Внутри кристаллических зерен ортоклаза наблюдаются редкие включения зерен аутигенных альбитов и крайне редкие включения мусковита, рутила и турмалина. Альбитовые зерна обладают идиоморфной огранкой, произвольной ориентировкой и характерным четверниковым строением, отмеченным для аутигенных альбитов. Структурные соотношения ортоклаза и включенного альбита не позволяют относить описываемые зерна к пертитам. Содержание включенных альбитовых зерен в теле аутигенных ортоклазов, вычисленное статистическим подсчетом площадей соответствующих минералов, составляет 1,7%, что должно дать не более 0,2% Na_2O в суммарном составе ортоклазов. Приведенный выше химический анализ показывает, что включенные альбиты связывают не более 15% Na_2O , главная же часть его входит в состав калиевого полевого шпата. Оптические константы кристаллов, замеренные на плоскостях (001) Ng' и (010) — Nm и Np' , близки показателям ортоклаза и составляют $\text{Ng}' = 1,524$; $\text{Nm} = 1,523$; $\text{Np}' = 1,519$. Но величина $2V$ и удельный вес минералов заметно занижены. $2V$ составляет 48° и прослеживается без отклонений во всех исследованных образцах. Статистически замеренные величины удельного веса группируются в интервале от 2,530 до 2,580 при среднем значении 2,549. Приведенные цифры по удельным весам ниже известных величин удельных весов ортоклаза (2,56—2,58). Понижение удельных весов тем более ощутимо, что в массе аутигенных кристаллов ортоклаза присутствуют захваченные включения более тяжелых минералов — альбита, рутила и турмалина, присутствие которых могло лишь увеличить, но не уменьшить средние статистические значения удельного веса ортоклаза. Понижение удельного веса аутигенного полевого шпата должно поэтому в нашем случае рассматриваться лишь в качестве характерной специфики аутигенных холоднотемпературных разностей ортоклаза.



Фиг. 4. Схема строения аутигенного кристалла ортоклаза

А. С. Марфуниным (1962) исследованы случаи полиморфных превращений калиевых и калинатровых полевых шпатов в твердом состоянии. По его данным, при первичной кристаллизации калинатровых полевых шпатов возникают неупорядоченные разности минералов, а возрастанию степени упорядоченности предшествует распад молекулы калинатрового полевого шпата и образование пертитов. Возрастание степени упорядоченности сопровождается понижением класса симметрии кристаллов. В нашем случае пертитизации ортоклаза не наблюдается, а сами аутигенные кристаллы ортоклаза обладают моноклинной симметрией. Приведенные данные позволяют рассматривать описываемые аутигенные ортоклазы как неупорядоченные холоднотемпературные

разности этого минерала. Так же, как и в случае альбитов, уже сам факт зарождения и роста кристаллов не из расплавов, а в максимально низкотемпературных (холоднотемпературных) условиях предопределил их консервацию на низшей стадии структурной упорядоченности, соответствовавшей условиям их образования.

Размер и характер включенных в ортоклаз кристалликов альбита (а также турмалина и рутила) не отличаются от обычных размеров этих минералов, рассеянных в массе пород. Это позволяет сделать вывод о позднейшей кристаллизации калиевого полевого шпата, при которой захват посторонних кристаллов не остановил их роста, а лишь зафиксировал уже сформированные и прекратившие развиваться минералы.

Турмалин присутствует во всех изученных типах пород. Турмалины представлены маложелезистыми разностями шерла, плеохроирующими от бесцветного до желтого, зеленого или синего. Размеры кристалликов не превышают сотых долей миллиметра, а концентрации столь низки, что фиксируются в препаратах в виде редких знаков. Изучение турмалинов производилось в выделенных на центрифуге тяжелых фракциях. Показатели преломления турмалинов коррелируются с интенсивностью плеохроизма и повышаются от желтых к зеленым разностям:

	Желтый	Синий	Зеленый
Nm	1,636	1,657	1,669
Np	1,615	1,625	1,638

В большей части зерен аутигенного турмалина наблюдаются зародышевые ядра более интенсивно окрашенных турмалинов обломочного происхождения. Кроме того, часто удается обнаружить зональное строение и самого аутигенного кристалла, в котором густо окрашенное ядро надстраивается несколько более светлым кристаллом и включено в оболочку слабожелтого или почти бесцветного турмалина (фиг. 2, д). Наряду с аутигенными кристаллами с зародышевыми ядрами присутствуют чистые идиоморфные кристаллы без зародышей. В таких разностях турмалина окраска, схема плеохроизма и показатели преломления идентичны светлой внешней кайме сложно построенных аутигенных турмалинов.

В каждом типе обломков присутствуют аутигенные турмалины какого-либо одного вида. Первично более сильно обогащенные обломочным материалом породы содержат более густо окрашенные турмалины, к более чистым известковым породам тяготеют наиболее светлые разности с минимальным показателем преломления. Зеленые турмалины с $Nm=1,669$ встречены лишь в образце № 337/61, синие в образце 333/61, оба образца являются измененными карбонатными песчаниками. В первичном раковинном известняке (обр. 330/61) присутствуют бесцветные турмалины, а в цементирующей массе (обр. 331/61 и 338/61) максимально развиты зонально построенные турмалины, внешняя кайма которых соответствует бесцветным турмалинам сравнительно чистых известняков, а внутренние зоны ясно плеохроируют в сине-зеленых тонах. Зародышевые ядра во всех случаях представлены густо окрашенными обломками, довольно близкими по схеме абсорбции для самых разнообразных типов пород.

Турмалины тяжелых фракций неизмененных (не брекчированных) пород триаса не несут признаков вторичного обрастания аутигенными каймками и представлены шерлами, плеохроирующими в буро-зеленых тонах и редко в желтых. Показатели преломления обломочных турмалинов колеблются в следующих пределах: $Nm=1,648-1,676$; $Np=$

= 1,628—1,642. Преобладают зеленые и буро-зеленые турмалины. Преобладание зеленых турмалинов в исходных породах определило и то, что среди зародышей аутигенных кристаллов отмечены преимущественно разности различных оттенков зеленого цвета.

Рутил присутствует в нерастворимых остатках в количествах, соизмеримых с количествами турмалинов, составляя от 40 до 90% тяжелых фракций. Рутил представлен призматическими удлинненными зернами (фиг. 2, г) оранжево-красного цвета, иногда образующими коленчатые двойники. По размеру аутигенные рутилы концентрируются во фракции 0,05—0,01 мм. Более мелкие кристаллики фиксируются в виде включений в пластинках аутигенных мусковитов или в кристаллах кварца. В незначительном количестве мельчайшие кристаллики рутила обнаружены также в размерной фракции 0,01—0,001 нерастворимого остатка исследованных образцов.

Аутигенный характер рутила доказывается сосредоточением подавляющего числа их в узком размерном интервале, идиоморфностью кристаллов и одинаковым характером их окраски в пределах каждого образца. Наиболее густо окрашенные разности рутилов отмечены в образцах № 333/61 и 337/61.

В породах каратауского комплекса в тяжелых фракциях встречены редкие обломочные зерна рутила, присутствующие вместе со сфеном, анатазом, лейкоксеном и ильменитом. Никаких титанистых минералов, кроме рутила, не отмечено в нерастворимых остатках из тектонических брекчий, хотя количества ильменита и лейкоксена в исходных породах каратауского комплекса часто в 40—50 раз превышают количества рутила. Валовые количества рутила в пересчете на нерастворимый остаток резко возрастают в тектонических брекчиях, что говорит о реализации в аутигенных рутилах обломочного TiO_2 пород (таблица).

Крупные обломочные кристаллы рутила в нерастворимых остатках образцов брекчий редки. В таких кристаллах не удается фиксировать аутигенные оболочки; видны лишь небольшие призматические головки, нарастающие на обломанных торцевых частях кристаллов.

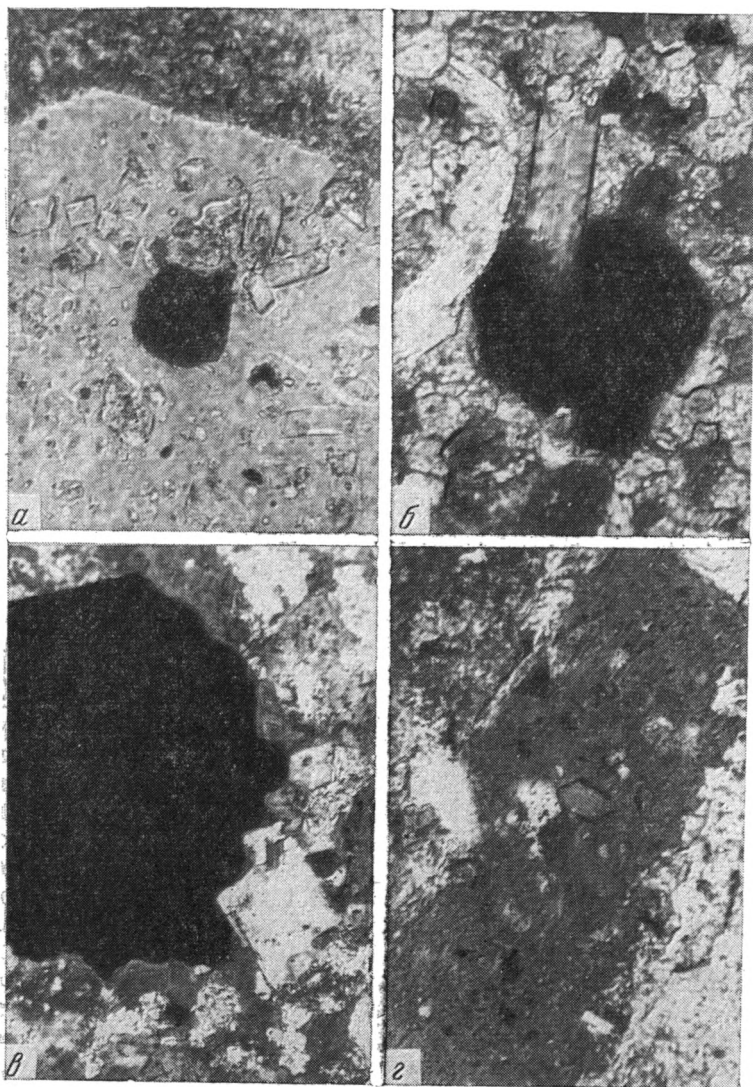
Доломит присутствует в виде крупных, хорошо образованных ромбоэдрических кристаллов, размером до нескольких сантиметров. Аутигенные кристаллы доломита сосредоточены в цементирующей массе брекчий. В слагающих брекчий обломках пород доломит не образует идиоморфных кристалликов, хотя некоторое количество MgCO_3 улавливается практически во всех типах обломков. Среднее содержание MgCO_3 в карбонатной части пород составляет 2,3% при колебании значений от 1 до 7%. Обособления кристалликов доломита уловить не удается, что связано, по-видимому, с распыленностью доломита в породообразующей кальцитовой массе и с подчинением форм кристалликов доломита общему структурному фону карбонатных пород. Состав монокристалликов доломита является теоретическим:

М.н.о.	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	CaCO_3	MgCO_3
4,18	0,82	28,82	20,56	44,95	99,33	51,47	42,73

Минеральный нерастворимый остаток почти на 100% состоит из аутигенных зерен альбита, часто четверникового строения, группирующихся

Средние содержания минералов титана в нерастворимых остатках, %

Образцы	Ильменит	Сфен+лейкоксен	Рутил	Сумма в пересчете на TiO_2
Породы акмышской свиты	0,0180	0,0480	0,0012	0,0272
Тектонические брекчии	—	—	0,0242	0,0242



Фиг. 5. Структурные взаимоотношения аутигенных минералов.

а — включения пирита, мусковита и альбита в аутигенном кристалле кварца, увел. 50; *б* — обложение мусковита пиритом, увел. 100; *в* — обложение альбита пиритом, увел. 200; *г* — включения мусковита и альбита в аутигенном кристалле ортоклаза, увел. 100

в размерном интервале от 0,1 до 0,01 мм. Помимо альбита, в виде ничтожной примеси содержится турмалин и мусковит. Показательно полное отсутствие зерен аутигенного кварца и ортоклаза.

Размеры аутигенных альбитов меньше размеров этого минерала во всех исследованных карбонатных породах брекчий, в том числе и в зернистой кальцитовой массе цемента брекчий. Максимальные размеры кристалликов не превышают 0,1 мм, в то время как в других типах пород максимальные размеры альбитов достигают 0,3—0,4 мм. Это же относится и к альбитам из цементирующей массы брекчий, в которой содержатся исследованные кристаллы доломита. Такие соотношения указывают на перекрытие во времени фаз кристаллизации альбита и

доломита, формировавшихся на первых стадиях аутигенного минералообразования рассматриваемой группы пород.

Барит присутствует в исчезающе малых количествах даже в составе тяжелых фракций. Кристаллики барита не превышают 0,05 мм и обладают таблитчатой формой. Они образованы гранями (001) и (110) с соотношением размеров по осям $a:c=6:1-8:1$. Такой характер кристалликов позволил измерить лишь $N_g=1,646$ и $N_m=1,636$. Незначительное занижение показателей преломления барита может быть связано с некоторой примесью стронция.

Пирит рассеян как в обломках, так и в цементирующей массе тектонических брекчий. Размеры кристалликов пирита колеблются в широких пределах от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Максимальное сосредоточение зерен пирита отмечается на плоскостях, служивших естественными (седиментационными) границами раздела относительно более крупнозернистых песчаных прослоев, или мергелистых лентях, разделявших слои сравнительно более чистых карбонатов. Пириты образуют кристаллики исключительно пентагондодокаэдрической формы. В теле кристалликов пирита не отмечено инородных включений, но все кристаллы аутигенных альбитов, мусковитов, турмалинов, соприкасающиеся с кристаллами пирита, имеют идиоморфную форму. Пирит же захватывается лишь зернами кварца и калиевых полевых шпатов (фиг. 5, $a-g$). Ксеноморфизм пиритов в отношении альбитов, турмалина, мусковита и идиоморфизм по отношению к кварцу и калиевым полевым шпатам свидетельствуют о трех стадиях аутигенного минералообразования в брекчиях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении результатов проведенных минералого-петрографических исследований обращает на себя внимание ряд обстоятельств, связанных с формированием и минералогической переработкой брекчий.

1. С одной стороны, текстурные особенности обломков свидетельствуют о брекчировании акмышских пород, с другой стороны, структуры и состав брекчированных пород резко отличаются от пород коренного разреза.

2. Макроскопически толща брекчий сложена однотонными светло-желтыми, сильно карбонатизированными породами, микроскопическое же изучение их показывает четкую специфику аутигенного минералообразования для каждого обломка, для каждого представителя исходного типа пород. **Общим для всех типов пород** являются энергичная перекристаллизация карбонатов, коррозия и уничтожение первичного обломочного материала, осветление пород и сегрегация карбонатных минералов с заменой однородной массы железо-магнезиальных кальцитов на чистые кальциты и доломиты. Наряду с этим комплекс аутигенных минералов подчеркивает специфику состава исходных пород. Песчано-алевритовые известняки характеризуются новообразованиями кварца, мусковита и альбита (обр. 333/61, 337/61; фиг. 1). В глинистых известняках, измененных в брекчиях, появляются агрегаты альбита и мусковита, сопровождающиеся незначительными количествами новообразованного кварца (обр. 336/61, 340/61). В раковинных известняках полностью отсутствует кварц и резко сокращается количество мусковита, но в больших количествах появляется новообразованный ортоклаз (обр. 330/61). Плитчатые известняки, сложенные перемежающимися прослоями сравнительно чистых раковинных разностей и песчаных известняков, в наборе минеральных новообразований содержат как бы

усредненный состав их, давая в спектре аутигенных минералов и кварц, и калиевые полевые шпаты (обр. 335/61). Эта особенность роднит их с цементирующей массой брекчий, в которой механическое усреднение состава предопределило появление всех минеральных видов в комплексе новообразований (обр. 331/61, 338/61).

Резко специфическая картина распределения новообразований наблюдается в крупных кристаллах доломита (обр. 341/61), однако относительная бедность состава аутигенных минералов в этом случае определяется чрезвычайной кратковременностью этапа формирования самих кристаллов доломита.

Приведенный в фиг. 1 образец № 109/61 взят из эталонного разреза акмышской свиты (не из брекчий). В последнем случае в нерастворимом остатке отмечаются некоторые количества новообразованных альбитов, сильно разбавленных первичными обломочными компонентами.

Описанное распределение минеральных новообразований и приуроченность их к определенным исходным типам пород однозначно свидетельствуют об унаследованности состава аутигенных минералов от комплекса первичных обломочных минералов, содержащихся в исходных породах. В данном случае макроскопически однородная толща брекчий является как бы вместилищем различных по природе обломков, а процессы, связанные с брекчированием и давшие толчок к энергичной перекристаллизации обломков, в конечном итоге привели к автометаморфизму каждого отдельного обломка, при котором решающим фактором оказался исходный состав пород.

3. Наряду со спецификой аутигенного минералообразования в различных обломках тектонических брекчий для всей их массы в целом фиксируется стадийность возникновения каждой из минеральных фаз. Так, в первую стадию, синхронную с временем сегрегации карбонатного вещества, возникли альбит, мусковит, турмалин и рутил, находящиеся в безразличных структурных соотношениях друг с другом.

На втором этапе затухает образование перечисленных минералов, но развивается пирит. Такой набор минеральных новообразований первых этапов обусловлен тем, что растворение кварца и связанная с этим мобилизация больших масс SiO_2 отстают во времени от коррозии и растворения менее стойких обломочных компонентов (полевые шпаты, слюды, обломки эффузивов и т. д.). В эту стадию калий, алюминий и железо оказываются вовлеченными в аутигенное минералообразование лишь с относительно небольшими массами кремнезема. На завершающейся же стадии переработки пород SiO_2 является уже господствующим компонентом. Поэтому завершающий этап аутигенного минералообразования характеризуется энергичным окварцеванием пород с захватом растущими кристаллами кварца всех ранее сформированных аутигенных минералов.

В обломках пород или в отдельных участках их, первично обогащенных распыленным органическим веществом, перекристаллизация карбонатов была затруднена, а следовательно, была затруднена и коррозия обломков и создавались предпосылки для задержки переработки и других минеральных компонентов. Слабая реализация на первых стадиях перекристаллизации брекчий K_2O и Al_2O_3 и относительный дефицит SiO_2 в балансе вещества, участвующего в переработке, привели к формированию незначительных количеств альбита и мусковита. Лишь на завершающем этапе переработки этого типа обломков оказалась возможной мобилизация всего резерва вещества аллотигенных минералов. Участие в аутигенном минералообразовании наряду с калием и алюминием также значительных количеств кремнезема привело к воз-

никновению не отдельно мусковита и кварца, а к массовому формированию аутигенного ортоклаза.

4. Наличие среди комплекса аутигенных минеральных образований калийсодержащих минералов — мусковита и ортоклаза — позволило применить калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста для установления времени их кристаллизации. Применение этого метода оказалось особенно многообещающим в связи с тем, что описанная трансформация комплекса минералов нерастворимого остатка характерна исключительно для пород, слагающих тектонические брекчии, и лишь в минимальной степени отмечается для всех пород каратауского комплекса, не вовлеченных в брекчирование. Отсутствие обломочных минералов в нерастворимых остатках тектонических брекчий позволило расширить задачу определения возраста аутигенных минералов и связать ее с определением возраста активного существования разлома.

Для определения абсолютного возраста были выделены мономинеральные фракции мусковита и ортоклаза в количествах до 9—10 г. Чистота минеральных фракций (98—99%) гарантировала точность цифр определения абсолютного возраста, тем более что даже ничтожная примесь других минералов не включала первичных (обломочных) калийсодержащих компонентов, а была представлена также аутигенными кварцем или альбитом.

Проведенные исследования показали для мусковита и ортоклаза возраст 186—196 млн. лет. Анализ полученных цифр абсолютного возраста и сопоставление их с возрастом пород, вовлеченных в брекчирование (Kulp, 1961), приводит к выводу о синхронности этапа дислоцирования пермотриаса Каратау и времени завершения формирования каратауского комплекса. По всей вероятности, общие поднятия антиклинория Каратау, прервавшие период осадконакопления, были связаны с энергичной дислокацией пермотриасовых отложений в этой области.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. О двойниковых законах у слюд и слюдоподобных минералов. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 3, 1949.
- Доливо-Добровольский В. В. Об оптических реакциях двойниковой оси при исследовании двойников на федоровском столике. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 12, 1958.
- Кац М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам. В кн. Физические методы исследования осадочных пород и минералов. Изд. АН СССР, 1962.
- Лавес Ф. и Чейссон У. Рентгенографическое исследование соотношений между высоко- и низкотемпературным альбитом. В сб. Полевые шпаты. Изд. иностр. лит., 1952.
- Марфунин А. С. Новые диаграммы оптической ориентировки калинатовых полевых шпатов. Докл. АН СССР, т. 133, № 4, 1960.
- Марфунин А. С. Наблюдения над последовательностью превращения полевых шпатов в твердом состоянии. Тр. Минералог. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 12, 1962.
- Соколов В. И. Оптические символы некоторых минералов. Интерференционные фигуры слюд. В кн. Универсальный столик Федорова. Изд. АН СССР, 1953.
- Таттл О. Ф. и Боуэн Н. Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. В сб. Полевые шпаты. Изд. иностр. лит., 1952.
- Хайрутдинов Д. Х. К литологии пермотриасовых отложений хребта Каратау на Мангышлаке. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 4 (49), 1962.
- Шутов В. Д., Муравьев В. И. О природе аутигенных альбитов карбонатных пород. Зап. Всес. минералог. о-ва, вып. 6, 1964.
- Füchtbauer H. Einige Beobachtungen an authigenen Albiten. Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Mitt., Bd. 28, Hf. 2, 1948.
- Füchtbauer H. Zur Entstehung und Optik authigener Feldspäte. Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., № 1, 1956.
- Füchtbauer H. Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralbildungen. Heidelberg. Beitr. Mineral. und Petrogr., Bd. 2, 1950.
- Kulp J. J. Geologic Time Scale. Science, v. 133, 1961.
- Smith J. V. a. Yoder H. S. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. Miner. Mag., v. 31, No. 234, 1956.
- Геологический институт
АН СССР
- Дата поступления
11.VII.1963

УДК 552.52 : 551.762 (571.51 + 571.53)

**ГЛАВНЕЙШИЕ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
ПОРОД ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ
И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ АНГАРО-ЧУЛЫМСКОГО ПРОГИБА**

П. П. ТИМОФЕЕВ, В. В. ЕРЕМЕЕВ

В результате минералого-петрографического изучения вещественного состава юрских отложений юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба выявлены терригенно-минеральные ассоциации пород, установлено их распределение в разрезе и на площади прогиба, указаны области сноса обломочного материала.

Указанные ассоциации отвечают последовательно сменяющимся этапам (подформациям) образования юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.

1. ВВЕДЕНИЕ

В течение ряда последних лет на территории юго-востока Западной и юга Центральной Сибири нами проводилось детальное литолого-фациальное изучение и формационный анализ юрских угленосных отложений, которые широкой полосой протягиваются из района юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности до озера Байкал и Еремо-Катангского плато (уточненное название Непско-Катангского плоскогорья). Юрские отложения образуют единую аллювиально-озерно-морскую угленосную формацию, приуроченную к Ангаро-Чулымскому мезозойскому прогибу (Тимофеев, 1962, 1963_{1,2}). Они выполняют в современном рельефе ряд впадин, из которых относительно наиболее изученными и значительными по размерам являются Чулымская, Итатская, Алтат-Назаровская, Березовская, Балахтинская, Рыбинская, Канско-Тасеевская, объединяющиеся в Канско-Ачинский угольный бассейн. Ока-Удинская, Бельско-Окинская и Прииркутская впадины составляют Иркутский угольный бассейн. Районы распространения юрских отложений северо-востока прогиба еще очень слабо изучены, особенно в литолого-фациальном отношении.

При выяснении истории геологического развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба и условий образования в нем юрской угленосной формации было обращено также внимание на изучение минерального состава пород и их терригенных ассоциаций, на распределение последних в разрезе и на площади прогиба, а также на выяснение возможных источников питания. Ранее В. И. Копорулиным и П. П. Тимофеевым (1962) были охарактеризованы терригенно-минеральные ассоциации в юрских отложениях юго-востока прогиба, т. е. Иркутского угольного бассейна, а также установлены типы вторичных изменений песчано-гравийных пород и высказаны соображения о возможных причинах этих изменений (Копорулин, 1962).

В настоящей статье излагаются результаты минералого-петрографического изучения вещественного состава юрских пород остальной, большей части прогиба, в пределах которой располагается Канско-Ачинский угольный бассейн. Угленосная формация последнего, как и всего прогиба в целом, подразделяется на четыре подформации, отражающие последовательно сменяющиеся во времени этапы ее образования и историю развития западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба. Объектами непосредственного исследования послужили отложения трех подформаций юго-западной части прогиба (Итатская, Алтат-Назаровская, Березовская впадины), юга (Рыбинская впадина) и севера (Канско-Тасеевская впадина) центральной части прогиба. Первая, аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная подформация соответствует макаровской свите (I_1), вторая, аллювиально-озерно-прибрежно-морская угленосная, и третья, аллювиально-озерно-прибрежно-морская слабо угленосная подформация — итатской свите (I_2). Отложения верхней части последней практически отсутствуют в Рыбинской впадине, на некоторых участках Канско-Тасеевской впадины и на юго-западе прогиба из-за эрозийного среза.

Отложения указанных трех подформаций в пределах изученных регионов прогиба представлены главным образом песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Гравелиты и особенно конгломераты распространены значительно меньше и неодинаково. Они, как правило, приурочиваются к основаниям аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-морских циклов, а в целом — к нижним частям подформаций, уменьшаясь в количественном отношении снизу вверх по разрезу и по направлению на северо-запад прогиба (Чулымская впадина). Их также мало на севере центральной части прогиба. Здесь все же относительно преобладают алевролиты и аргиллиты, особенно в разрезе третьей подформации, где появляются также известняки, известковистые аргиллиты и аргиллиты с большим количеством фауны моллюсков, филлипод, остракод, гастропод, чешуи рыб (Мартинсон, 1961).

II. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В результате проведенных исследований в разрезах первых трех подформаций установлены различия в вещественном составе песчаных пород и выделены терригенно-минеральные ассоциации, характерные в отдельности для юго-западной части прогиба, а также южной и северной зон центральной части прогиба, т. е. для открытого сектора Канско-Ачинского угольного бассейна. Эти терригенно-минеральные ассоциации различаются между собой главным образом составом и количественными соотношениями породообразующих компонентов — кварца, полевых шпатов и обломков пород. При выделении ассоциаций учитывались также особенности состава акцессорных минералов тяжелой фракции, а также состава глинистого цемента песчаников и глинистой фракции алевроитовых и глинистых пород. Вещественный состав песчаников (по многочисленным образцам) различных ассоциаций сведен в таблицу и частично показан на диаграмме (фиг. 1).

Юго-западная часть прогиба

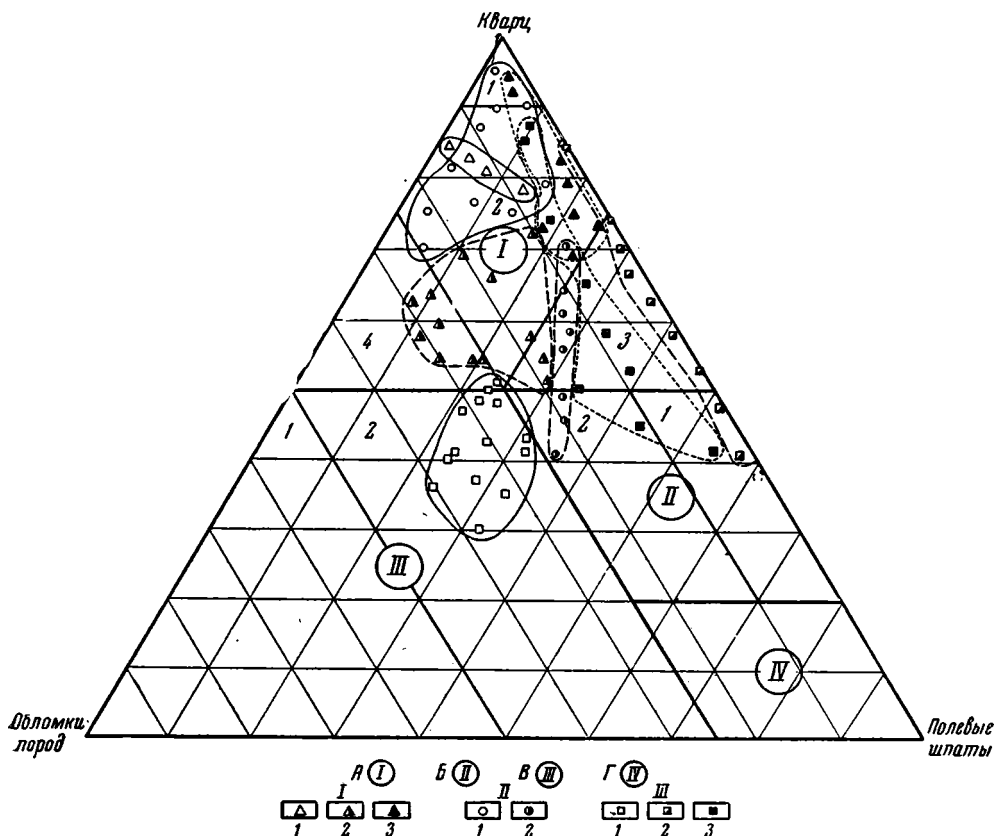
В отложениях нижней и средней юры Итатской, Алтат-Назаровской и Березовской впадин установлены снизу вверх по разрезу три терригенно-минеральные ассоциации: 1 — олигомиктово-кварцевых песчани-

Терригенно-минеральные ассоциации пород юрской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба

Вещественный состав пород	Юго-западная часть прогиба (Итатская, Алтат-Назаровская и Березовская впадины)			Юг центральной части прогиба (Рыбинская впадина)		Север центральной части (Канско-Тасевская впадина)		
	ассоциации			ассоциации		ассоциации		
	олигомиктово-кварцевых песчаников	граувакко-кварцевых песчаников	олигомиктово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в мономинеральные	олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород	аркозо-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в граувакко-аркозовые	полевошпатово-граувакковых песчаников	полевошпатово-кварцевых песчаников	полевошпатово-кварцевых песчаников при повышенном содержании обломков пород
Кварц (общее количество, %)	75—85	50—70	70—95	70—95	55—70	30—50	40—85	40—88
В том числе (% от общего количества кварца):								
из изверженных пород,	45	50	50	23	От 35 до 60	55	70	60
из метаморфических пород	25	30	30	12	5	30	10	10
из осадочных пород	30	20	20	65	От 35 до 60	15	20	30
Полевые шпаты, %:	1,2—14	11—35	3,5—28	2—15	От 23 до 45	20—34	15,1—57	10,1—55
плагиоклазы,	0,7—3	3—15	1,5—10	0,5—3	От 3 до 10	4—9	0,1—7	0,1—15
калиевые полевые шпаты	0,5—11	8—20	2—18	1,5—12	От 20—26 до 35	16—25	15—50	10—40
Обломки пород, %:	10,5—13	8,1—45	7,5—9	3—20	От 8,5—16,5 до 29	24—40	1,2—3,6	4,3—13
траппов,	—	—	—	—	—	23—35	1—2	2—3
эффузивов	2,5—3	3—17	0,5—2	0,5—8	От 1—9 до 20	—	0,1—0,5	1,5—2
кварцитов	8—10	5—25	5	1—10	6	1—5	0,1—1,1	0,8—8
гнейсов	—	0,1—3	2	1,5—2	1,5—3	—	—	—
Слюдистые минералы, %	—	—	—	0,3	—	0,5—1	1	2
Минералы тяжелой фракции, %	0,01—1,1	0,07—8,1	0,24—0,5	0,07—1,25	0,65	0,26—6,54	0,32—3,51	0,05—8,15
(% к фракции)								
апатит	5—22	5—40	4—15	0,5—15	46,3	20—50	10—50	5—25
сфен	3—40	5—60	15—40	0,5—35	0,7	10—25	2—30	3
гранат	3,5—40	1—50	12—20	20—75	22	15—75	10—70	30—75
циркон	4,5—65	10—70	8—25	35—55	3,5	10—50	5—25	10—60
турмалин	1—22	1—20	2—5	5—25	3,5	2—5	3—15	15—30
рутил	1—5	0,5—4,5	—	3—20	7	3	1—10	2—25
эпидот	1—10	1,5—20	30—40	—	—	2—7,5	4—22	1
амфибол	—	—	—	—	—	5—10	—	—
ортит	—	—	—	—	—	0,5	—	—
магнетит	1—10	1—5	1—5	0,5—10	1—2	1—5	1—5	1—3
ильменит	1—10	1—5	5—10	—	5	40—50	1—10	3
еликоксен	10	15	10	—	10	20	5—20	1—10
хромит	—	—	—	—	—	5	1—2	—
Подформации	I	II	III	I	II	I	II	III

ков, 2 — граувакко-кварцевых песчаников, 3 — олигомиктово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в мономинеральные. Эти три ассоциации строго приурочиваются к отложениям трех подформаций, подчеркивая специфику образования каждой в отдельности (фиг. 1).

1. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников (фиг. 2) установлена в отложениях первой, аллювиально-озерно-болотной слабо угле-



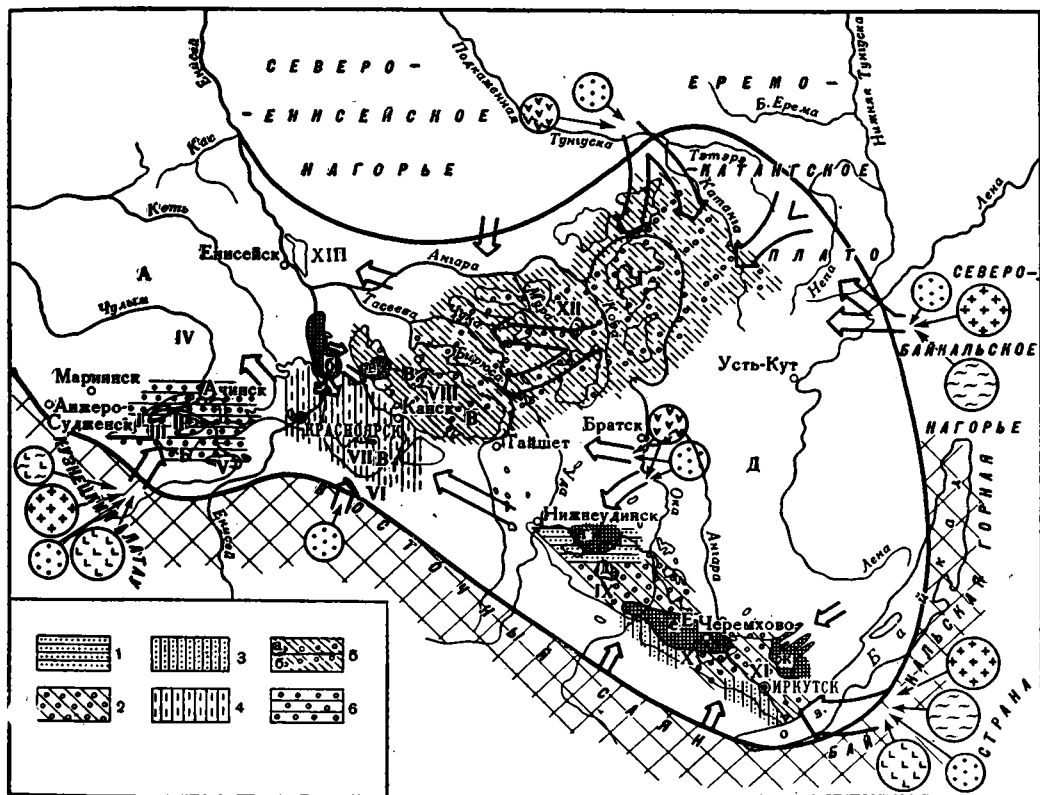
Фиг. 1. Минеральный состав песчаных пород юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба

Классификационные поля диаграммы: А — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинеральные кварцевые, 2 — олигомиктовые кварцевые, 3 — аркозово-кварцевые, 4 — граувакко-кварцевые; Б — семейство аркоз: 1 — собственно аркозы, 2 — загрязненные граувакковые аркозы; В — семейство граувакк: 1 — собственно граувакки, 2 — полевошпатовые граувакки; Г — «Пустое поле». I — юго-западная часть прогиба (Итатская, Алтат-Назаровская и Березовская впадины). Ассоциации: 1 — олигомиктово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в мономинеральные; II — юг центральной части прогиба (Рыбинская впадина). Ассоциации: 4 — олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород; 5 — аркозово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в граувакко-аркозовые; III — север центральной части прогиба (северные и центральные районы Канско-Тасеевской впадины). Ассоциации: 6 — полевошпатово-граувакковых песчаников, 7 — полевошпатово-кварцевых песчаников, 8 — полевошпатово-кварцевых песчаников при повышенном содержании обломков пород

носной подформации. Для ассоциации характерен кварцевый материал, среди которого преобладают прямо угасающие с остроугольными очертаниями изометричные зерна, содержащие включения циркона, турмалина и волосовидных кристаллов рутила. Кварц подобного типа, по данным А. Г. Коссовской (1962), является продуктом размыва изверженных пород, причем характер включений в обломках указывает на его принадлежность к породам гранитного ряда. В значительно мень-

Данная ассоциация характеризуется наличием в составе тяжелой фракции неокатанных акцессорных минералов — апатита, граната, эпидота, сфена, циркона, турмалина, рутила. Очень редко обнаруживаются окатанные зерна граната, а в низах разреза появляются такой же формы зерна эпидота и циркона; обломки лейкоксена всегда окатаны. Зерна апатита имеют удлинённую форму и ровные грани; кристаллы гранатов — бесцветны, иногда окрашены в буроватый цвет, грани их зазубрены. Турмалин представлен таблитчатыми зёрнами, а магнетит и ильменит — мелкими угловатыми зёрнами. Цементирующая масса песчаников, а также глинистая фракция в алевролитах и аргиллитах представлены главным образом гидрослюдистым веществом, в меньшем количестве присутствуют хлорит и каолинит.

2. Ассоциация граувакко-кварцевых песчаников (фиг.3,4) выявлена в отложениях второй, аллювиально-озерно-прибрежно-морской угленосной подформации. В составе обломочной части ассоциации преоб-

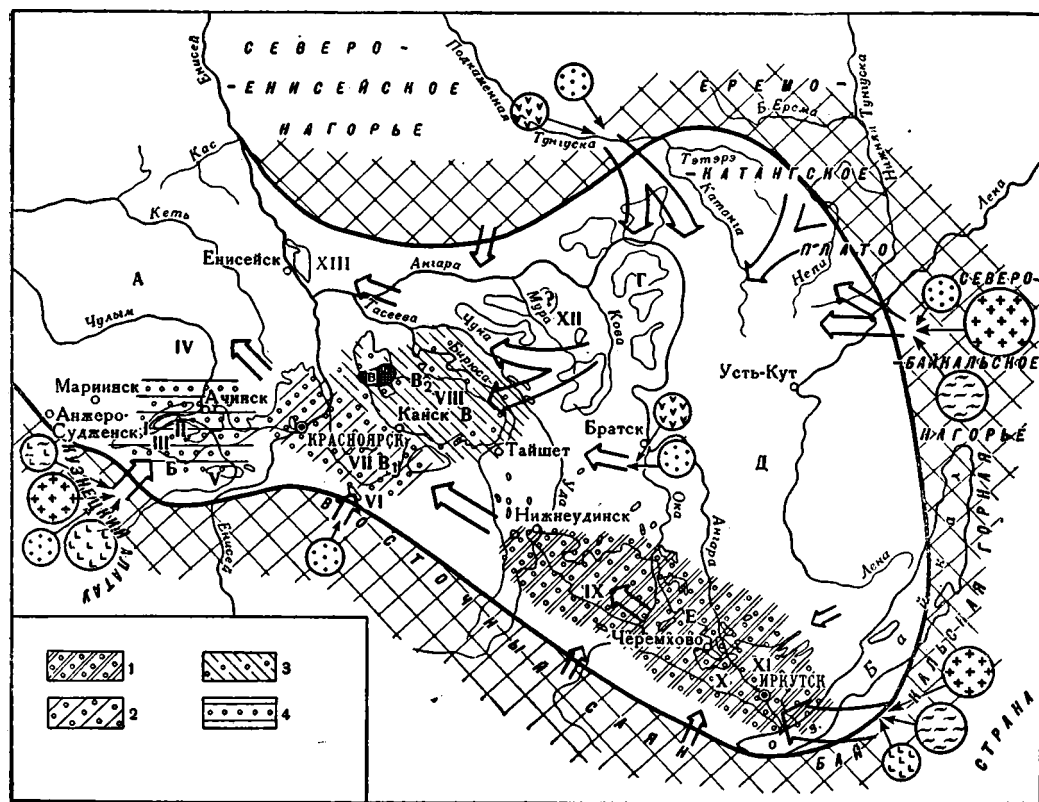


Фиг. 3. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления аллювиально-озерно-прибрежно-морской угленосной (второй) подформации (начальный этап)

Терригенно-минеральные ассоциации: 1 — мономинеральных кварцевых песчаников и гравелитов, 2 — аркозово-граувакковых песчаников при высоком содержании обломков кислых эффузивов, 3 — олигоникто-вых песчаников и гравелитов, 4 — аркозово-кварцевых песчаников, 5 — полевошпатово-кварцевых песчаников, 6 — граувакко-кварцевых песчаников (остальные обозначения см. на фиг. 2)

ладает кварц. Обломки калиевых полевых шпатов представлены главным образом пелитизированным ортоклазом. В меньшем количестве присутствует решетчатый микроклин. Состав плагиоклазов колеблется в широких пределах от основного олигоклаза до лабрадора. Наряду со слабо измененными разностями плагиоклазов в значительном количестве встречаются обломки, почти нацело замещенные эпидотом и серицитом. Отдельные зерна плагиоклаза содержат игольчатые включения рутила. Обломки пород состоят из кварцитов и эффузивов. Среди последних различаются альбитофиры, кварцевые порфиры и фельзиты. В меньшем количестве присутствуют гнейсы и сланцы.

Акцессорные минералы тяжелой фракции песчанистых пород в целом неокатаны и характеризуются преимущественно угловатой формой. Они представлены турмалином, сфеном, гранатом, апатитом, эпидотом, цирконом, ильменитом и магнетитом. Очень редко встречаются окатанные и полукатанные зерна сфена, циркона, апатита и рутила. Среди зерен циркона преобладают разности с четко выраженной кристаллографической формой, в меньшем количестве присутствуют угловатые зерна. Гранат представлен угловатыми обломками с гладкой поверхностью без следов травления. Турмалин пластинчатый с бурым плеохроизмом. В значительном количестве имеются окатанные зерна лейкоксена.



Фиг. 4. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций в период накопления аллювиально-озерно-прибрежно-морской угленосной (второй) подформации (конечный этап)

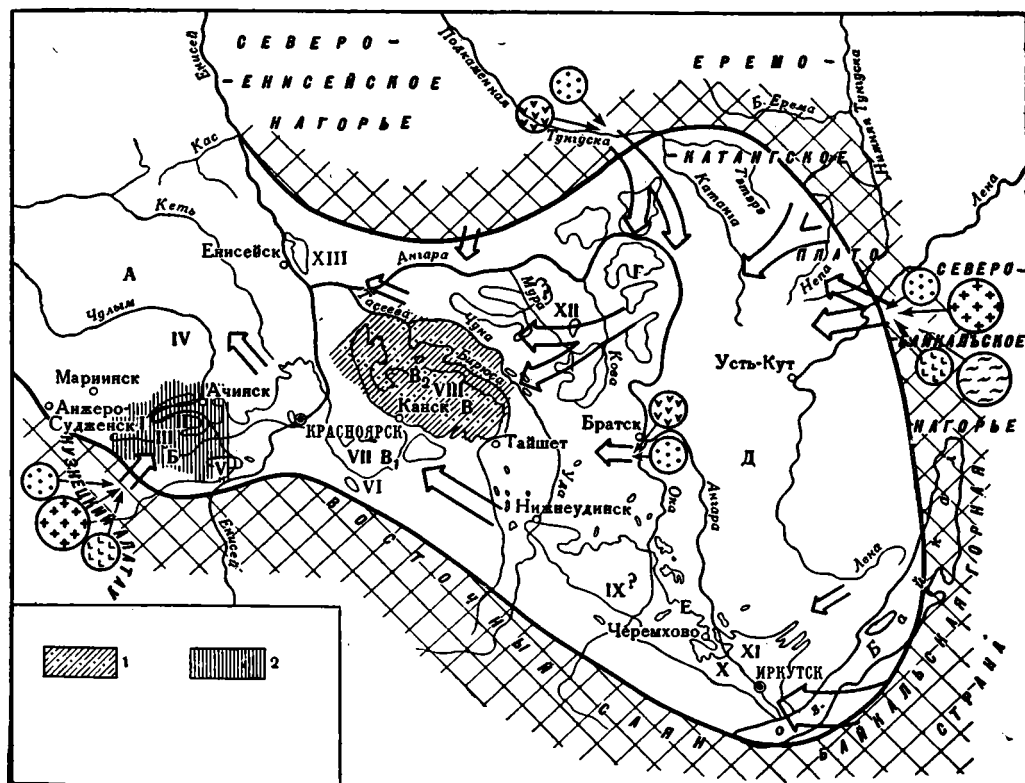
Терригенно-минеральные ассоциации: 1 — граувакко-аркозовых песчаников и гравелитов, обогащенных биотитом, 2 — граувакко-аркозовых песчаников, 3 — полевошпатово-кварцевых песчаников, 4 — граувакко-кварцевых песчаников (остальные обозначения см. на фиг. 2)

Цементирующая масса в песчаниках — хлоритово-гидрослюдистая. Такой же состав имеет глинистая фракция в алевролитах и аргиллитах.

3. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в мономинеральные (фиг. 5), установлена в отложениях (третьей) аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформации. Среди обломочной части ассоциации резко преобладает кварц. Полевые шпаты представлены главным образом калиевыми разновидностями, среди которых преобладает пелитизированный ортоклаз; в подчиненном количестве присутствует более свежий и неокатанный микроклин. Обломки плагиоклазов состоят из основных олигоклазов и кислых андезинов, большая часть которых сильно изменена, причем отдельные обломки почти нацело замещены серицитом или эпидотом.

Обломки пород представлены главным образом эффузивами (альбитофиры и плагиопорфиры) и кварцитами окатанной формы. Обломки кварцитов характеризуются преимущественно мелкозернистым строением: крупнозернистые их образования довольно редки. В ассоциации присутствуют также слюдистые минералы, которые распределены весьма неравномерно и относятся к крупночешуйчатым биотитам и мусковитам.

Аксессорные минералы — циркон, турмалин, офен, апатит, лейкоксен — характеризуются в основном окатанной формой. Зерна граната и эпидота, а также магнетита и ильменита имеют угловатую форму. Апатит



присутствует как в виде окатанных, так и удлиненных игольчатых зерен. Цементирующая масса в песчанистых разностях пород хлоритовая с примесью гидрослюдистых образований. Глинистая же фракция в алевролитах и аргиллитах представлена главным образом гидрослюдистым веществом с примесью хлорита и каолинита.

Сопоставление вещественного состава ассоциации олигомиктово-кварцевых песчаников с составом комплексов пород возможных водо-оборных областей позволяет говорить о том, что источником изверженного кварца и большей части полевошпатов могли явиться породы Саралинской гранитной интрузии, примыкающей к северо-восточной части Кузнецкого Алатау и залегающей среди толщ нижнекембрийских эффузивных и карбонатных отложений, а также отчасти среди девонских песчаников и эффузивов. Кроме того, среди нижнекембрийских толщ западнее и северо-западнее Саралинского массива наблюдаются зоны эффузивно-сланцевых пород высокой степени метаморфизма (Хоментовский, 1960). Вполне вероятно, что за счет их размыва и происходило поступление метаморфогенного материала ассоциации. Источником эффузивного материала могли явиться нижнекембрийские эффузивные образования.

Источником переотложенного материала, составляющего значительную часть данной ассоциации, являлись ниже- и верхнедевонские отложения, окаймляющие описываемый район с юго-запада и юга. В низах разреза они представлены эффузивными образованиями, переходящими выше в красноцветные (кварцево-полевошпатовые) песчаники, в составе тяжелой фракции которых присутствуют эпидот, гранат, роговая обманка. В верхах разреза нижнего девона находятся известняки с халцедоном, перемежающиеся с алевролитами и кремнистыми песчаниками. Отложения верхнего девона сложены известковистыми песчаниками, гравелитами и алевролитами. Состав терригенной части отложений верхнего девона — кварц, полевые шпаты, обломки пород (Еганов, 1962).

Состав обломочной части ассоциации граувакко-кварцевых песчаников, в отличие от ассоциации олигомиктово-кварцевых песчаников, характеризуется более высоким содержанием обломков полевых шпатов, а также обломков пород — эффузивов, кварцитов и гнейсов. Это свидетельствует о том, что помимо областей, за счет которых формировалась ассоциация олигомиктовых кварцевых песчаников, размыву подвергались также южнее расположенные поля развития нижнекембрийских вулканогенных толщ, включающие в себя глубоко метаморфизованные толщ эффузивов геосинклинальных трогов. Следовательно, в период формирования второй ассоциации размеры областей питания значительно расширились.

Третья ассоциация описываемого района по составу близка к первой. Вероятно, и ее формирование происходило за счет тех же источников — гранитных пород, осадочных девонских отложений, а также частично за счет нижнекембрийских вулканогенных толщ.

Таким образом, накопление осадков юрской угленосной формации юго-западной части Ангара-Чулымского прогиба происходило за счет поступления обломочного материала с юго-запада — районов Кузнецкого Алатау, причем в период формирования второй ассоциации обломочный материал поступал сравнительно с большей территории, включавшей южнее расположенные области развития кембрийских вулканогенных толщ. При образовании третьей ассоциации размеры площадей размыва сократились, и в области седиментации поступал более однородный материал.

Юг центральной части прогиба

В отложениях нижней и средней юры Рыбинской впадины выявлены снизу вверх по разрезу две терригенно-минеральные ассоциации: 1 — олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород, 2 — аркозово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в граувакко-аркозовые. Эти ассоциации отвечают соответственно первой и второй подформациям (фиг. 1).

1. Ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород (фиг. 2) характерна для отложений аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации в Рыбинской впадине. В составе песчаных пород среди обломков кварца преобладает кварц из осадочных пород. Обломки калиевых полевых шпатов представлены главным образом решетчатым микроклином; в подчиненном количестве присутствует пелитизированный ортоклаз. Плагноклаз по составу отвечает основному олигоклазу, а также кислому андезину. В виде единичных зерен встречается основной андезин, большинство обломков которого в значительной степени эпидотизировано. Преобладающая часть обломков калиевых полевых шпатов и плагноклазов характеризуется окатанной формой, хотя иногда встречаются и угловатые зерна.

Обломки эффузивов имеют окатанную форму; они состоят из нацело хлоритизированной стекловатой основной массы и вкрапленников, представленных в большинстве случаев кварцем, реже плагноклазом. По составу они относятся к кварцевым порфирам — альбитофирам. Кроме того, имеются обломки, состав которых отвечает плагпорфирам. Обломки кварцитов характеризуются крупнозернистым мозаичным строением и окатанной формой. Кое-где среди обломков присутствуют также гнейсы, сланцы и песчаники. Слюдистые минералы встречаются главным образом в виде кустообразных агрегатов мусковита.

Акцессорные минералы тяжелой фракции представлены преимущественно неокатанными угловатыми зернами граната, циркона, рутила, турмалина и сфена. Зерна граната имеют обычную гладкую, реже черепитчатую поверхность. Рутил часто образует коленчатые двойниковые сростки. Магнетит представлен неправильными угловатыми зернами, а часть обломков турмалина характеризуется таблитчатой формой. Значительная часть зерен циркона обладает зональным строением. Цементирующая масса песчаников, а также глинистая фракция аргиллитов имеет гидрослюдистый состав.

2. Ассоциация аркозово-кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в граувакко-аркозовые (фиг. 3, 4), установлена в отложениях второй, аллювиально-озерно-прибрежно-морской угленосной подформации этого района. По характеру обломочного материала она довольно близка к предыдущей. Отличительной особенностью является присутствие в ней несколько большего количества кварца изверженных пород, а также калиевых полевых шпатов, представленных в основном пелитизированным ортоклазом. Решетчатый микроклин встречается в виде единичных зерен. Плагноклаз присутствует в незначительном количестве и соответствует основному олигоклазу — кислому андезину. Значительная часть обломков его замещена главным образом эпидотом, а также серицитом. Большая часть обломков полевых шпатов характеризуется угловатой формой, но некоторые из них окатаны.

Обломки пород и здесь представлены эффузивными разностями, кварцитами и метаморфическими образованиями — сланцами и гнейсами. Среди обломков эффузивов преобладают кислые разности; основ-

ные эффузивы встречаются редко. Кроме того, в небольшом количестве присутствуют обломки сильно измененных пород диабазового ряда с интерсертальной структурой.

Акцессорные минералы данной ассоциации — апатит, циркон, гранат, сфен, турмалин, лейкоксен (за исключением рутила) — характеризуются окатанной формой. Обломки магнетита и ильменита представлены неправильными угловатыми зернами. Цементирующая масса песчаников, а также глинистая фракция аргиллитов складывается гидро-слюдами, в ряде случаев с примесью каолинита.

В верхней части разреза второй подформации намечается некоторое изменение состава ассоциации, которая из аркозово-кварцевой превращается в граувакко-аркозовую. Здесь увеличивается количество обломков пород до 20%, а кварца изверженных пород — до 60%. Несколько больше и полевых шпатов (35—45%), которые представлены пелитизированным ортоклазом, решетчатым микроклином и плагиоклазом. Форма зерен калиево-полевошпатовых разностей в большинстве случаев угловатая, плагиоклазов — табличчатая; последние представлены преимущественно основным олигоклазом. В виде единичных зерен присутствуют разности, отвечающие кислому и основному андезину. Некоторые из основных плагиоклазов эпидотизированы, а более кислые серицитизированы. Из обломков пород, помимо эффузивов, в небольшом количестве имеются кварциты, гнейсы, слюдистые сланцы, аплитовидные породы и песчаники. Слюдистые минералы представлены в основном бурым, сильно измененным биотитом. Цемент в песчаниках присутствует в крайне незначительном количестве и характеризуется гидрослюдистым составом с преобладанием гидробиотита. Кое-где наблюдаются участки каолинита. Следовательно, данная ассоциация может быть подразделена на две подассоциации: аркозово-кварцевых песчаников, отвечающая начальному этапу накопления осадков второй подформации, и граувакко-аркозовых песчаников, характерная для конечного этапа ее образования. Указанные подассоциации близки по составу соответственно ассоциациям аркозово-граувакковых песчаников при повышенном содержании обломков кислых эффузивов (фиг. 3) и граувакко-аркозовых песчаников и гравелитов, обогащенных биотитом (фиг. 4), юго-восточной части прогиба (Иркутский бассейн), установленным В. И. Копорулиным и П. П. Тимофеевым (1962). Эти две последние ассоциации также отражают начальный и конечный этапы образования второй подформации в пределах юго-востока прогиба и отличаются от рассмотренных выше подассоциаций меньшим количеством кварца и несколько повышенным содержанием обломков пород. Изменяется также несколько и соотношение в содержании других обломочных компонентов.

Анализ обломочного материала первой ассоциации Рыбинской впадины олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород указывает на то, что формирование ее происходило главным образом за счет осадочных образований. Такими могли явиться окаймляющие с юга Рыбинскую впадину девонские отложения, в состав которых входят грубообломочные породы, пестроцветные и красноцветные песчаники, а в верхах разреза также кварцевые песчаники и известняки с прослоями халцедона (Еганов, 1962). В целом минеральный состав девонских отложений сходен с перетолженной частью данной ассоциации. Изверженный и метаморфический материал поступал из центральных областей Байкальской горной страны, где преимущественным развитием пользуется комплекс гранитных и метаморфических пород. В составе их минеральной части преоб-

ладают кварц и полевые шпаты (Арсеньев и Нечаева, 1953; Мануйлова, 1960₂). Поступление изверженного материала с юга из районов Восточного Саяна практически исключено, так как в составе комплекса изверженных пород последнего, помимо гранитов, широко развиты основные и ультраосновные породы (Смирнов, Булдаков, 1962). В составе же описанной нами ассоциации обломки основных и ультраосновных пород, а также их породообразующих и акцессорных минералов отсутствуют.

Вещественный состав второй ассоциации в целом отличается от первой ассоциации лишь более высоким содержанием изверженного материала — кварца и неокатанных обломков полевых шпатов; это свидетельствует о том, что поступление обломочного материала из Байкальской горной страны было более интенсивным, чем при формировании первой ассоциации.

Граувакко-аркозовые песчаники верхов разреза второй подформации характеризуются преимущественным содержанием в составе обломочной части изверженного кварцево-полевошпатового материала, который сходен с кварцево-полевошпатовой составляющей пород Байкальской горной страны. Возможно предположить, что последняя являлась главным источником обломочного материала.

Сходство терригенно-минеральных подассоциаций второй подформации юга центральной части прогиба с ассоциациями той же подформации юго-востока прогиба указывает на единый основной источник их питания — Байкальскую горную страну. По данным В. И. Копорулина и П. П. Тимофеева (1962), районы Байкальской горной страны и Прибайкалья служили областями питания для описанных ими терригенно-минеральных ассоциаций, о чем свидетельствует анализ обломочных компонентов пород. Присутствие в составе ассоциаций обломков диабазов указывает на то, что материал поступал также из районов, расположенных севернее Иркутского бассейна (Средне-Ангарский кряж) — областей развития триасовых изверженных пород диабазового ряда (Левинсон-Лессинг и др., 1932). Возможно, что из этих же районов аналогичный материал поступал на юго-восток Канско-Тасеевской и Рыбинской впадины.

Таким образом, во время образования первой подформации областью сноса являлись районы, примыкающие с юга и юго-востока к Рыбинской впадине, т. е., вероятно, преобладал материал, сносимый с местных возвышенностей. Поступление материала с Байкальской горной страны было незначительно. Однако в последующее время произошло постепенное усиление выноса обломочного материала с Байкальской горной страны, благодаря чему терригенно-минеральные ассоциации второй подформации Рыбинской впадины и Иркутского бассейна приобрели черты сходства.

Север центральной части прогиба

В отложениях нижней и средней юры Канско-Тасеевской впадины установлены снизу вверх по разрезу три терригенно-минеральных ассоциации: 1 — полевошпатово-граувакковых песчаников, 2 — полевошпатово-кварцевых песчаников, 3 — полевошпатово-кварцевых песчаников при повышенном содержании обломков пород. Выделенные ассоциации соответственно встречены в первой, второй и третьей подформациях (фиг. 1).

1. Ассоциация полевошпатово-граувакковых песчаников (фиг. 2) установлена в отложениях аллювиально-озерно-болотной слабо угле-

носной подформации. Среди зерен кварца преобладает преимущественно кварц, образовавшийся в результате размыва изверженных пород. В его крупных обломках содержатся включения резорбированных полевых шпатов, что свидетельствует о широком развитии процессов окварцевания в материнских гранитах. В несколько меньшем количестве присутствует кварц, генетически связанный с размывом метаморфических образований. Кварц из осадочных пород составляет наименьшую часть. Обломки полевых шпатов представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз в большинстве случаев имеет таблитчатую форму с довольно четкими очертаниями; края зерен местами сильно корродированы. Среди обломков плагиоклаза присутствуют как кислые разновидности — олигоклаз и андезин, так и основные — андезин и лабрадор. Большинство зерен плагиоклаза свежие, и только отдельные более основные разновидности частично сосюритизированы; некоторые из них почти полностью замещены вторичными минералами.

Обломки калиевых полевых шпатов представлены ортоклазом и решетчатым микроклином, в большинстве случаев угловатой, реже полуокатанной и окатанной формы; подобно плагиоклазу, они также сильно корродированы. Калиевые полевые шпаты обычно пелитизированы, причем ортоклаз пелитизирован в большей степени, чем микроклин. Многие обломки микроклина содержат реликтовые включения зерен плагиоклаза — основного олигоклаза, что указывает на широкое развитие в гранитах, подвергшихся размыву, процессов микроклинизации. Характерно также присутствие обломков полевых шпатов, содержащих мирмекитовые вроски кварца.

Среди прочих обломков в составе данной ассоциации преобладают хорошо окатанные обломки пород и минералов трапповой формации. Последние большей частью представлены разновидностями с четко выраженной интерсертальной структурой, характеризующейся наличием лейст плагиоклаза, в промежутках которых располагается вулканическое стекло, замещенное почти нацело хлоритом и мелкозернистой рудной массой. Реже присутствуют обломки с долеритовой структурой, характеризующиеся наличием пироксена в промежутках между зернами плагиоклаза. Пироксен обычно нацело замещен эпидотом, хлоритом или роговой обманкой. Отмечается также присутствие обломков долеритовых порфиринов, состоящих из вкрапленников плагиоклаза и афанитовой основной массы. В довольно значительном количестве встречаются обломки эпидота, реже хромита и пироксенов.

Обломки кварцитов присутствуют в значительно меньшем количестве, чем обломки траппов. Они обладают окатанной формой и мелкозернистым строением. Помимо траппов и кварцитов в описываемой ассоциации в небольшом количестве имеются обломки эффузивов с тонкозернистой скрытокристаллической основной массой аплитовидных гранитов, сланцев и гнейсов. Все они характеризуются также окатанной формой. В незначительном количестве присутствуют слюдистые минералы, представленные преимущественно чешуйчатыми и сноповидными агрегатами биотита и мусковита.

Акцессорные минералы данной ассоциации весьма разнообразны. Зерна турмалина, сфена, лейкоксена и циркона характеризуются преимущественно окатанной формой, хотя последние встречаются короткопризматического облика с зональным строением. Гранаты большей частью имеют угловатую, реже полуокатанную форму; их зерна имеют гладкую и частично черепитчатую поверхность. Кристаллы рутила характеризуются удлиненно-призматическим габитусом, а также часто встречаются в виде коленчатых двойниковых сростков. Часть зерен

окрашена в ярко-красный цвет. Кристаллы апатита — главным образом окатанные, реже игловидные и бесцветные зерна. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и имеет удлиненную форму, зеленоватый цвет и ярко выраженный плеохроизм. Кристаллы ортита — таблитчатую форму и темно-бурый цвет. Зерна ильменита, магнетита, а также хромита характеризуются угловатой формой. Глинистые минералы цемента песчаников, а также глинистой фракции аргиллитов преимущественно гидрослюдистого состава.

2. Ассоциация полевошпатово-кварцевых песчаников (фиг. 3, 4) характерна для второй, аллювиально-озерно-прибрежно-морской угленосной подформации Канско-Тасеевской впадины. Отличительной ее чертой является полное отсутствие обломков трапповых пород, столь широко распространенных в предыдущей ассоциации. Кроме того, здесь в значительно большем количестве присутствуют кварц и полевые шпаты. Среди последних преобладают угловатые обломки пелитизированного ортоклаза и решетчатого микроклина, содержащие включения плагиоклаза. В меньшем количестве встречаются обломки плагиоклаза, представленные преимущественно олигоклазом, реже андезином. Часть зерен плагиоклаза эпидотизирована и частично серицитизирована. Среди других обломков пород встречаются кварциты, эффузивы, аплитовидные граниты, гнейсы, сланцы и единичные обломки траппов. Обломки эффузивов сильно изменены и почти нацело замещены вторичными образованиями. Слюды представлены главным образом биотитом, реже встречается мусковит.

По составу акцессорных минералов данная ассоциация мало чем отличается от вышеописанной; однако здесь наблюдаются весьма резкие колебания в их процентном содержании. Минералы этой фракции в целом характеризуются значительной степенью окатанности. Глинистые минералы цементирующей массы песчаников, а также глинистой фракции аргиллитов имеют и здесь преимущественно гидрослюдистый состав.

3. Ассоциация полевошпатово-кварцевых песчаников при повышенном содержании обломков пород (фиг. 5) установлена в отложениях аллювиально-озерно-прибрежно-морской слабо угленосной подформации данного района. Ее петрографический состав довольно близок к предыдущей ассоциации. Однако обломки пород, представленные теми же эффузивами и кварцитами, содержатся здесь в значительно большем количестве. Они имеют преимущественно окатанную форму. Состав обломков плагиоклаза — олигоклаз и андезин. Большая часть его зерен в значительной степени замещена вторичными минералами. Среди полевых шпатов в целом преобладают калиевые разновидности, представленные преимущественно решетчатым микроклином, часто содержащим мирмецитовые вроски кварца и реликты неизмененного плагиоклаза. Изредка встречаются обломки гнейсов кварцитов, эффузивов и сланцев, а также незначительное количество обломков траппов. Слюдистые минералы — биотит и мусковит — присутствуют примерно в равных количествах. Основная масса акцессорных минералов характеризуется значительной окатанностью; исключение составляют кристаллы рутила и турмалина, а также ильменита и магнетита. Цементирующая масса в песчаниках — монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Такой же состав имеет и глинистая фракция аргиллитов, причем монтмориллонитовая часть в них значительно повышена по сравнению с цементирующей массой песчаников.

В верхах разреза подформации отмечается некоторое изменение вещественного состава ассоциации в сторону уменьшения количества об-

ломков полевых шпатов, а также пород. Песчаники здесь переходят в олигомиктовые разности. Состав песчаников самой верхней части подформации уже практически мономинеральный, причем обломки кварца на 85% образовались в результате размыва осадочных пород. Цементирующая масса мономинеральных песчаников гидрослюдисто-монтмориллонитовая.

Как следует из описания минерального состава ассоциации полевошпатово-граувакковых песчаников севера центральной части прогиба, ее формирование происходило преимущественно за счет изверженных и метаморфических пород, а также основных пород трапповой формации; в меньшей мере — за счет осадочных пород. Источниками обломочного материала изверженных и метаморфических пород могли являться породы, примыкающие к северо-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба — район Северо-Байкальского нагорья, где преимущественно развиты различного состава граниты, гранито-гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы.

Сходство минерального состава данной ассоциации с общим минералогическим составом пород Северо-Байкальского нагорья проявляется в преобладании среди полевых шпатов калиевых разностей, в преимущественно олигоклазовом составе плагиоклазов, а также в значительном содержании кварца, достигающем 30—50%. Это подтверждается также наличием в составе рассмотренной ассоциации обломков плагиоклазов и других породообразующих минералов гранитных пород со следами калишпатизации, широко проявленной в породах Северо-Байкальского нагорья (Великославинский и др., 1957). Акцессорные минералы тяжелой фракции данной ассоциации большей частью соответствуют акцессорным минералам, входящим в состав гранитного и метаморфического комплексов Байкальской горной страны.

Наличие в составе ассоциации обломков траппов, их породообразующих минералов (основных плагиоклазов ряда андезина — лабрадора), пироксенов и акцессорных минералов (апатита, циркона, рутила, ильменита) свидетельствует о том, что, помимо Северо-Байкальского нагорья, источниками питания в значительной мере являлись также районы центральной части Тунгусской синеклизы (районы среднего течения междуречья Подкаменной и Нижней Тунгуски). Из этих районов в юрское время поступал обломочный материал вследствие размыва пород трапповой формации (триас) — туфов и туфобрекчий, прорванных интрузивными телами долеритового состава (Лурье, Масайтис и др., 1961). Переотложенный (осадочный) материал данной ассоциации, по всей вероятности, образовался вследствие размыва в этих же районах пермских пород, представленных песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Вторая ассоциация полевошпатово-кварцевых песчаников, как следует из приведенного выше описания, также характеризуется сходством ее кварцево-полевошпатовой части с кварцево-полевошпатовой составляющей первой ассоциации и, следовательно, с общим минералогическим составом пород Северо-Байкальского нагорья. Акцессорные минералы тяжелой фракции в целом соответствуют акцессорным минералам комплексов пород Северо-Байкальского нагорья. Повышенное же содержание гранатов говорит о более интенсивном размыве метаморфических комплексов. Вполне вероятно, что и переотложенный материал, составляющий незначительную часть ассоциации, привнесен с Северо-Байкальского нагорья (Неелов, 1960) и из районов центральной части Тунгусской синеклизы.

Незначительное содержание обломков пород трапповой формации и продуктов их разрушения в составе ассоциации (1—2%) говорит о том, что поступление обломочного материала из центральных частей Тунгусской синеклизы было, по-видимому, весьма ограниченным. Как было указано выше, минеральный состав третьей ассоциации полево-шпатово-кварцевых песчаников отличается от второй лишь более высоким содержанием обломков эффузивных пород и кварцитов. Это значит, что формирование ее происходило также главным образом за счет материала Северо-Байкальского нагорья, поскольку в пределах последнего отмечается наличие вулканогенных пород (Мануйлова, 1960₁).

Следовательно, основной областью, из которой поступал обломочный материал в северные районы центральной части Ангара-Чулымского прогиба, являлось Северо-Байкальское нагорье. В начальный период — время образования первой подформации — значительное количество обломочного материала выносилось также из центральных районов Тунгусской синеклизы, в дальнейшем его количество резко сократилось.

III. ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Таким образом, изучение минерального состава пород юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации юго-западной и центральной частей Ангара-Чулымского прогиба позволяет выделить три региона, относительно резко различающихся набором терригенно-минеральных ассоциаций (фиг. 2—5). Этими регионами являются юго-западная часть прогиба (Итатская, Алтат-Назаровская и Березовская впадины), юг центральной части прогиба (Рыбинская впадина) и север центральной части прогиба (Канско-Тасеевская впадина). В свою очередь в пределах каждого региона та или иная подформация имеет свою, только ей характерную, терригенно-минеральную ассоциацию. В частности, первая ассоциация характерна для первой подформации, вторая — для второй подформации, третья — для третьей подформации. Так, на юго-западе прогиба ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников участвует в строении аллювиальных песчаников аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации и прослеживается на всей площади ее развития. Вторая ассоциация — ассоциация граувакко-кварцевых песчаников установлена в аллювиальных, дельтовых и озерных осадках аллювиально-озерно-прибрежно-морской угленосной подформации, залегающей с региональным эрозионным размывом на отложениях предыдущей подформации. Отложения третьей подформации, также имеющие в основании эрозионный контакт размыва, известны только в Итатской и Березовской впадинах. Здесь в нижней части подформации аллювиальные, дельтовые, прибрежно-бассейновые и отчасти озерные отложения представлены граувакко-кварцевыми песчаниками, которые вверх по разрезу постепенно переходят в мономинеральные.

На юге центральной части прогиба в пределах изученной части Рыбинской впадины известны только отложения двух нижних подформаций. Для аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации характерна ассоциация олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород, встречающаяся в аллювиальных и озерных отложениях. Вышележащая с эрозионным размывом аллювиально-озерно-прибрежно-морская угленосная

подформация в нижней части складывается аркозово-кварцевыми песчаниками аллювиального, озерного и отчасти дельтового генезиса (вторая ассоциация), которые вверх по разрезу, уже непосредственно под пластом угля «Мощный», переходят в граувакко-аркозовые. Эти две подассоциации имеют очень близкий состав к ассоциациям аркозово-граувакковых песчаников при повышенном содержании обломков кислых эффузивов и граувакко-аркозовых песчаников и гравелитов, обогащенных биотитом юго-восточной части прогиба, располагавшейся значительно ближе к области сноса — к Байкальской горной стране (Копрулин, Тимофеев, 1962).

Резко отличный состав имеют терригенно-минеральные ассоциации на севере центральной части прогиба — в северо-западных и центральных районах Канско-Тасеевской впадины. Канско-Тасеевская впадина в целом имеет сложную современную структуру, которая в значительной мере унаследовала древний рельеф. Поэтому, в частности, не наблюдается сплошного развития отложений первой и второй подформаций, а, следовательно, первой и второй терригенно-минеральных ассоциаций. Так, ассоциация полевошпатово-граувакковых песчаников аллювиального и озерного генезиса не известна по ряду скважин; то же наблюдается с ассоциацией полевошпатово-кварцевых песчаников. Установлено, что в ассоциации полевошпатово-кварцевых песчаников южных районов Канско-Тасеевской впадины, т. е. в районах, расположенных севернее Рыбинской впадины, наблюдается уменьшение количества кварца из изверженных пород и увеличение кварца из осадочных пород. Это свидетельствует о том, что, очевидно, происходит сближение состава данной ассоциации северных и центральных районов Канско-Тасеевской впадины с ассоциацией аркозово-кварцевых песчаников северных районов Рыбинской впадины. Третья ассоциация — ассоциация полевошпатово-кварцевых песчаников — имеет повышенное содержание обломков пород и участвует в строении дельтовых и прибрежно-бассейновых отложений.

Выясненное по минеральному составу пород распределение областей сноса, питавших юго-западную и центральную части прогиба, полностью согласуется с ранее полученными выводами П. П. Тимофеева (1962, 1963_{1, 2}), основанными на детальном литолого-фациальном изучении и формационном анализе юрских угленосных отложений Ангаро-Чулымского прогиба в целом.

Установлено, что во время образования отложений не только трех, но и всех четырех подформаций юрской аллювиально-озерно-морской угленосной формации основной областью сноса являлась Байкальская горная страна, которая дренировалась пра-Ангарой. Пра-Ангара, являясь наиболее крупной водной артерией, приурочивалась к «основной» оси прогиба, которая во время образования отложений первой аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации проходила несколько северо-восточнее современных контуров Иркутской угленосной площади и в районе Красноярска уходила в северо-западном направлении. В дальнейшем, по мере становления прогиба и поднятия Станового свода пра-Ангара несколько сместилась на юго-запад в сторону современного Восточного Саяна. Однако в течение всего времени образования формации она в своем среднем течении проходила через северные районы Рыбинской и южные районы Канско-Тасеевской впадины. Вследствие этого и наблюдается сходство ассоциаций аркозово-граувакковых песчаников при повышенном содержании обломков кислых эффузивов (низы второй подформации) и граувакко-аркозовых песчаников и гравелитов, обогащенных биотитом (верхи второй под-

формации) Иркутской угленосной площади (Копорулин, Тимофеев, 1962) соответственно с подассоциациями аркозово-кварцевых песчаников (низы второй подформации) и граувакко-аркозовых песчаников (верхи второй подформации) Рыбинской впадины. Вполне вероятно, что в Рыбинскую впадину и в некоторые районы Иркутской угленосной площади обломочный материал в начальную стадию образования угленосной формации выносился также из Восточного Саяна, Средне-Ангарского кряжа и местных возвышенностей и в значительной мере подмешивался к материалу, транспортируемому пра-Ангарой, что вызвало некоторую пестроту в распределении терригенно-минеральных ассоциаций на юго-востоке прогиба.

Вторая крупная река, называемая пра-Верхняя Тунгуска, стекала с Еремо-Катангского плато и во время первой подформации являлась крупным правым притоком пра-Ангары. В дальнейшем она, очевидно, впадала непосредственно в бассейн седиментации (современный широтный участок Ангары в нижнем течении, по нашему мнению, очевидно, унаследовал часть древней реки, стекавшей с Еремо-Катангского плато). Эта река дренировала Еремо-Катангское плато, но главным образом центральные районы Тунгусской синеклизы на северо-западе и Северо-Байкальское нагорье на юго-востоке. Эта река выносила обломочный материал в Канско-Тасеевскую впадину и расположенные северо-восточнее современные впадины (Мурская, Приангарская, Эдучанская, Поливская, Катангская, Чульская, Тушамская, Хаталакская, Чулоканская и др.). В юрских галечниках этих впадин обнаружены обломки пород Северо-Байкальского нагорья, а также триасовых траппов (Тазихин, 1961; Одинцов, 1963; Павлов, 1963).

Менее крупной, но все же существенной водной артерией являлась также река, которая сносила обломочный материал с суши, располагавшейся на месте современных северных и северо-восточных отрогов Кузнецкого Алатау и северо-западного окончания Восточного Саяна.

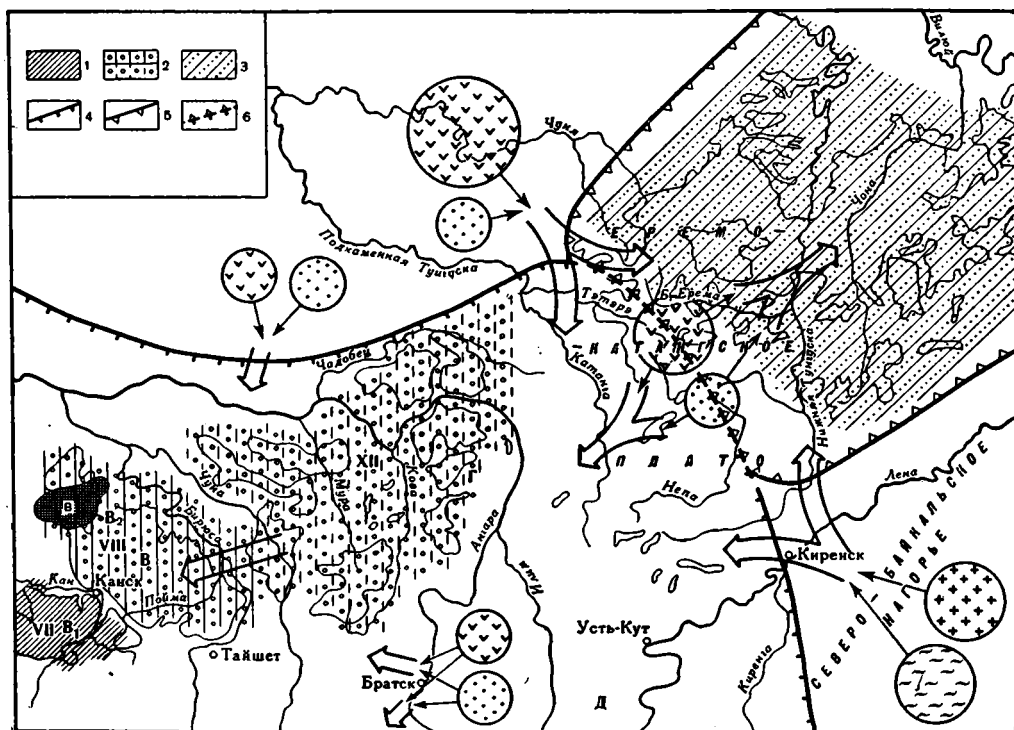
Из рассмотрения минерального состава пород и краткого анализа распределения его терригенных ассоциаций в разрезе и на площади юго-западной и центральной частей Ангаро-Чулымского прогиба следует, что каждый из трех регионов имел свою область, откуда поставлялся обломочный материал. Последний в отдельные промежутки времени, отвечающие подформациям, в той или иной мере менялся в зависимости от общих условий образования угленосной формации и развития прогиба в целом. Следовательно, как каждая подформация, так и соответствующие им терригенно-минеральные ассоциации отражают последовательно сменяющиеся этапы образования аллювиально-озерно-морской угленосной формации и характеризуют историю геологического развития Ангаро-Чулымского прогиба.

Ранее П. П. Тимофеевым (1962, 1963^{1, 2}) только на основании литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений юго-востока Западной и юга Центральной Сибири была показана необоснованность выделения Вилюйско-Ангарского прогиба, установленного И. И. Красновым и В. Л. Масайтисом (Масайтис, 1955), по контурам распределения юрских пород. Проведенное в дальнейшем изучение распределения терригенно-минеральных ассоциаций на этой территории, а также в пределах Ангаро-Чулымского и Лено-Вилюйского прогибов как на основании личных наблюдений, так и по материалам А. Г. Коссовской (1962), Н. Н. Тазихина (1961) и др. подтвердило наши выводы (фиг. 6).

Работами А. Г. Коссовской (1963) было показано, что для пород укугутской свиты (I_1) юго-западной окраины Лено-Вилюйского прогиба

характерна ассоциация ортоклазовых граувакко-аркозовых песчаников. По ее мнению, возможными материнскими породами для этой ассоциации служили: комплекс архейских и протерозойских пород Байкало-Патомского нагорья, среди которого ведущая роль принадлежит гранитам, гранито-гнейсам и кристаллическим сланцам преимущественно кислого состава; породы трапповой формации, обусловившие присутствие значительной части амфиболов типа уралитов, обломков основных эффузивов, единичных пироксенов, лабрадора и части средних плагиоклазов.

Данная ассоциация близка по составу к разновозрастной ассоциации полевошпатово-граувакковых песчаников, установленной нами в отложениях первой подформации (I₁) севера центральной части Ангаро-Чулымского прогиба (Канско-Тасеевская впадина) и предположительно по некоторым данным (Тазихин, 1961, и др.) имеющейся на северо-востоке прогиба. Здесь отложения первой подформации являются еще более континентальными и имеют исключительно аллювиальный, делювиально-пролювиальный, озерный и отчасти озерно-болотный генезис. Материнскими породами этой ассоциации, как мы отмечали выше, служили породы трапповой формации центральных районов Тунгусской синеклизы и Северо-Байкальского нагорья (фиг. 6).



Фиг. 6. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций в начальный период накопления угленосных формаций в Ангаро-Чулымском и Лено-Вилуйском прогибах

Терригенно-минеральные ассоциации: 1 — олигомиктово-кварцевых песчаников при повышенном содержании кварца из осадочных пород, 2 — полевошпатово-граувакковых песчаников (установленная и предполагаемая), 3 — ортоклазовых граувакко-аркозовых песчаников (по А. Г. Косовской), 4 — контуры северо-восточной части Ангаро-Чулымского прогиба, 5 — контуры юго-западной части Лено-Вилуйского прогиба; 6 — примерная граница раздела Ангаро-Чулымского и Лено-Вилуйского прогибов (остальные обозначения см. на фиг. 2)

Сходство этих двух ассоциаций проявляется в примерно равном содержании обломков кварца, полевых шпатов, обломков пород, причем набор последних сходен для обеих ассоциаций. Помимо того, сходство проявляется в преобладании зерен кварца из изверженных пород, ортоклазов и решетчатых микроклинов, а также в олигоклаз-андезиновом составе плагиоклазов. Однако имеются и некоторые различия, проявляющиеся в том, что ассоциация ортоклазовых граувакко-аркозовых песчаников характеризуется более высоким содержанием минералов группы амфибола и эпидота.

Следовательно, некоторые черты сходства минерального состава ассоциаций ортоклазовых граувакко-аркозовых песчаников и полевошпатово-граувакковых песчаников указывают в общем на единый источник их питания — Байкало-Патомское нагорье, включающее Северо-Байкальское нагорье, и траппы Тунгусской синеклизы. В свою очередь вынос материала из этих областей происходил из их разных районов, что нашло выражение в некоторых особенностях состава этих ассоциаций.

Установленное распределение палеогеографических зон осадконакопления в разрезе и на площади Лено-Вилуйского (Коссовская, Шутов, Муравьев, 1960; Коссовская, 1962) и Ангара-Чулымского (Тимофеев, 1962, 1963_{1,2}), выражающееся в закономерной смене аллювиальных и озерных отложений во внутрь этих прогибов дельтовыми и прибрежно-морскими, находится в полном соответствии и с распределением терригенно-минеральных ассоциаций и изменением их состава в этих же направлениях. В настоящее время можно с большей определенностью утверждать, что Вилуйско-Ангарский прогиб как «самостоятельная древняя палеоструктурная единица не существовал, а его юго-западная и северо-восточная половины соответственно являлись периферическими частями Ангара-Чулымского и Вилуйского (Лено-Вилуйского) прогибов» (Тимофеев, 1963, стр. 325). Областью стыка этих структур в юрское время являлось Еремо-Катангское плато (фиг. 6), причем как показано выше, последнее являлось в основном областью транспортировки обломочного материала, сносившегося реками с Северо-Байкальского нагорья и центральных районов Тунгусской синеклизы. Материал из указанных районов поступал как в Ангара-Чулымский, так и Лено-Вилуйский прогибы, о чем свидетельствует состав обломков юрских пород.

В заключение следует отметить, что проведенное нами минералогопетрографическое исследование отложений позволяет полностью подтвердить, а в ряде случаев и уточнить выводы, касающиеся особенностей накопления осадков и распределения палеогеографических зон в отдельные отрезки времени образования угленосной формации. Нам представляется, что комплексное применение различных методов исследования пород в совокупности с детальным литолого-фациальным изучением и формационным анализом не только угленосных, но и других типов осадочных формаций позволит более объективно устанавливать причины, обуславливающие главнейшие закономерности строения и состава пород и связанных с ними полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Магматические породы Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 2, 1953.
Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б., Мануйлова М. М. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия. АН СССР, вып. 7, 1957.

- Еганов Э. А. Осадочные формации и серии девона Назаровской, Рыбинской и При-
саянской впадин. Тр. Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 16, 1962.
- Копорулин В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной
толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами. Изв. АН
СССР, сер. геол., № 3, 1962.
- Копорулин В. И., Тимофеев П. П. Главнейшие терригенно-минеральные ассоциа-
ции пород угленосной толщи Иркутского бассейна. Докл. АН СССР, т. 146, № 4
1962.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской
впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалео-
зойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Тр. Геол. ин-та АН
СССР, вып. 34, 1960.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзбург А. С., Дилакторский Н. Л. Трап-
пы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Тр. СОПСа, сер. си-
бирская, вып. 1, 1932.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А., Бутакова Е. Л. Сибирская
платформа. Гл. V. Магматизм и метаморфизм. В кн. Геология СССР, т. 15, ч. I.
Гостеолтехиздат, 1961.
- Мануйлова М. М. Вулканогенные породы р. Большой Мини и их метаморфизм (Се-
веро-Байкальское нагорье). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Мануйлова М. М. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витим-
ская горная страна). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложе-
ний Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. Изд. АН СССР, 1961.
- Масайтис В. Л. Новые данные о распределении юрских отложений в пределах Ви-
люйско-Ангарского мезозойского прогиба. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., вып. 1, 1955.
- Неелов А. Н. Нижнепротерозойские конгломераты среднего течения р. Мамы (Севе-
ро-Байкальское нагорье). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Одинцов М. М. Общие вопросы геологии юрских отложений южной и центральной
частей Сибирской платформы. В сб. Юрские отложения южной и центр. частей
Сибирской платформы, Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 15, 1963.
- Павлов С. Ф. Новые данные о юрских отложениях на юге Тунгусского бассейна.
В сб. Юрские отложения южной и центр. частей Сибирской платформы. Тр. Ин-та
земной коры СО АН СССР, вып. 15, 1963.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд.
АН СССР, 1962.
- Тазихин Н. Н. Стратиграфия и фации юрских отложений Ангаро-Вилюйского проги-
ба. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 66, нов. сер., 1961.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского
прогиба. Докл. АН СССР, т. 147, № 5, 1962.
- Тимофеев П. П. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Анга-
ро-Чулымского прогиба. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Тимофеев П. П. Палеогеография морской угленосной формации и история геологиче-
ского развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба. Изв. АН СССР, сер.
геол., № 4, 1963.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири
и связь с ними полезных ископаемых. В сб. Закономерн. размещ. полезн. ископ.,
т. III. Изд. АН СССР, 1960.

Геологический институт
АН СССР,

Дата поступления
18.VI.1963

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.121 : 551.736.3 (574.13)

МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ — ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

З. А. ЯНОЧКИНА

За последние годы значительно возросло внимание к геохимии осадочных пород. Геохимические методы исследований находят все большее применение при решении общих и частных задач геологии.

Основным методом, получившим в нашей стране широкое развитие при геохимических исследованиях, является спектральный анализ. Он дает возможность определять присутствие отдельных элементов почти при любом минералогическом составе пород и руд и позволяет проводить массовые анализы одновременно на большое число элементов. Изучение элементарного состава пород, как указывает Н. М. Страхов (1959), нельзя вести без предварительного их фациального анализа, так как все стороны слагающих его элементов ясно видоизменяются в разной физико-географической среде.

В данной работе автор делает попытку решения обратной задачи — выявления некоторых черт условий седиментации по элементарному составу осадочных пород. Для этих целей необходимо во избежание ошибок использовать целый комплекс геохимических показателей. Для характеристики обстановки бассейна верхнепермского возраста Актюбинского Приуралья нами были использованы три таких показателя.

Первым является характер распределения элементов по петрографическому профилю пород: песчаники — алевролиты — глины — известняки. Известно (Страхов, 1959), что поведение ряда элементов, взятых в совокупности, весьма четко реагирует на особенности физико-географической среды осадкообразования.

В качестве другого показателя был использован коэффициент упорядоченности в распределении элементов по петрографическому профилю. Это — отношение числа элементов, подчиняющихся упорядоченному типу распределения, к общему числу рассматриваемых элементов. К упорядоченному же типу Н. М. Страхов (1959) относит такое распределение элементов по петрографическому профилю, при котором у всех элементов содержания растут по мере измельчения размеров кластических зерен. В эпохи наиболее интенсивного выветривания коэффициент упорядоченности будет стремиться к единице, а в периоды ослабления — убывать.

В качестве третьего показателя при геохимических исследованиях пестроцветных толщ были использованы отношения стронция к барию.

Геохимическая история бария и стронция различна. При смешении пресных и морских вод барий выпадает в виде $BaSO_4$, а стронций продолжает свою дальнейшую миграцию. Отношение стронция к барию для пресноводных бассейнов, как правило, меньше единицы, для морских — больше единицы (Катченков, 1957, 1961).

Ниже дается характеристика условий осадконакопления по ярусам.

1. Кунгурский ярус

Отложения этого возраста на исследованной территории распространены довольно широко. Литологический состав пород по простиранию меняется. На востоке территории кунгурский ярус представлен терригенно-сульфатно-карбонатными толщами. По мере движения на запад терригенные породы постепенно замещаются сульфатными и галогенными. В пределах Западно-Актюбинской и Актюбинско-Биштамакской складок (фиг. 1) кунгурский ярус сложен ангидритами и каменной солью с маломощными и редкими терригенными прослоями. Распределение микроэлементов по петрографическому профилю пород (фиг. 2) свидетельствует о том, что часть из них подчиняется закону упорядоченности, т. е. их содержания неуклонно повышаются от крупнозернистых разностей пород к мелкозернистым. Поведение других отклоняется от этого закона. Максимум содержания этих элементов падает то на песчаники, то на алевролиты.

В южных районах упорядоченно ведут себя Mn, Ba, Sr (фиг. 2, к). В северных районах элементов, подчиняющихся этому закону, значительно больше, это — Cu, V, Ni, Co, Sr (фиг. 2, и). Коэффициент упорядоченности для северных районов равен 0,5, а для южных — 0,3. Несогласованность в распределении элементов по петрографическому профилю пород вызвана, по-видимому, слабой гидродинамической активностью бассейна,

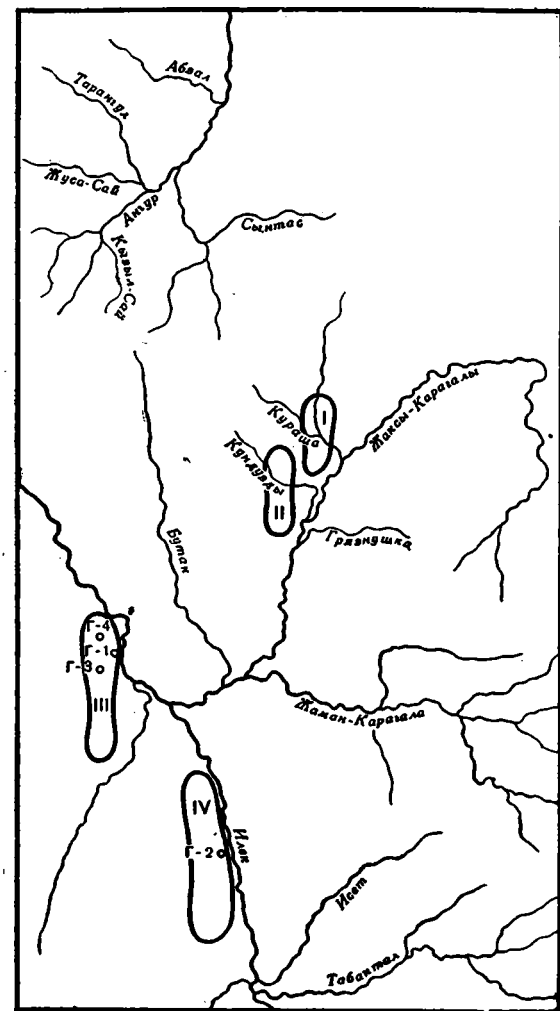
близостью источников сноса и плохой сортировкой обломочного материала. Подсчет отношения стронция к барию показал, что для северных районов оно равно 1,36, а для южных — 2.

Величины этих отношений (большие единицы) являются показателями повышенной солености бассейна. На насыщенность вод большим количеством свободных ионов SO_4^{2-} и Cl^- указывают также мощные толщи сульфатных и хлоридных пород, имеющих широкое распространение в этот период на исследованной территории.

2. Казанский ярус

В пределах исследованного района породы этого возраста имеют широкое распространение, однако обнажены они очень слабо. Выходы этих пород на востоке территории узкой полосой окаймляют кунгурские отложения в пределах Александровской, Петропавловской, Жилинской и других нижнепермских структур (фиг. 1). В западных частях казанский ярус перекрыт более молодыми отложениями и вскрывается лишь скважинами глубокого бурения. Представлен ярус песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами, чередующимися между собой и быстро сменяющимися друг друга по простиранию. Аргиллиты и глины в разрезе преобладают. Они образуют мощные пакки до 25 м. Мощность слоев песчаников и алевролитов — 10–15 м. Известняки, доломиты и ангидриты образуют слои до 0,5 м мощности или встречаются в виде гнезд и включений причудливой формы в глинах и аргиллитах.

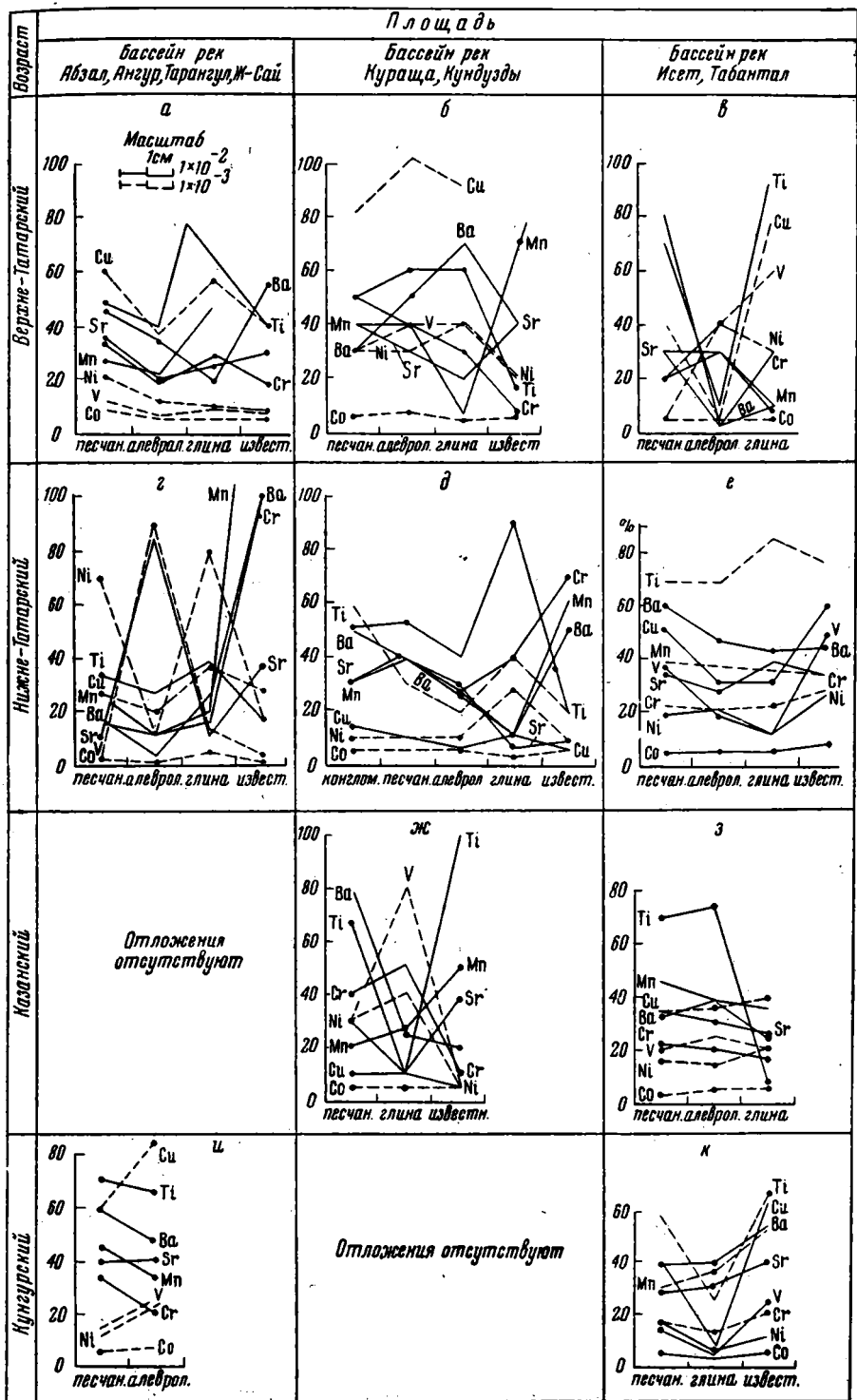
Распределение микроэлементов по петрографическому профилю довольно согласованное (фиг. 2, ж, з). Ярче всего эта согласованность выражена в южных районах исследованной территории.



Фиг. 1. Схематическая карта района работ

I — Александровская складка, II — Петропавловская складка, III — Западно-Актюбинская складка, IV — Актюбинско-Биштамская складка, Г-10 — скважины глубокого бурения

Упорядоченно ведут себя по всей площади Co, Cu, Ni, на севере этому закону подчиняются также Sr и Mn. Но намечающаяся согласованность еще не дошла до своего логического конца и сохраняет некоторые черты пестроты: максимумы содержания одних элементов падают на один тип пород, а для других — на иной. Кроме того, разность между минимальными содержаниями их в песчаниках и максимальными в глинах ничтожна или иногда едва улавливается. Такой тип упорядоченного распределения элементов, согласно классификации Н. М. Страхова (1959), можно отнести к сглаженной модификации. Этот тип распределения мог возникнуть при условии, когда наряду с механической дезинтеграцией пород, значительную роль на водосборной площади начинает играть химическая переработка материала. Под действием ее часть микроэлементов переходит в растворы или сорбируется на мицеллах глинистых минералов, повышая



Фиг. 2. Распределение малых элементов по петрографическому профилю пород верхнепермского возраста Актюбинского Приуралья

содержания последних в тонкозернистых разностях пород. Но эти процессы не были достаточно сильными, сортировка материала, хотя и играла значительную роль, но еще не дошла до той стадии, когда вся песчаная фракция очищается от тонкодисперсных частиц. Отсюда и незначительные различия в содержаниях микроэлементов по петрографическому профилю. Увеличение роли химического выветривания материнских пород благоприятствовало обеднению малыми элементами песчано-алевритистых пород и обогащению глинистых. В результате этого возросло количество элементов, подчиняющихся закону упорядоченности (коэффициент упорядоченности 0,6—0,8).

Подсчеты отношений стронция к барю для средних районов дали коэффициент 0,6, для южной части исследованной территории — 0,9, что значительно ниже, чем в кунгурский век. Величина отношения Sr/Ba , меньшая единицы, указывает на некоторое опреснение казанского бассейна. Однако, как и в кунгурский век, распределение солености по площади неравномерно (в южных районах $Sr/Ba = 0,9$, в северных $Sr/Ba = 0,75$).

3. Татарский ярус

В пределах Актыбинского Приуралья татарский ярус имеет очень широкое распространение. Породы этого возраста обогащены значительно лучше, чем образования казанского яруса. Выходы их наблюдаются по рекам Табантал, Исет, Кундузды, Кураша, Абзал и другим, вскрыты скважинами глубокого бурения Г-1, Г-3, Г-4, Г-27 и др. На основе биостратиграфического принципа с учетом литологических, минералогических и геохимических особенностей пород татарский ярус подразделен на два подъяруса: нижний и верхний (Липатова, Яночкина, 1962).

Породы нижнего подъяруса представлены песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами. Пачки последних содержат многочисленные тонкие прослои песчаников и алевролитов. Песчаники включают еще менее мощные прослои аргиллитов и алевролитов. Известняки образуют невыдержанные по мощности и простираению прослои. По всей исследованной территории наблюдается закономерное увеличение грубости материала по сравнению с казанским ярусом. В восточных участках в петрографическом профиле пород появляются конгломераты. Распределение микроэлементов в гранулометрическом спектре пород своеобразно. Во фракции больше 0,5 мм появляется Mn и Sr, увеличиваются количества Ti, Sr и Ba. Во фракциях 0,5—0,25 мм и 0,25—0,1 мм, кроме того, появляются V, Zn и Co, увеличивается доля Cu, Mn и Sr. Для алевролитовых и глинистых фракций, наоборот, характерно уменьшение количеств ряда элементов: Sr, Mn, Sr и Li (по данным Липатовой, Яночкиной и др.).

Вышеописанное указывает на то, что на границе казанского и татарского веков произошли значительные восходящие движения в прилегающих районах, и масса терригенного материала начала поступать в области накопления осадков. Отсюда и появление целого ряда элементов в крупном классе. Повышенные же содержания микроэлементов в известняках связаны, по-видимому, с терригенными примесями в них. Судя по несколько заниженным средним содержаниям ряда микроэлементов в породах нижнепермского возраста по сравнению с казанскими отложениями, можно предположить следующее. В это время основную роль играют процессы перераспределения уже разрушенного материала, в значительной мере обедненного микроэлементами благодаря интенсивным процессам химического выветривания пород источников сноса, протекавшим в казанский век.

Распределение элементов в ряду песчаники — алевролиты — глины — известняки (фиг. 2, г, д) отличается пестротой. Максимум содержания одних элементов (Ni, Cu, Ti) наблюдается в глинах, у других — в песчаниках (Ba), количество третьих (Co) почти не изменяется по всем типам пород. Упорядоченно ведет себя в северных районах кобальт (фиг. 2, г), а в центральных районах — Co и Ni (фиг. 2, д). В южной части территории этому закону подчиняются уже Co, Cr, Ti (фиг. 2, е). Коэффициент упорядоченности для северных и средних районов равен всего 0,9, а для южных — 0,3. Это указывает на то, что в татарский век произошли некоторые изменения в ходе седimentации. Если в казанский век в северных районах откладывался более отсортированный материал, то в начале нижнетатарского времени, наоборот, лучшая сортировка наблюдается на юге исследованной территории. Несогласованное распределение микроэлементов, характерное для отложений этого возраста, является следствием, во-первых, преобладания механической дезинтеграции пород над химической, во-вторых, близостью источников сноса и малой гидродинамической активностью водоема, а отсюда и слабой сортировкой материала. В отличие от казанского бассейна пресный водоем нижнетатарского времени был одинаково минерализован по всей территории. Об этом свидетельствуют отношения стронция к барю, равные везде примерно 0,64.

Верхнетатарские отложения распространены так же широко, как и нижнетатарские. В отличие от нижележащих отложений верхнетатарский подъярус представлен более грубым и пестрым по литологическому составу и быстро изменяющимся по простираению комплексом песчано-конгломератовых пород. Вверх по разрезу грубость материала увеличивается. Возрастает роль песчаников, алевролиты играют подчиненное

значение. Известняки встречаются очень редко, в виде тонких прослоев до 0,1—0,2 м мощности. Значительное место в разрезе занимают мелкогалечниковые конгломераты.

В отложениях этого возраста наблюдается резкое увеличение средних содержаний почти всех элементов по всей исследованной территории.

В гранулометрическом спектре происходит еще большее смещение количеств некоторых элементов в крупнообломочные классы по сравнению с нижележащим подъярусом.

Распределение микроэлементов по петрографическому профилю пород остается таким же, как и в нижнетатарское время (фиг. 2). Коэффициент упорядоченности несколько изменяется по площади. В северных районах согласованности в распределении микроэлементов полностью отсутствует, а в южных достигает 0,66. Здесь упорядоченно ведут себя лишь Co и V (фиг. 2, в). Это указывает на приток новой порции обломочного материала в верхнетатарское время. По-видимому, тектонические подвижки, происходившие на границе ниже- и верхнетатарского времени, приподняли области питающих провинций, и масса нового обломочного материала стала поступать в места их аккумуляции. Наряду с перераспределением материала большую роль начинают играть процессы дезинтеграции материнских пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Катченков С. М., Баранова Т. Э., Флегонтова Е. И. Распределение малых элементов и битумов в глинах палеозоя Волго-Уральской области, Геохим. сб. № 4, 1957.
- Катченков С. М. К характеристике условий осадконакопления по рассеянным химическим элементам. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 174. Геохим. сб., вып. 174, № 7, 1961.
- Катченков С. М. О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 174. Геохим. сб. № 7, 1961.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.

Научно-исследовательский институт геологии
Саратов

Дата поступления
25.IV.1963

УДК 552.144 : 551.735.2(477.60)

ОСОБЕННОСТИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА В ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНБАССА

П. В. ЗАРИЦКИЙ

Изучение угленосных и безугольных отложений показало, что основная масса карбонатных конкреций приурочена к тонкозернистым породам (Зарицкий, 1956, 1959; Пряхина, 1958; Страхов, 1953, 1960; Тимофеева, 1959; Фролова, 1958). В песчаных породах развиты относительно более редкие преимущественно крупные линзовидные тела или же пятнистые с неясными очертаниями участки обогащения карбонатным цементом со слабой концентрацией конкрецнеобразующего материала. Установлено также, что в целом конкреции из песчаных пород обогащены углекислым кальцием по сравнению с конкрециями из алевритово-глинистых пород (Коперина, Тимофеева, 1959). Тяготение CaCO_3 к прибрежным песчаным или песчано-алевритовым отложениям древних озер и морей объясняется Н. М. Страховым (1960) интенсивной биохомогенной садкой карбоната кальция из наддонной воды в прибрежной зоне при слабой диагенетической генерации FeCO_3 , MgCO_3 и MnCO_3 в песчаных осадках вследствие бедности их железом и марганцем. Вторая причина преобладания CaCO_3 в составе карбонатов песчаных пород состоит в диагенетическом перемещении масс CaCO_3 в грубозернистые осадки из осадков тонкозернистых, в которых в ходе дегазации и связанным с этим повышением рН иловых растворов осаждается FeCO_3 и изоморфно с ним MgCO_3 и MnCO_3 .

Нами изучались конкреции из мелкозернистых прибрежно-морских песчаников свиты C_2^4 западной части Донецкого бассейна по керну большого диаметра, полученному при проходке шахтных стволов бурением с помощью установки УКБ-3,6 М. Одна конкреция крупная — до $0,6 \times 1,0 \times 2,0$ м, линзовидная, с тупыми боковыми окончанием и довольно четким обособлением от вмещающей породы. Слои зеленовато-серого песчаника слегка обтекают конкрецию. Следовательно, уплотненная форма ее не является результатом лишь уплотнения осадка. Песчаные осадки по сравнению с глинистыми, как известно, мало обводнены и характеризуются низким коэффициентом уплотнения в ходе диагенеза.

Мы попытались выявить особенности диагенетического перераспределения вещества в песчаных породах и провести сравнение в этом отношении с породами тонкозернистыми. С этой целью была отобрана серия образцов из тела конкреции (ее периферической части, обр. 28) и из вмещающей породы в горизонтальном (обр. 29, 31 и 33 на расстояниях от конкреции соответственно в 0,2, 0,6 и 1,0 м) и вертикальном (обр. 34, 35 на расстояниях 0,05 и 0,15 м) направлениях. К сожалению, даже такой гигантский керн (диаметр более 3 м) оказался недостаточным, чтобы отобрать большее число образцов песчаника в горизонтальном направлении.

Сравнение относительного содержания карбонатных компонентов в конкрециях и вмещающей породе (при сумме равной 100%, табл. 1) показывает, что рассеянные карбонаты породы отличаются более высоким содержанием FeCO_3 (около одной трети), тогда как в конкрециях содержание FeCO_3 составляет меньше 10%. Такое различие является следствием химической дифференциации, имевшей место в ходе конкрецииобразования. При этом, однако, нельзя забывать, что анализировалась только периферическая часть конкреции, и весьма вероятно, что ее центральная часть (которая оказалась недоступной нам ввиду высокой прочности и больших размеров тела конкреции) более обогащена железом, что отмечалось некоторыми авторами (Тимофеева, 1959).

Таблица 1

Химическое соединение	№ образца					
	33	31	29	28 (конкреция)	34	35
CaCO_3	32,04	32,49	32,82	59,47	24,75	12,46
FeCO_3	30,59	31,54	29,75	7,52	39,19	45,86
MgCO_3	34,19	32,08	32,61	30,00	33,88	39,79
MnCO_3	3,18	3,89	4,82	3,01	2,18	1,89
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Главным минералом конкреции является калцит, в подчиненном количестве встречаются зерна железистого доломита ($\text{Ng}=1,681-1,690$). Несколько необычно для песчаных конкреций преобладание в нашем случае карбонатного материала (около 70%) над терригенным. Карбонаты играют роль базального цемента с пойкилитовой структурой и сильно корродируют обломочные зерна. Термический анализ подтверждает указанный минералогический состав.

Если же сравнить абсолютное содержание химических элементов в образцах, взятых на различных расстояниях от конкреции (табл. 2), то окажется, что по мере удаления от нее содержание всех конкрецииобразующих элементов (Ca, Mg, Fe, Mn) закономерно снижается. Убывание содержания элементов более резко выражено (и даже на меньших расстояниях) в направлении вертикальном, чем горизонтальном.

Таким образом, в песчаных породах совершенно отчетливо намечается приконкреционная зона обогащения конкрецииобразующим материалом.

Не имея возможности остановиться на деталях, отметим только, что ничего подобного нам не приходилось наблюдать при изучении особенностей диагенетического перераспределения вещества в тонкозернистых породах как в случае Са-карбонатных, так и Fe-карбонатных конкреций. Имеется даже указание об обеднении железом участков породы, непосредственно прилегающих к конкрециям (Тимофеева, 1959), что не подтверждается нашими данными.

Наличие зоны обогащения вокруг конкреций в песчаных породах и конфигурацию этой зоны в вертикальном разрезе хорошо видно, если построить изолинии содержания элементов. На таком рисунке хорошо видно, что изолинии тесно прижимаются к конкреции в вертикальном направлении и отходят от нее в направлении горизонтальном, в целом очень хорошо повторяя линзовидную форму конкреции.

В отобранных образцах спектроскопически определялось содержание Ba, Sr, Ni, Co, Ti, V, Cr, Cu, Zr. В конкрециях концентрируются Sr (на порядок) и Ba (на полпорядка). Намечается слабое увеличение содержания в породе, по мере удаления от конкреции, таких элементов, как Ti и V (в этом же направлении возрастает содержание нерастворимого остатка). Остальные химические элементы не показали ощутимой разницы в содержании в пробах, взятых на разных расстояниях от конкреции. Видимо, различие в их содержании столь мало, что оно не может быть замечено методом полуколичественного спектрального анализа.

Вопрос о геохимической подвижности элементов в ходе конкрецииобразования, как известно, решается путем сравнения содержания отдельных элементов в конкрециях и вмещающих их породах. В описываемом случае, при наличии приконкреционной зо-

ны обогащения, возникает вопрос, результаты химического анализа каких проб принимать за содержание элементов во вмещающих породах. Представляется наиболее целесообразным за содержание отдельных элементов в породе брать наиболее низкие значения, если они не случайны, а закономерно вытекают из общей тенденции снижения по мере удаления от конкреции. В этом случае больше вероятности, что данное количество химического элемента окажется наиболее близким к действительному его содержанию в породе.

Коэффициенты относительной концентрации элементов в конкреции и пробах вмещающей породы, расположенных в пределах зоны обогащения, сведены в табл. 3.

Из табл. 3 следует, что по обоим направлениям по мере приближения к конкреции в породе растет концентрация всех элементов, а по абсолютной величине коэффициентов относительной концентрации хорошо видно, что наиболее резко концентрация возрастает в вертикальном направлении.

По возрастанию геохимической подвижности в песчаных осадках химические элементы образуют следующий ряд: Fe → Mg → Mn → Ca. Интересно отметить, что этот ряд подвижности для песчаных осадков в точности соответствует ряду, установленно-

му нами ранее для карбонатных конкреций из собственно морских тонкозернистых отложений (Зарицкий, 1956, 1959). Если вычислить коэффициенты относительной концентрации элементов раздельно по направлениям, принимая за содержание элементов во вмещающей породе количество их в наиболее удаленных от конкреции пробах в горизонтальном и вертикальном направлениях, то окажется, что ряды подвижности и в этом случае будут одинаковыми между собой и в точности будут воспроизводить приведенный выше ряд, хотя абсолютное значение коэффициентов концентрации, естественно, будет колебаться в известных пределах.

Этим самым вскрывается единая независимо от направления тенденция в перераспределении вещества, соответствующая геохимической обстановке в прибрежном песчаном осадке в раннем диагенезе. Правда, темп перемещения, а следовательно, и массы мигрирующего вещества по этим направлениям далеко неодинаковы, что приводит в конечном счете к резко неравномерному распределению карбонатного вещества в околоконкреционном пространстве. Отсюда логично сделать такой вывод. Уплотненная форма карбонатных конкреций в песчаных слоистых породах не является следствием вертикального сжатия исходного коллоидального вещества конкреции, это — результат преимущественного поступления конкрециеобразующего материала в горизонтальном, параллельном слоистости породы направлении. Причина, видимо, заключается в том, что направление, совпадающее с напластованием вмещающей породы, является более предпочтительным для отвода газов и прежде всего CO₂, генерируемых в осадке или подтекающих из более тонкозернистых осадков.

Учитывая, что при огромных подчас размерах песчаных конкреций и высоком относительно содержании карбонатного материала не приходилось наблюдать в их телах трещин сокращения и то обстоятельство, что структура конкрециеобразующего карбоната всегда кристаллически зернистая, можно допустить, что образование конкреций в песчаных осадках происходило в результате собирательной кристаллизации из истинных растворов, минуя коллоидную стадию, весьма вероятную для карбонатных конкреций из алевроитово-глинистых отложений, очень часто характеризующихся септарным строением.

Таблица 2

Химический элемент	№ образца					
	33	31	29	28 (конкреция)	34	35
Ca	2,15	2,63	2,98	17,10	1,24	0,51
Fe	2,56	3,17	3,28	2,64	2,33	2,22
Mg	1,71	1,93	2,15	6,22	1,21	1,15
Mn	0,26	0,39	0,52	1,05	0,13	0,09

Таблица 3

Химический элемент	№ образца					
	33	31	29	28 (конкреция)	34	35
Ca	4,2	5,2	5,8	33,5	2,4	1,0
Fe	1,2	1,4	1,5	1,2	1,1	1,0
Mg	2,0	2,3	2,6	7,6	1,4	1,3
Mn	4,3	6,5	8,7	17,5	2,1	1,5

ЛИТЕРАТУРА

- Зарицкий П. В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления. Докл. АН СССР, т. 110, № 4, 1956.
Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Харьков, 1959.

- Коперина В. В., Тимофеева З. В. Диагенетические карбонатные минералы угленосных толщ. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд. АН СССР, 1959.
- Приякина Ю. А. Карбонатные конкреции в майкопских отложениях центрального Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1958.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2, Изд. АН СССР, 1960.
- Тимофеева З. В. Конкрециеобразование в карбоне Донецкого бассейна. В сб. «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.

Харьковский государственный
университет

Дата поступления
9.VII.1963

УДК 551.79 (574.51):

О ПРОЛЮВИИ АЛАКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

В. И. ЕЛИСЕЕВ

Статья посвящена строению и фациальному расчленению малоизученного генетического типа четвертичных отложений СССР — пролювию, имеющему широкое развитие в Алакульской впадине. Выделяются фации в пролювии, дается их литологическая характеристика, устанавливается отсутствие прямой связи накопления лёсса с пролювием.

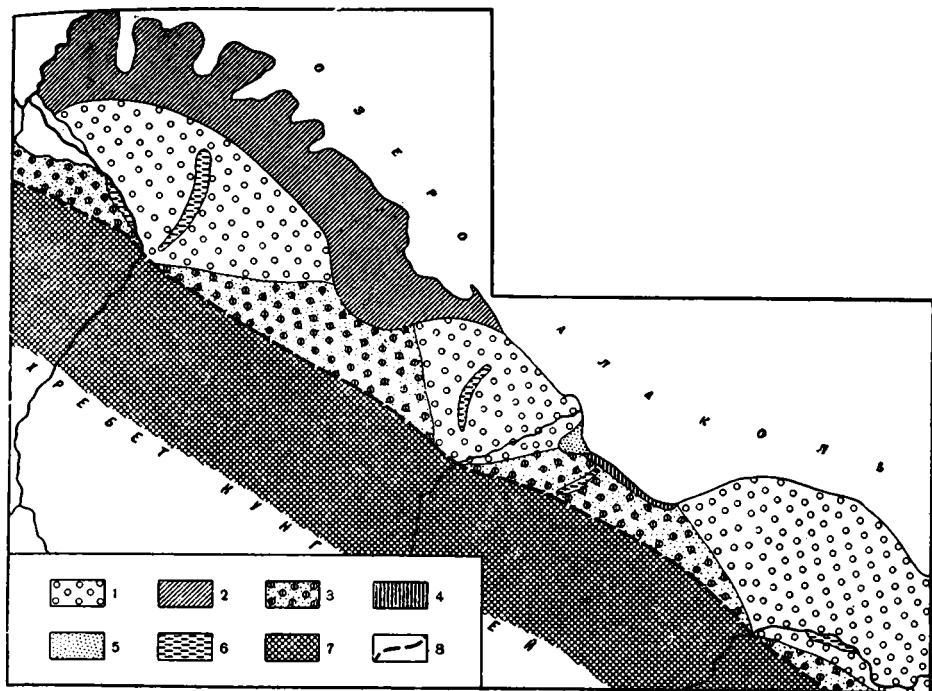
Хотя пролювий играет большую роль в строении толщ четвертичных отложений, особенно в аридных областях СССР, изучен он еще совершенно недостаточно. Поэтому представляется целесообразным сообщить некоторые итоги наблюдений, проведенных в Алакульской впадине (Восточный Казахстан) — области классического развития конусов выноса. Среди последних в южной части впадины, вдоль подножья Джунгарского Алатау, выделяются отдельные крупные четко оформленные конусы выноса и расположенные между ними более мелкие, слившиеся в общий шлейф (фиг. 1).

Основное внимание при исследованиях уделялось пролювиальным отложениям верхнеплейстоценового возраста, которые слагают Тентекский, Джамантинский, Ргайтинский конусы выноса и соседние части пролювиальных шлейфов.

Под пролювием вслед за рядом исследователей мы понимаем все осадки, слагающие конусы выноса, поскольку они образуют единый парагенез, отдельные члены которого не существуют обособленно. Так понимал пролювий и А. П. Павлов, впервые выделивший его как генетический тип. Он писал: «Геологические отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками, заслуживают обособления в особый генетический тип, для обозначения которого было бы удобно пользоваться термином отложения пролювиальные, пролювий» (1951, стр. 68). Изучая Задоргомский лёсс (в районе г. Самарканда), А. П. Павлов подметил, что «в лёссе ближайших к Даргому более низких частей равнины, примыкающих с севера к горам Актау, попадают, и то лишь в нижних горизонтах, редкие, быстро выклинивающиеся прослойки песка и мелкого кварцевого гравия. Ближе к горам они становятся чаще и крупнее, гравий (гранитный) примешивается к самому лёссу, появляются полосы крупных галек и валунов. Лёсс то смешанный, то чередующийся с гравием проникает далеко в горные долины и местами сменяется одним гравием или скоплением глыб выветрившегося гранита» (там же, стр. 66). Утверждение некоторых исследователей, что в этой статье пролювием он назвал только отложения периферической части конуса выноса, является недоразумением, в чем можно убедиться, внимательно прочитав текст.

Перечисленные конусы выноса в вершинной части прорезаны современными потоками на глубину нескольких десятков метров. Глубина вреза уменьшается с востока на запад в связи с уменьшением интенсивности новейших тектонических поднятий в этом направлении. Углы наклона конусов уменьшаются в том же направлении: так, в вершинной части конуса Ргаиты угол равен $0,018^\circ$, в конусе Джаманты — $0,016^\circ$ и в конусе Тентек — $0,009^\circ$.

В конусах выноса и шлейфах южной части Алакульской впадины прослеживаются две группы фаций: внутренняя (вершинная) и краевая (периферическая). Вершинная группа состоит из слабых конгломератов или галечников (потоковая фация), поверхности которых эпизодически развиты покровные супеси.



Фиг. 1. Схема строения верхнелейстоценового пролювия вдоль северного склона Джунгарского Алатау

1 — потоковая фация конусов выноса, 2 — веерная фация Тентекского и частично Джамантинского конусов, 3 — потоковая фация шлейфа, 4 — веерная фация шлейфа, 5 — межконусные отложения, 6 — покровные образования, 7 — доверхнелейстоценовые породы, 8 — главный разлом

Периферическая группа представлена только одной, веерной фацией. Застойноводная фация (осадки, возникшие в озерно-болотной обстановке по самой периферии конуса), широко развитая в конусах выноса Южной Ферганы, здесь отсутствует¹. Это, вероятнее всего, объясняется наличием оз. Алаколь, в которое впадали потоки, не давая разливов. На конусе выноса Ргайты по этой же причине не прослеживается и веерная фация. В этом отношении пролювий описываемого района сходен с пролювием, развитым в северной части Ферганской впадины (Елисеев, 1963), т. е. является несколько недоразвитым.

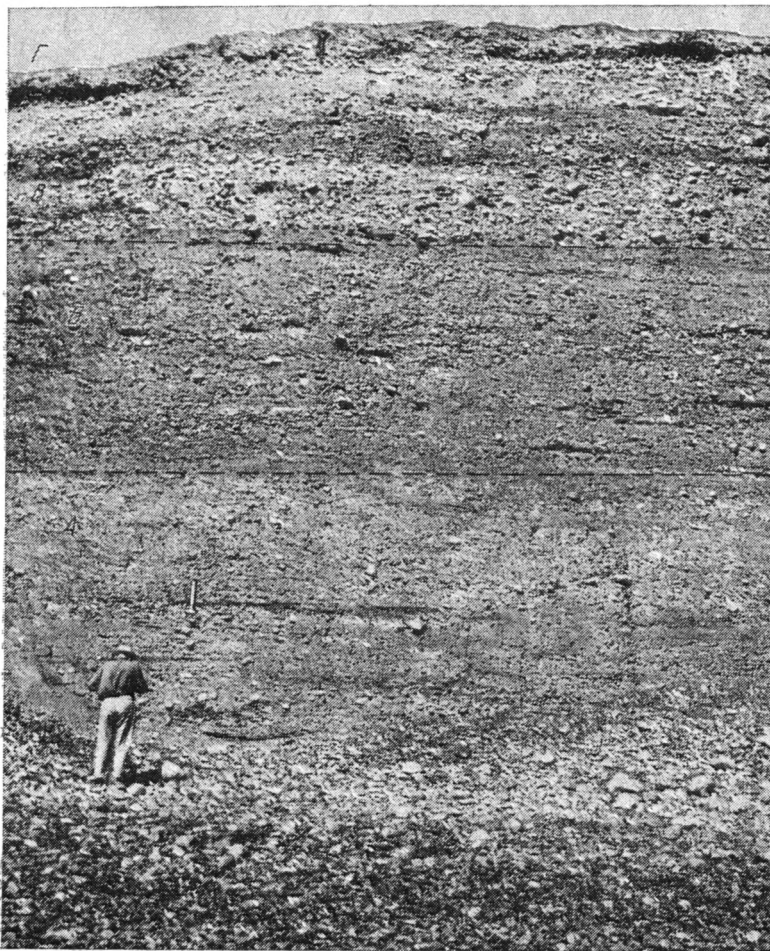
Поскольку современные реки в указанных конусах сделали довольно глубокие врезы (от 30 до 80 м), здесь по сравнению с пролювием Ферганы (где врез не превышает 6—8 м) полное раскрывается строение потоковой фации.

Потоковая фация конусов выноса Тентек, Джаманты и Ргайты в вершинной части представлена слабыми преимущественно грубыми субпараллельно-линзовидно-слоистыми конгломератами с прослоями и линзами валунных конгломератов. Вниз по течению реки размеры галек и валунов уменьшаются. Приблизительно на расстоянии 15 км от вершины указанных конусов в составе потоковой фации (ее окраинной части) преобладают мелкие и средние галечники, в которых содержатся гальки крупного размера и валуны.

В конгломератах встречаются линзы суглинков, глинистых алевритов, песка и гравия. Суглинки и глинистые алевриты возникли в небольших лужах в углублениях русла после спада полых вод. Это субфация заиливающихся участков русла.

Изучая конгломераты потоковой фации Тентекского, Джамантинского и Ргайтинского конусов выноса, можно подметить весьма интересную закономерность. Всюду они четко подразделяются на две пачки: нижнюю и верхнюю, между которыми, однако, нет каких-бы то ни было перерывов. Нижняя пачка состоит из желтых конгломератов, сильно «загрязненных» алеврито-глинистым материалом, который выполняет про-

¹ Здесь мы пользуемся терминологией, принятой в ранее опубликованной нами статье «О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины)» (1963), в которой специально разбирается вопрос о выделении фации.



Фиг. 2. Характер отложений потоковой фации конуса выноса р. Джаманты в 4,5 км выше оз. Алаколь

а — конгломераты, сильно заглиненные; *б* — конгломераты, менее заглиненные; *в* — галечники, хорошо промытые; *г* — покровные супеси

межутки между гальками и покрывает их с поверхности. Сильная заглиненность галечников свидетельствует о том, что потоки, их отложившие, были очень мутными. Верхняя пачка представлена конгломератами серого и темно-серого цвета, в которых содержание алевропелитового материала меньше, чем в нижележащих. Это может указывать на меньшую мутность потоков, отложивших конгломераты верхней пачки (фиг. 2).

Анализируя возможные причины изменения мутности потоков во времени, можно выдвинуть следующее объяснение. Отложение нижней пачки конгломератов конусов выноса обязано деятельности ледниковых вод во время наибольшего развития ледников в Джунгарском Алатау. Верхняя же пачка, вероятно, формировалась в то время, когда площадь оледенения заметно сократилась, что привело к уменьшению мутности потоков.

Изучение текстуры конгломератов потоковой фации показывает, что в большинстве случаев они характеризуются четко выраженной слоистостью (фиг. 3), но местами видна и неясно выраженная слоистость.

Слоистость обусловлена чередованием прослоев грубого галечника и более мелкого, сильно заглиненных прослоев и более чистых. При этом прослой грубого галечника сортированы хуже, чем более мелкого. Особенно хорошо слоистость подобного рода выражена на конусе выноса р. Ргайты у линии связи (фиг. 4). По-видимому, указанное чередование прослоев разной крупности связано с постоянной миграцией потока как в пространстве, так и во времени.



Фиг. 3. Деталь фиг. 1. Хорошо выраженная субпараллельно-линзовидная слоистость нижней пачки конгломератов (в средней ее части)

Мощность пачек в разных конусах и в разных частях одного и того же конуса сильно варьирует. Так, мощность каждой из пачек в вершине конуса выноса Джаманты приблизительно равна 30 м. Постелью конгломератов являются породы палеозоя. Ниже по реке истинная мощность верхней пачки и видимая нижней уменьшаются, и приблизительно в 4,5 км выше ее устья мощность каждой пачки равна 3,5 м. Еще ниже вначале нижняя, а затем и верхняя пачка уходят под современные аллювиальные отложения р. Джаманты (фиг. 5).

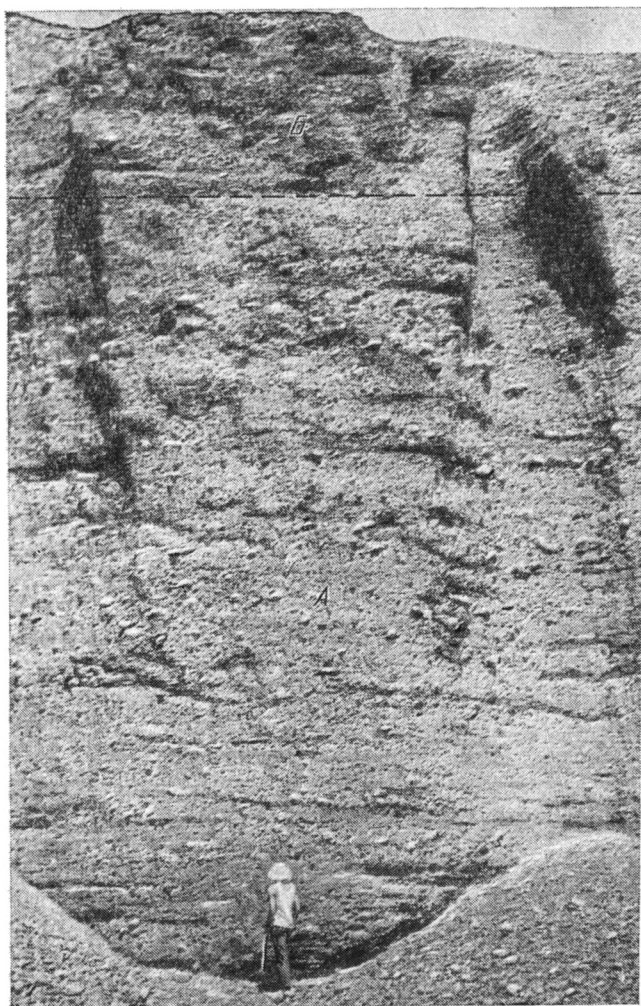
В вершинной части конуса выноса р. Тентек истинная мощность нижней пачки галечников желтого цвета, подстилаемой дислоцированными конгломератами предположительно среднеплейстоценового возраста, равна приблизительно 15 м, а серой — около 7 м.

Уменьшение мощности верхней пачки конгломератов вниз по конусу, вероятнее всего, связано с общим уменьшением выноса обломочного материала из гор во время ее формирования, что явилось следствием уменьшения мощности потока (расхода воды.) Поскольку уже на предшествующей стадии накопления нижней пачки конусы выноса достигли очень больших размеров, уклоны их поверхностей стали незначительными. В этих условиях уменьшившиеся в мощности потоки отлагали большую часть материала уже в вершинной части конусов. Ниже по течению поступало значительно меньше материала. Поэтому конгломератовая пачка по периферии конусов (например, на конусе Джаманты) имеет небольшую мощность.

Таким образом, во время отложения верхней конгломератовой пачки конусов выноса уменьшилась не только мутность потоков, но и их расходы.

После отражения верхней конгломератовой пачки реки стали врезаться в свои собственные наносы в вершинах конусов выноса и переотлагать их ниже по течению. Доказательством этого служат четкие выраженные цокольные террасы, развитые в вершинах конусов выноса. Они сложены грубыми галечниками и валунниками мощностью 1,5—2 м. Проследившая наиболее высокие из них вниз по течению, можно подметить, что они переходят в галечники мощностью около 3 м (например, на конусе выноса Джаманты), залегающие по четкой границе на описанных выше конгломератах верхней пачки. Как эти галечники, так и залегающие во врезках характеризуются следующими особенностями: имеют малую мощность, хорошо промыты, лучше окатаны и более грубы, чем нижележащие. Они отвечают завершающей фазе в формировании конусов выноса, когда потоки по существу уже почти не отлагали свежепринесенного из гор материала, а главным образом перемывали и переотлагали ранее отложенные галечники (перестративная фаза). Хорошая промытость галечников указывает на то, что мутность потока во время их отложения резко снизилась и была в общем незначи-

тельной. Описанные галечники ничем существенным не отличаются от современного аллювия рек Тентека, Джаманты и Ргайты. По-видимому, отложение их происходило в то время, когда ледники в Джунгарском Алатау сократились до современных размеров, т. е., когда оледенение по сути дела окончилось.



Фиг. 4. Характер отложений потоковой фации конуса выноса р. Ргайты у линии связи (в 11 км выше оз. Алаколь)

а — конгломераты, сильно заглиненные; б — конгломераты менее заглиненные

Врез рек в свои наносы в вершинах конусов выноса скорее всего был обусловлен тектоническими причинами — поднятиями Джунгарского Алатау и примыкающей к нему части Алакульской впадины. На это указывает то, что довольно глубокие врезы в вершинах конусов выноса (30—80 м) вниз по течению заметно уменьшаются и по самой периферии их исчезают.

Частично врезание потоков в свои осадки можно связать и с тем, что освобожденные от переноса значительного количества материала они получили возможность эродировать свои ложа. Однако основная причина врезания, несомненно, тектоническая, что находит подтверждение и в многочисленных следах совсем юных тектонических движений в этом районе (дислоцированность верхнеплейстоценовых пролювиальных шлейфов и террас, врез современных потоков в долины в коренные породы и т. д.).

Тектонические поднятия привели к увеличению углов наклона русел, к возрастанию скорости потоков (по крайней мере в вершинной части конусов выноса), которые стали переносить и откладывать более грубые галечники. В то же время мощность потоков в эту стадию, по-видимому, несколько уменьшилась. Во всяком случае в голоценовое время уменьшение мощности потоков доказывается тем, что некоторые из них (например, Ргайты) стали откладывать в своих устьях мелкозернистые осадки — светло-серые, карбонатные, пористые супеси, являющиеся веерной голоценовой конуса выноса р. Ргайты. Хотя скорость потока увеличилась (современные аллювиальные галечники Ргайты грубее конгломератов нижней и верхней пачек), мощность его была такова, что он иссякал, не доходя до оз. Алаколь, и откладывал супесчаный материал.

В эту завершающую фазу формирования конусов выноса на Тентекском и частично Джамантинском конусах создались благоприятные условия для отложения мелкозернистых осадков веерной фации, прослеживающейся на Тентекском конусе приблизительно на расстоянии 16 км от его вершины (у с. Уч-Арал и т. д.) и далее в северном направлении до оз. Алаколь. У с. Уч-Арал и ст. Бесколь можно наблюдать, что супеси веерной фации в южном направлении замещаются верхними слоями галечников потоковой фации. Это свидетельствует о том, что потоки в этом месте резко замедляли скорость течения и, отложив ранее влекомый галечный материал, откладывали супеси в форме более мелких и плоских конусов выноса, формировавшихся против каждого из радиальных рукавов, на которые основное русло распадалось еще в пределах вершинной части главного конуса. Другими словами, осадки веерной фации возникли в результате слияния многих мелких конусов выноса, возникавших по периферии основного большого конуса. В то же время на Ргайтинском конусе выноса и на большей части Джамантинского на том же расстоянии от их вершин (приблизительно) мелкозернистых осадков не возникало. Это было обусловлено большими уклонами поверхности указанных конусов в связи с более интенсивными тектоническими поднятиями прилегающей части Джунгарского Алатау. Скорость потоков здесь была такой, что супеси не могли отлагаться. Еще ниже по течению они не могли осаждаться благодаря наличию оз. Алаколь, в которое впадали потоки.

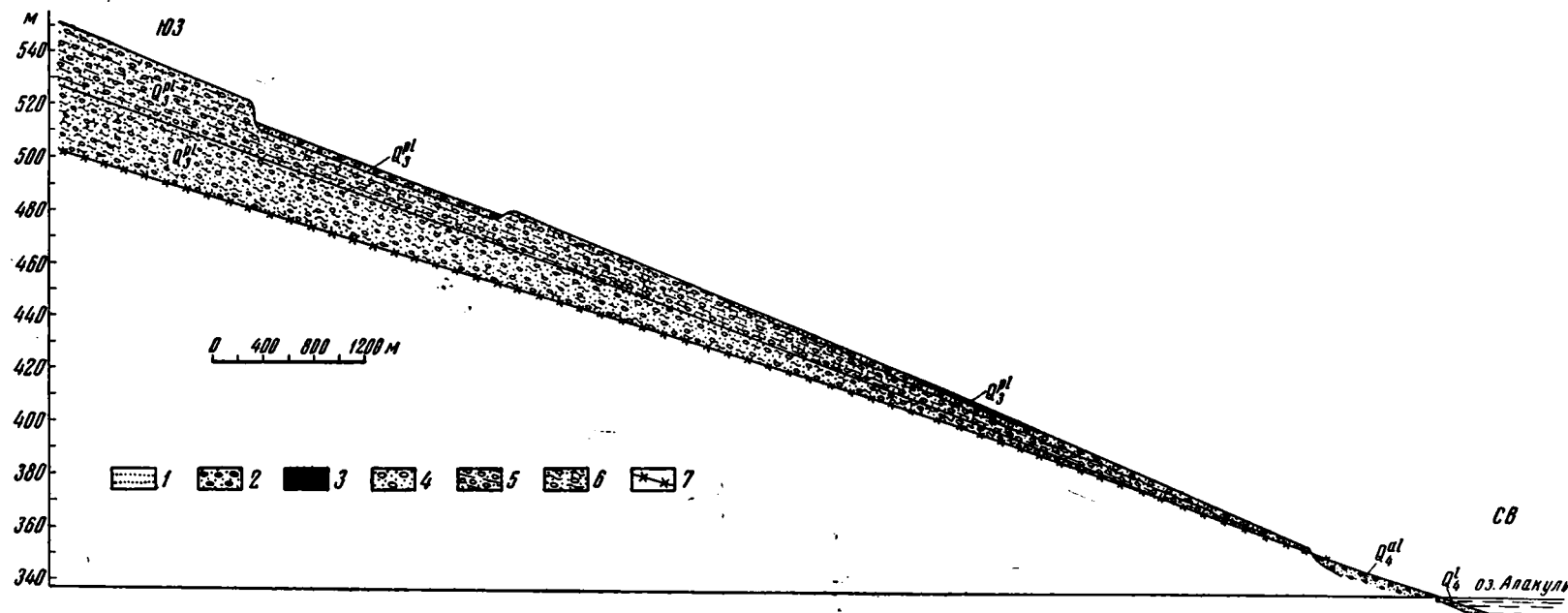
У с. Обуховки, в кирпичном карьере веерная фация конуса выноса Тентек представлена желтовато-серыми скрытопараллельно-слоистыми грубыми слюдистыми, карбонатными, макропористыми супесями с включением отдельных галек, с тонкими прослоями песка и гипса, с лжеригбицей, с редкими вертикальными трещинами. Мощность их в этом месте около 4 м.

После того как Тентекский, Джамантинский и Ргайтинский потоки прорезали свои конусы выноса на такую глубину, что стала невозможной аккумуляция на их поверхности, процесс образования пролювия все же не завершился, а продолжался в межконусных ложбинах, по которым шел сток дождевых и талых вод. При этом возникали мелкозернистые отложения, являющиеся аналогом веерной фации пролювия. Так, к аналогам веерной фации в описываемом районе можно отнести суглинки, развитые в ложбинах между конусом выноса Джаманты и расположенными от него к востоку и западу шлейфами. Они формировались после образования Джамантинского конуса и соседних с ним шлейфов небольшими временными потоками, которые текли в понижениях между Джамантинским конусом и соседними шлейфами. Потоки выносили мелкозернистый материал частично со склонов гор, а частично с конуса выноса Джаманты и соседних с ним шлейфов. Вероятно, частично эти мелкозернистые осадки формировались и в небольших застойных водоемах. В районе с. Коктумы можно наблюдать как межконусные суглинки замещаются верхними слоями галечников потоковой фации конуса выноса Джаманты.

Хороший разрез межконусных отложений имеется у с. Коктумы, в обрыве к оз. Алаколь. Это желтовато-серые, мергелистые, макропористые, вертикально-трещиноватые суглинки (около 3 м мощностью), с вшветами гипса на поверхности выхода, линзами карбонатных стяжений, прослоями темно-серых песков (0,8 м мощностью и 10 м длиной), содержащими линзы суглинка 5 см мощностью и темно-серых гравийно-галечных пылеватых песков (мощностью 0,3 м), с линзами галечников (мощностью около 1 м и длиной 1,5 м). Линзы галечников в суглинках свидетельствуют о том, что здесь временами текли, хотя и небольшие, но довольно быстрые потоки.

В суглинках мною обнаружены остатки нижней челюсти *Saiga tatarica* L. и обломки зубов *Equus hemionus* Pall., которые, судя по их фоссилизации, имеют не голоценовый, а более древний возраст (определение и заключение Э. А. Вангенгейм).

Двигаясь вверх по конусу от с. Коктумы (по оврагу, пересекающему конус по радиусу), замечаем, что количество песчаных прослоев и галечных линз в суглинках возрастает, а суглинки переходят в супеси. Приблизительно на расстоянии 0,5 км от озера супеси (мощностью 1,5 м) переполнены линзами галечников и подстилаются мелкими косослоистыми галечниками (видимой мощностью 1 м) с линзой супеси. Косая слоистость наклонена на север под углом 10—20°. Таким образом, супеси и суглинки веерной фации вверх по конусу, уменьшаясь в мощности, замещаются галечниками потоковой фации.

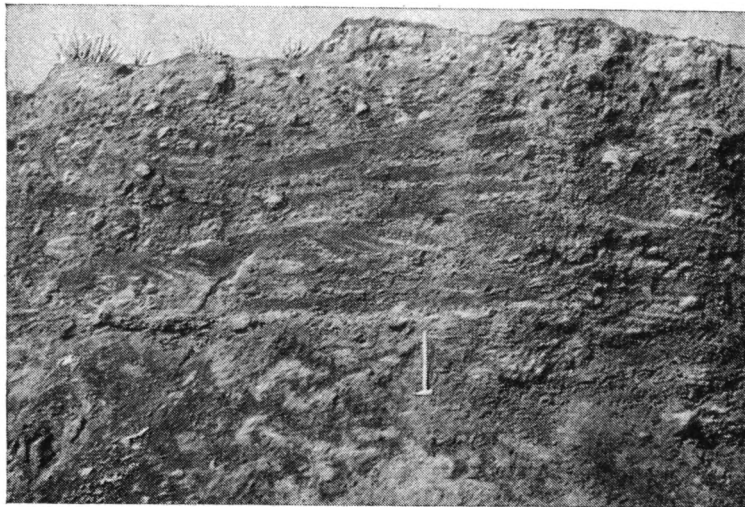


Фиг. 5. Схема строения конуса выноса р. Джаманты (поточковой фации)

1 — пески озерные голоценовые; 2 — галечники голоценовые; 3 — супеси верхнелейстоценовые; 4 — галечники пролювиальные, верхнелейстоценовые; 5 — конгломераты серые заглиненные верхнелейстоценовые; 6 — конгломераты желтые сильно заглиненные верхнелейстоценовые; 7 — тальвег р. Джаманты

Нужно заметить, что из-за отсутствия буровых работ на описываемых конусах, в частности в местах развития осадков веерной фации, мы не можем судить об их строении на той или иной глубине.

В обрыве к оз. Алаколь у с. Коктумы видно, что охарактеризованные суглинки веерной фации по резкой границе подстилаются темно-желтыми оглеенными алевритами с железистыми бобовинами, с мелкими карбонатными стяжениями, с линзами плохо окатанного гравия (1,5 м длиной и 0,1 м мощностью) и галечников (1,1 м длиной и до 0,3 м раздуже), с выцветами гипса на поверхности выхода. Мощность их 0,8 м.



Фиг. 6. Неправильно-линзовидная слоистость в галечниках потоковой фации шлейфа близ ст. Коктума

Ниже видна пачка чередования желтого сильно глинистого оглеенного алеврита с железистыми бобовинами и темно-серого (во влажном состоянии) мелкозернистого хорошо отмытого и отсортированного песка. Размеры слоев алеврита от 2 до 20 см, песка от 4 до 40 см. Видимая мощность пачки 1,2 м. Они уходят под урез озера.

Возможно, что оглеенные алевриты возникли в заболоченных участках и лагунах, располагавшихся по берегу оз. Алаколь. Такие лагуны по берегу озера существуют и в настоящее время. Хорошо отмытые пески, чередующиеся с алевритами, по-видимому, являются озерными. В лагуну они заносились прибоем через береговые валы. Поскольку лагунно-болотные отложения находятся выше уреза воды в озере, можно заключить, что ранее уровень его был выше, чем теперь.

Изучение пролювия, образующего шлейфы, затруднено тем, что они почти не дают естественных обнажений. В железнодорожных карьерах близ ст. Коктума видно, что потоковая фация шлейфа представлена галечниками линзовидно-параллельно-слоистыми (в радиальном сечении), значительно хуже окатанными и отсортированными в сравнении с галечниками описанных конусов, ибо они отлагались временными потоками. Слоистость наклонена по направлению течения, т. е. с юга на север. Слои здесь менее выдержаны, а в галечниках много супесчаных прослоев. В поперечном сечении конуса слоистость неправильно-линзовидная (фиг. 6).

Потоковая фация шлейфа, в отличие от вышеописанной, представлена более или менее однородной толщей, в которой невозможно выделить аналогов описанных выше двух пачек. Это объясняется тем, что пролювий здесь формировался все время небольшими временными потоками, никогда не имевшими связи с ледниками.

Поверхность шлейфа в некоторых местах характеризуется пологим грядово-ложбинным рельефом, ориентированным в радиальном направлении. Ложбины — это места стока вод во время формирования конуса выноса. Параллельно расположенные им гряды являются прирусловыми валами. Они возникли во время половодья, когда поток выходил из берегов, терял скорость и откладывал галечный материал в форме вала.

Веерная фация шлейфа (севернее карьеров, в обрыве к оз. Алаколь) образована серыми грубыми карбонатными супесями с включениями гравия и мелкой гальки, с линзами плохо окатанного галечника.

Кроме супесей веерной фации, развитой по периферии шлейфа, здесь встречаются супеси, залегающие в четко выраженных понижениях шлейфа, т. е. в понижениях между

двумя слившимися конусами выноса. В одном из таких понижений у ст. Коктума карьером вскрыты супеси грубые, светло-серые, карбонатные, слюдистые, тонкослоистые, местами листоватые, макропористые, без следов оглеения. Они содержат включения галек и валунов и линзы галечников мощностью 0,5 м. Местами они перемешаны с гравием.

Возникновение указанных супесей связано с выпадением их из очень медленных потоков и небольших мелких водоемов (луж). Временами потоки были таковы, что могли нести и откладывать галечники; об этом свидетельствуют галечники в супесях, выполняющие четко выраженные погребенные русловые ложбины. Супеси отлагались тогда, когда шлейф уже сформировался. Образование их происходило одновременно с межконусными суглинками, развитыми в районе с. Коктумы. Проследивая эти супеси вверх по понижению, можно заметить, что они в районе колхоза «Октябрь» сменяются галечниками, вложенными в галечники потоковой фации шлейфа, т. е. представляют собой по сути дела веерную фацию более молодого конуса выноса, возникшего в понижении шлейфа после окончания формирования последнего.

Покровные образования, местами перекрывающие валунно-галечники потоковой фации конусов выноса, представлены желтовато-серыми и буровато-серыми супесями небольшой мощности — от 0,3 до 0,8 м. Супеси переполнены гальками. Кое-где видно, что они залегают в ложбинах эрозийного происхождения, вытянутых в радиальном направлении. Возникновение их скорее всего связано с размывом склонов гор, а также отложений конуса выноса во время дождей, весеннего снеготаяния и перераспределением в этих оставленных потоками ложбинах. Они возникали в голоценовое время, когда со склонов гор выносилось значительно меньше материала, чем в верхнем плейстоцене. Современные конусы выноса покрывают только вершинные части шлейфов. Ниже потоки локализуются по указанным отдельным ложбинам, где и откладывают маломощные супеси.

Важно заметить, что среди описанных отложений, образующих верхнеплейстоценовый пролювий, лёссы и лёссовидные породы в собственном смысле отсутствуют².

Лёсс, развитый в Алакульской впадине (в предгорьях хребтов Джунгарского Алатау и Тарбагатай), прямого отношения к пролювию не имеет. Он залегают на древних пролювиальных шлейфах предположительно нижнеплейстоценового и среднеплейстоценового возраста, а вовсе не является осадком периферической части конуса выноса. Местами (как, например, по рекам Семерлы и Теректы) он со шлейфов переходит на палеозойские породы. Лёсс здесь является, таким образом, как бы антагонистом пролювия. По-видимому, он и накапливался вне какой-либо прямой связи с формированием последнего.

Выяснение генезиса лёсса — особая задача, которую я не имею возможности рассматривать в данной статье.

ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев В. И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины). Докл. АН СССР, т. 152, № 6, 1963.
Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Избр. соч. А. П. Павлова, т. 2. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, 1951.

Геологический институт
АН СССР

Дата поступления
13.VI.1963

² Под лёссом мы понимаем тонкий слабо глинистый алевроит палевого (желтовато-серого) цвета, высокопористый, просадочный, неслоистый, вертикально-трещиноватый, карбонатный, обнажающийся вертикальными стенками. Если порода является слоистой, но обладает остальными перечисленными признаками, она должна называться лёссовидной.

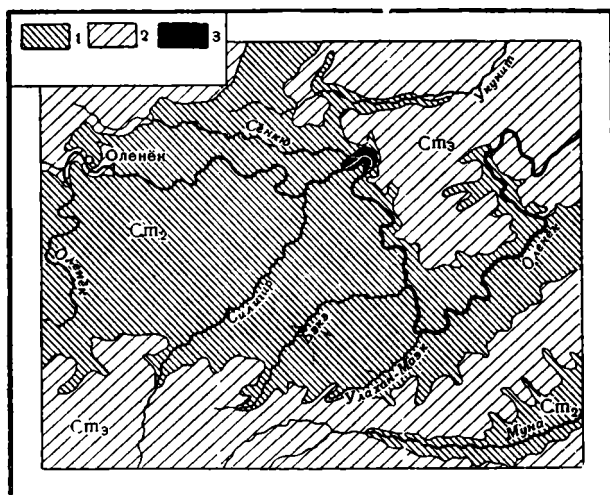
УДК 552.578.3 (571.56)

НАХОДКА НОВОГО ТИПА ВЫСОКОКАРБЕНИЗИРОВАННОГО БИТУМА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ р. ОЛЕНЕК

А. Б. АЛЕКСЕЕВА

Осенью 1962 г. автору были переданы для петрографического изучения очень своеобразные гальки, по внешнему виду напоминающие каменный уголь.

Гальки были собраны геологом В. Ф. Медведевым во время геологического маршрута по р. Оленек ниже устья р. Силигир, где развиты преимущественно отложения среднего кембрия. Эти отложения представлены известняками, глинистыми известняками и мергелями, в которых по трещинам иногда наблюдаются пленки и корочки битумов.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района среднего течения р. Оленек

1 — среднекембрийские отложения, 2 — верхнекембрийские отложения, 3 — область распространения галек

Гальки встречаются в русловых аллювиальных отложениях р. Оленек на протяжении более 30 км, начиная с точки, расположенной в 6 км выше устья р. Сёнку (фиг. 1).

Гальки прекрасно окатаны. Чаше всего они уплощены по направлению наслоения, иногда почти изометричны, а одна из них имеет сигарообразную форму с осью, вытянутой перпендикулярно слоистости (фиг. 2). Размеры галек в среднем 3—4 см в поперечнике, сигарообразная галька имеет длину 9 см при ширине 3,5 см.

Вещество, из которого сложены гальки, имеет кристаллическую структуру — шестоватую, иногда радиально-лучистую. Оно обладает серовато-черным цветом, дает черную жирную черту и имеет твердость 3—4 по шкале Мооса. В ряде галек наблюдается слоистость, обусловленная чередованием тонких плотных матовых слоев мощностью менее 1 мм с более широкими (около 2 мм) блестящими слоями, имеющими игольчатое строение с расположением иголок перпендикулярно наслоению. Матовые слои обладают несколько большей твердостью и выступают над блестящими.

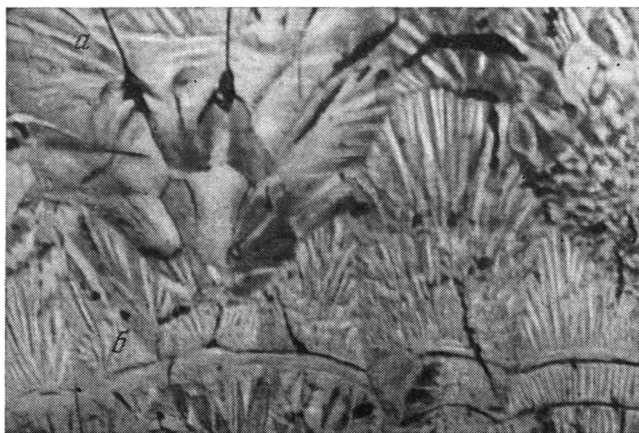
В пламени костра гальки не горят, не плавятся и не вспучиваются. В проходящем свете вещество, слагающее гальки, непрозрачно. При изучении галек в отраженном свете не было обнаружено никаких признаков их растительного происхождения. Все вещество имеет агрегатное строение и по отражательной способности и степени анизотропности соответствует антрацитам. Для микроскопического изучения были пришлифованы три гальки. Одна из них (обр. 38) сильно уплощенная с четкой слоистой текстурой и две (обр. 39) почти изометричные со слабо выраженной слоистостью.

Обр. 38. На плоскости, перпендикулярной наслоению, уже при небольших увеличениях видно, что блестящие слои представляют собой комплекс перистых агрегатов, несколько напоминающий структуру конус в конус (фиг. 3), отдельные «перышки» различаются по цвету, от ярко-белых до сероватых. Более темные «перышки» обладают отчетливым двуотражением от светло-серого до интенсивно-серого цвета. Двуотражение белых участков гораздо слабее и на общем фоне улавливается с трудом. В скрещенных николях большинство элементов перистой структуры обладает обратной окраской — темные участки становятся ярко-белыми, светлые — темными. Кроме того, наблюдает-



Фиг. 2. Сигарообразная галька со слоистой текстурой. Обр. 38, натуральная величина

ся неравномерноволнистое погасание. В каждом перистом участке от одного его края к другому при вращении столика передвигается темная полоса, подобная балке креста с сферосидерите и охватывающая как светлые, так и темные «перышки». Блестящие слойки отделяются друг от друга трещинами, иногда заполненными минеральным (?) веществом. Вдоль этих трещин и образуются зоны матового вещества, в котором под



Фиг. 3. Микроструктура слоистой гальки. Плоскость, перпендикулярная наслоению
а — блестящий слой, б — матовый слой. Аншлиф 38, увел. 30, без анализатора

микроскопом обнаруживается либо криптокристаллическая, либо мелкочешуйчатая структура. В сокращенных николях участки с мелкочешуйчатой структурой обладают мозаичным погасанием.

В этой же гальке была шлифована уплощенная поверхность, расположенная почти параллельно слоистости. Так как срез прошел под очень острым углом к слою,

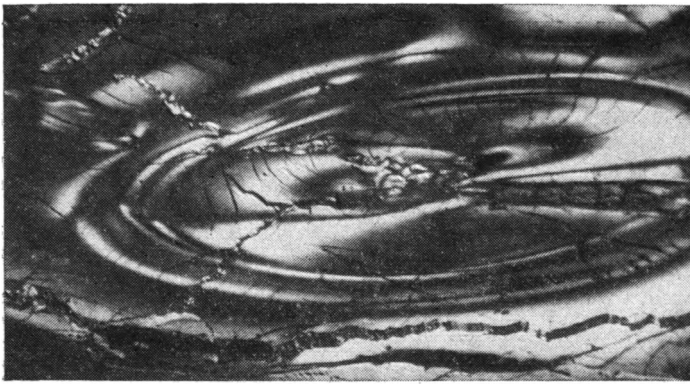


Фиг. 4. Микроструктура слоистой гальки. Плоскость, близкая к наслоению
а — блестящий слой, б — матовый слой. Аншлиф 38, увел. 30, с анализатором

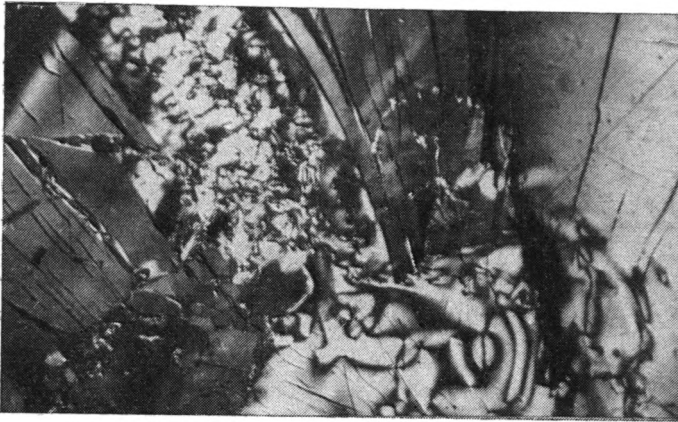
то на шлифованной поверхности оказался и матовый, и блестящий слой. Остатки матового слоя представляют собой криптокристаллическое вещество с изометричными округлыми отверстиями, сквозь которые видно мозаичное строение блестящего слоя (фиг. 1). Блестящий слой представляет собой агрегат многогранников до 0,5 мм в поперечнике, контуры которых на полированной поверхности видны невооруженным глазом. Микроскопическое изучение показывает, что контуры многогранников создаются тончайшими трещинами. Каждый из многогранников имеет мозаичное строение, иногда расположение мозаики приближается к радиально-лучистому (фиг. 5). Характерно, что с изменением расстояния от матового слоя изменяется и размер элементов мозаики. Около матового слоя они очень мелкие, а в центре блестящего слоя значительно крупнее.

При одном никеле отчетливо видно двуотражение в отдельных элементах мозаики от белого до темно-серого, а в скрещенных николях — волнисто-мозаичное погасание, сходное с волнистым погасанием агрегата кварцевых зерен.

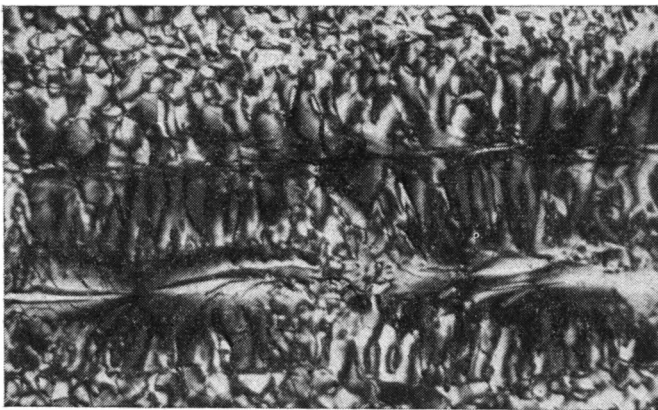
Из обр. 39 были расшлифованы две гальки. Одна из них по своему строению очень близка к описанной выше, но так как в ней отсутствуют матовые слойки, то слоистость



Фиг. 5. Концентрическое строение овального тела.
Аншлиф 39, увел. 30, с анализатором



Фиг. 6. Проникновение чешуйчатой массы внутрь овального тела. Аншлиф 39, увел. 30, с анализатором



Фиг. 7. Полосчатый характер чешуйчатой массы. Аншлиф 39,
увел. 30, с анализатором

не так четко выражена. Тем не менее макроскопически довольно отчетливо видно, что в центре гальки «зернистость» вещества более крупная. Под микроскопом в ней наблюдаются такие же перистые агрегаты, как и в гальке обр. 38, но между ними наблюдаются участки с мелкой мозаичной структурой.

На полированной поверхности второй гальки, имеющей почти изометричную форму, макроскопически выявились блестящие овальные образования с радиальной структурой и внутренней полостью, заполненной тем же полуматовым, несколько неоднородным веществом, в которое эти овальные тела включены. Размер этих образований от 1—2 до 10—12 мм длины и 1—5 мм ширины; толщина радиально-лучистой оболочки около 1 мм.

Для выявления формы этих тел была шлифована плоскость, перпендикулярная первой, на которой обнаружились точно такие же овальные образования, но менее вытянутые. На стыке двух плоскостей можно было проследить одни и те же тела в двух срезах. Наличие двух разрезов позволяет предположить, что эти тела имеют сигарообразную форму, как бы повторяющую в миниатюре форму одной из галек. Под микроскопом видно, что эти сигарообразные тела состоят из однородного вещества, несколько напоминающего витрен углей. Радиальная структура обусловлена наличием тонких трещин, а само витренообразное вещество имеет концентрическое строение (фиг. 5). В мелких телах не наблюдается внутренней полости, они от самого центра сложены концентрическими овалами, в крупных телах наблюдается внутренняя полость, выполненная чешуйчатой массой, проникающей в нее по трещинам (фиг. 6). Эти трещины иногда заметны и невооруженным глазом.

Масса, в которую погружены описываемые тела, имеет мелкочешуйчатое строение. В первом срезе чешуйки располагаются либо беспорядочно, либо составляют полосы, располагающиеся вдоль длинной оси овальных тел (фиг. 7). Во втором срезе среди беспорядочно расположенных чешуек наблюдается большое количество мелких овальных и спиралевидных образований, подобных центрам кристаллизации, или, наоборот, обрывки крупных овальных тел, как бы изъеденные, разрушенные этой мелкочешуйчатой массой.

Технический и элементарный анализы вещества галек показали следующие результаты:

$W^a = 0,6\%$; $A^c = 0,9\%$; $CO_2^c = 0,1\%$; $S_{общ}^s = 0,6\%$. Уд. вес = 1,7, $C^r = 95,1\%$; $H^r = 2,2\%$; $N^r = 0,4\%$; $O^r + S^r$ (по разности) = 2,3%; $V^r = 3,4\%$. Коксовый королек порошкообразный.

В этом анализе обращает на себя внимание чрезвычайно низкая зольность при довольно высоком удельном весе, высокое содержание углерода и очень небольшой процент азота. Такие показатели довольно близки к высокоуглефицированным углям ряда антрацитов.

Однако поскольку никаких признаков, указывающих на растительное происхождение слагающего гальки вещества, при микроскопическом изучении не обнаружено, а также, принимая во внимание отсутствие в близлежащих районах признаков угленосности, нет никаких оснований относить это вещество к угольному ряду.

Вероятнее всего, его следует отнести к продуктам высшей карбонизации битумов — веществам типа шунгита, антраксолита и им подобных. Химический анализ не противоречит такому заключению. Как известно, антраксолиты и подобные им высококарбонизированные битумы встречаются в рудных и кварцевых жилах, в миндалах изверженных пород и в виде жил во вмещающих породах вблизи интрузивных тел. На Сибирской платформе, в частности в описываемом районе, имеются выходы кимберлитовых трубок. Образование жилок высококарбонизированного битума может быть связано как непосредственно с кимберлитовыми трубками, так и с вызванной их внедрением миграцией рассеянных битумов во вмещающих породах. Развивающиеся при внедрении трубок значительные температуры и давление привели к высокой карбонизации битума и к появлению характерной микроструктуры и волнистого погасания.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики

Дата поступления
16.VII.1963

УДК 552.124 (479.0)

О КРЕМНИСТЫХ КОНКРЕЦИЯХ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
НИЖНЕЙ ЮРЫ ВОСТОЧНОГО КAVKAZA

А. А. НЫРКОВ

Ранее проводимые исследования кремнистых конкреций относились к тому случаю, когда вмещающими породами служили известняки и мергели. Литологические работы 1961—1962 гг. в юго-восточной части Чечено-Ингушетии столкнули нас с фактом широкого распространения кремнистых конкреций в некарбонатных алевроито-глинистых отложениях нижней юры. Было отмечено, что конкреции по разрезу распределяются неравномерно. Так, в разрезе по реке Шатили общей мощностью 3100 м только нижняя часть разреза около 500 м, относящаяся к плейнсбахскому ярусу, содержит конкреции. В вышележащих домерских отложениях конкреций нет, а в нижнеюарских они появляются вновь.

О частоте встречаемости кремнистых стяжений можно судить по тому, что слои, в которых они отмечены, составляют в общей сумме 120 м из 500 м плейнсбаха. В этой толще отчетливо выражено ее ритмическое строение, заключающееся в повторении определенного набора слоев от чистых тонкодисперсных аргиллитов до грубого линзовидно-полосчатого переслоя алевроитового, песчаного и глинистого материала. Кремнистые конкреции отсутствуют в песчаниках и в грубом переслое, а приурочены к чистым или алевроитистым аргиллитам. В отдельных слоях они располагаются настолько сгруженно, что касаются друг друга и напоминают конгломерат. В других случаях они более или менее равномерно рассеяны по мощности.

Форма конкреций округлая, часто эллипсоидальная или дискоидальная. Размер от 1 до 10 см в поперечнике. Строение однородное, массивное. Из минеральных включений наиболее частым является пирит в виде хорошо образованных кубических кристаллов.

О химическом составе описываемых конкреций дает представление нижеприведенная табл. 1.

Таблица 1

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	H ₂ O-	П.п.п.	Сумма
3	78,36	7,71	3,16	4,99	1,15	0,20	0,84	2,16	98,63
5	76,88	5,12	3,60	5,31	2,09	0,50	0,88	2,42	96,80
9	76,24	7,33	4,81	4,57	1,73	0,30	0,68	2,52	98,18
10	72,36	11,71	3,96	3,98	1,87	0,30	1,06	1,42	96,66
34	70,18	9,56	7,25	4,86	2,02	0,90	1,38	3,06	99,21
72	74,68	6,35	3,27	7,37	1,87	0,40	0,08	3,28	97,30

Пробные анализы на аморфный кремнезем показали его ничтожное содержание (меньше 1%). Содержание CO₂ карбонатов, отдельно определяемое для всех конкреций; для приведенных образцов не превышает 0,2%. Отметим, что во вмещающих породах по данным анализов процент кремнезема не поднимается выше 57, а процент Al₂O₃ не опускается ниже 17.

Повышенное содержание кремнезема в конкрециях по сравнению с вмещающими породами за счет халцедона отмечается и при микроскопическом изучении шлифов. Кроме халцедона, пропитывающего всю породу, под микроскопом отмечается кварц алевро-

Таблица 2

Характеристика органического вещества, %

№ обр.	Элементарный микроанализ					Люминесцентный анализ			
	C	H	N	O+S	негорючая часть	хлороформ	спирто-бензол	петро-лейный эфир	2% КОН
60	1,00	0,66	0,29	2,65	95,40	0,00018	0,00030	0	0,00012
115	1,56	0,42	0,18	0,94	97,90	0,00066	0,00072	0,00030	0,00012
191	2,37	0,74	0,09	2,99	93,81	0,00054	0,00060	0	0,00018
192	2,78	0,50	0,40	0,40	95,92	0,00060	0,00072	—	0,00042
196	1,90	0,57	0,59	0,86	96,08	0,00054	0,00060	0,00012	0,00030

товой размерности, глинистое вещество, представленное гидрослюдами и округлыми эмбриональными образованиями минерала из группы хлоритов, а также вкрапленники пирита. Такой минералогический состав подтверждается результатами рентгенометрического и термического анализов.

Вмещающие породы содержат повышенное количество органического вещества. Представление о его составе дает вышеприведенная табл. 2.

Таблица 3

Результаты спектрального анализа проб, %

№ обр.	Конкреция	Pb	Zn	Ni	Co	Ti
3	Конкреция	0,0023	0,0029	0,00033	0,00026	0,0025
5	»	0,0034	0,013	0,00039	0,00044	0,0048
72	»	0,028	0,007	0,0004	0,00037	0,0031
72	Аргиллит	0,0075	0,0045	0,00034	0,00026	0,0067

Продолжение табл. 3

№ обр.	Конкреция	V	Ba	Mg	Mn	Ca	Sr
3	Конкреция	0,0006	0,014	0,60	0,025	0,48	—
5	»	0,00074	0,013	0,72	0,028	0,80	0,0105
72	»	0,00087	0,011	0,87	0,034	1,1	0,0095
72	Аргиллит	0,00092	0,032	0,44	0,018	0,37	0,0043

Для выяснения роли малых элементов в конкрециях было сделано 40 количественных спектральных анализов на 11 элементов. Результаты показывают, что эти элементы не дают в конкрециях повышенных концентраций. Их содержание часто оказывается ниже, чем во вмещающих глинистых породах. В табл. 3 приведены результаты спектрального анализа кремневых конкреций и для сравнения анализа вмещающей породы.

Таблица 4

Пределы растворимости аморфного кремнезема, мг/л

pH \ t°	t°	
	0	22
5,5—8	100	—
6,5—7,5	—	200
9,5	200	300

По поводу образования карбонатных конкреций в осадочных толщах имеется достаточно обоснованная точка зрения. В настоящее время с той же убедительностью показать условия образования кремнистых конкреций в некарбонатных породах пока не представляется возможным. Однако некоторые представления о механизме образования кремнистых конкреций мы все же выскажем. Эти представления в какой-то степени гипотетичны, однако они основаны на общих закономерностях литогенеза (Страхов, 1960) и на нашем знании фациальных условий образования описываемых отложений (Нырко, Каданер, 1962).

Текстурированный облик пород, а местами и редкие находки аммонитов и пеллеципод однозначно говорят о морском режиме седиментации. Это был обширный мелководный водоем, глубина которого периодически изменялась от единиц до первых десятков метров. В этот бассейн сбрасывались воды, приносящие продукты интенсивного химического выветривания силикатов. В силу этих причин малоустойчивые минералы в наших отложениях отсутствуют вовсе, а полевые шпаты сильно разложены.

Освободившийся при гидролизе кремнезем в растворимом виде поступал в мелководный водоем с очень слабо щелочной средой. У нас нет основания предполагать высокие концентрации кремнезема, а при низких единственном путем расхода растворенного SiO₂ могло быть биогенное извлечение с последующей фациацией кремнезема в осадках. По мере попадания отмерших организмов в осадок биогенный опал начинал растворяться в донных и иловых водах. Иногда иловые воды становились настолько насыщенными, что превышался предел растворимости аморфного кремнезема. Некоторые представления о возможных концентрациях таких растворов можно почерпнуть из табл. 4, составленной из графиков, которые приводит И. И. Гинзбург (1960) по данным японских исследователей.

При достижении молекулярно растворимым кремнеземом вышеуказанных пределов происходит полимеризация и образуется коллоидный раствор. В дальнейшем в результате перекрытия донного ила новыми глинистыми осадками происходит запечатывание поровых коллоидных растворов. В результате медленного старения коллоидного раствора, а возможно, и приводящих причин происходила коагуляция и рост конкреций.

Известно, что нижнеюрские отложения Чечено-Ингушетии характеризуются огромными мощностями (более 6000 м), весьма скудной фауной и при внешнем однообразии вызывают большие затруднения при расчленении и корреляции разрезов. Находка кремнистых конкреций в терригенных отложениях нижней юры Восточного Кавказа и уже установленная приуроченность их к определенным стратиграфическим единицам (плейнсбах, нижний тоар) может облегчить расчленение и сопоставление геологических разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И., Кабанова Е. С. Содержание кремнезема в природных водах и формы его присутствия. Кора выветривания, вып. 3. Изд. АН СССР, 1960.
Ныркoв А. А., Каданер Е. И. Опыт расчленения нижнеюрских отложений Вост. Кавказа литологическим методом. I научн. сессия Северокавказского совета по коорд. научно-исслед. работ, Новочеркасск, 1962.
Страхoв Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1960.

Новочеркасский политехнический институт

Дата поступления
28.IV.1963

УДК 661.640 : 551.72 (477.7)

О РЕАЛЬГАРЕ И НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЫШЬЯКА В РУДОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ПРИАЗОВСКОГО И КЕРЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. У. ЛИТВИНЕНКО, В. Т. ПОГРЕБНОЙ

Мелкие кристаллики реальгара в киммерийских рудах впервые обнаружены П. Н. Чирвинским на мысе Железный Рог Таманского п-ова в пустотах железистого карбоната. На этом же мысу реальгар встречал Д. П. Сердюченко (устное сообщение). Но так как диагностика сульфидов мышьяка точными методами не проверена, факт их присутствия в рудах до последнего времени оставался не подтвержденным. В минералогических сводках по Крыму (Попов, 1938) и Керченскому бассейну (Юрк, 1960) этот минерал не описывался и в списке минералов рудных пластов не приводился. Отмечалось, что об арсенатах Крыма имеются только догадки (Попов, 1938), что мышьяк относится к тем компонентам руд Керченского бассейна, которые не образуют видимых минералов (Малаховский, 1956; Шнюков, 1963). В последнее время мышьяковые минералы — реальгар и продукты его изменения — встречены нами в ряде пунктов в рудоносном горизонте Приазовского и Керченского месторождений, причем присутствие реальгара в рудах подтверждено рентгенометрически.

В Керченском месторождении оранжево-красный реальгар и оранжево-желтые продукты его изменения встречены в Камыш-Бурунском карьере в слабо окисленных табачных рудах гидрогетит-олигонит-хлоритового состава. Минерал здесь образует в рудах пленки и корочки плотного тонкокристаллического и землистого сложения.

В Приазовском месторождении реальгар и продукты его частичного изменения встречены в керне из рудоносных отложений скв. № 5 и 37, расположенных соответственно в 20 и 25 км юго-восточнее пос. Приазовское на берегу Азовского моря, в скв. № 68, пройденной несколько севернее от скв. № 5, и в скв. № 50, находящейся в 7 км к юго-востоку от г. Мелитополя. В скв. № 5 основной (нижний) пласт железистых пород, залегающий на глубине 72 м, выражен чередованием оолитовой руды, железистой глины и среднезернистого железистого песчаника с хлоритовым цементом; в песчанике в средней части пласта заключены редкие гидрогетит-хлоритовые оолиты и мелкие (0,5—1,5 мм) включения и корочки реальгара оранжево-красного цвета и желтовато-оранжевых продуктов его изменения. Изредка встречаются скопления размером до 1 мм агрегатов мелких кристалликов этого минерала игольчатого габитуса. В скважине № 37 реальгар встречен на глубине 68,7 м в межрудной темно-серой слюдястой, алевритистой глине (с включениями органического вещества) и тонкими (5 см) прослойками сидерита и железистого песчаника. В этом же пласте межрудной глины реальгар встречен и в скв. № 68. В глине на контакте с залегающим выше прослойком сидерита наблюдались гнезда, налеты, корочки и жёлоды мелких призматических кристаллов минерала размером 0,05—0,5 мм, иногда до 1 мм. Цвет сплошных зернистых

агрегатов оранжево-красный, огненно-красный, порошок оранжевый, цвет землистых масс — оранжево-желтый. Кристаллики реальгара имеют призматический облик, заметна тонкая штриховатость граней вдоль оси вытянутости кристаллов. Блеск минерала на гранях кристаллов алмазный, в изломе смоляной. Хрупок, $N > 1,80$. В пламени паяльной трубки минерал плавится с выделением характерного чесночного запаха, при этом образуются шарики (корольки) оранжево-желтого цвета со стеклянным блеском. С КОН кристаллы минерала изменяют окраску на бурую, затем темно-бурую до черной. Растворение интенсивное; вокруг зерна темно-бурого (или черного) цвета образуются хлопья, окраска которых с удалением от зерна изменяется от темно-бурой до буровато-желтой. С HCl реакция протекает медленно; образуются желтые и буровато-желтые хлопья.

В связи с незначительными размерами выделений минерала при его изучении применен метод определения малых зерен минералов путем их рентгеновского и микро-спектрального анализов, описанный А. Д. Генкиным и Н. В. Королевым (1961).

Рентгенограмма мелкозернистой оранжево-красной разновидности описанного минерала соответствует рентгенограмме эталонного реальгара (таблица)¹.

Нахождение реальгара на значительной глубине в условиях восстановительной среды, приуроченность его к гидрогетит-сидерит-хлоритовым рудам или к глинам с повышенным содержанием органического вещества, формы выделения минерала (пленки, корочки, округлые включения, небольшие жеоды) позволяют предполагать, что минерал образовался в условиях восстановительной среды при диагенезе осадков в результате перераспределения мышьяка, адсорбированного коллоидами гидроокисных и сили-

Таблица

Обр. 37/10		Реальгар, по В. И. Михееву, 1957 г.		Обр. 37/10		Реальгар, по В. И. Михееву, 1957 г.		Обр. 37/10		Реальгар, по В. И. Михееву, 1957 г.	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4	6,22	—	5,95	2	2,60	3	2,591	2	1,805	3	1,796
10	5,41	—	5,40	4	2,49	4	2,478	—	—	2	1,702
3	4,61	—	—	1	2,41	2	2,396	4	1,677	4	1,669
3	4,08	2	4,064	—	—	2	(2,344)	2	1,633	2	1,627
1	3,72	—	—	2	2,29	2	2,250	1	1,592	1	(1,581)
2	(3,55)	2	(3,491)	2	2,22	2	2,191	—	—	1	1,554
10	3,22	10	3,166	3	2,14	7	2,122	3	1,511	3	1,511
1	3,07	—	—	2	2,07	2	(2,046)	1	1,451	2	1,469
7	2,93	7	2,931	2	2,01	2	1,989	2	1,372	—	—
8	2,74	7	2,717	5	1,861	7	1,855				

катных соединений железа. Что касается оранжево-желтых образований, то, судя по ассоциации с реальгаром, они являются, по-видимому, продуктами его изменения в зоне окисления, отличающимися по кристаллической структуре от аурипигмента. Эти продукты изменения требуют дальнейшего изучения.

Кроме охарактеризованных выше образований, в окисленных рудах Керченского месторождения нами встречен коллоидный мышьяковый минерал бурого цвета землистого сложения, образующий тонкие пленки на стенках полостей. Порошок минерала буровато-желтый. Удельный вес, измеренный под микроскопом, 2,40. Минерал растворяется в соляной и азотной кислотах. Оптически изотропный, $N = 1,636$. Принадлежность минерала к арсенатам подтверждена спектроскопически. Ближе всего минерал стоит к питтититу и относится к гипергенным образованиям зоны окисления.

Приведенные данные свидетельствуют о разнообразии форм нахождения мышьяка в рудах бассейна, знание которых весьма важно для решения вопроса удаления мышьяка в ходе подготовки руд к доменной плавке (т. е. при обогащении и агломерации).

Проведенные одним из авторов (А. У. Литвиненко) в 1956—1960 гг. геохимические исследования рудоносной формации бассейна с выполнением более 1000 химических анализов показали, что мышьяк — постоянный компонент всех разновидностей железных руд и пород рудоносной формации. Он содержится в керченских рудах в количествах от 0,005 до 0,26%. Гетит-гидрогетитовые оолиты содержат 0,12—0,26% элементарного мышьяка, хлоритовые оолиты — 0,06—0,12, хлоритовый цемент — 0,02—0,1, конкреционные карбонатные руды — 0,0—0,03, конкреционные гидрогетитовые руды —

¹ Рентгенометрический анализ выполнен сотрудником минераграфической лаборатории ИГЕМ АН СССР Г. В. Басовой.

0,07—0,09, гидрогетит-псиломелановые руды — 0,05—0,08, ожелезненные известняки, подстилающие руды, — 0,03—0,07, межрудные глины — 0,01—0,03, минералы вивинитовой группы — 0,005—0,05, фосфаты кальция до 0,03—0,1, барит — 0—0,001, ярозит — 0—0,001%. Средние содержания мышьяка в основных типах руд в целом по отдельным залежам Керченского месторождения близки между собой и составляют в неокисленных и слабоокисленных рудах 0,10—0,12, в окисленных — 0,09—0,13, в окисленных и переотложженных (икряных) — 0,10—0,11%. Более значительные колебания средних содержаний мышьяка в отдельных разновидностях руд. По данным определения мышьяка в 400 пробах среднее его содержание в густовкрапленных оолитовых рудах составляет 0,12% при среднем содержании Fe—42,04%, в редковкрапленных рудах — 0,073%, при среднем содержании Fe — 33,18%.

В киммерийских рудах Приазовского месторождения содержание мышьяка колеблется от следов до 0,22% (среднее 0,073%), при содержании железа 28,63%; в железистых песчаниках — 0,006—0,03, в межрудных глинах — 0,006—0,03%. В глине с включениями реалгара содержится 0,02—0,104% мышьяка, в рудах Таманско-Прикубанского месторождения — 0,02—0,06, редко 0,09%.

Чем выше содержание железа в рудах, тем выше и содержание в них мышьяка.

На прямую связь мышьяка с железом указывают и отношения $\frac{As}{Fe}$, которые в рудах разных типов и разновидностей и в отдельных залежах весьма близки между собой и составляют в густовкрапленных керченских рудах 0,0029, в редковкрапленных — 0,0022, в целом по отдельным керченским рудным залежам — 0,0025—0,0028, в приазовских рудах — 0,0029, в межрудных глинах — 0,0028—0,0038. Строгой закономерности в распределении мышьяка на площади керченских рудных залежей не наблюдается, за исключением резкого снижения его содержания в бедных железом редковкрапленных рудах, глинистых прослойках и карбонатных рудах. В целом концентрация мышьяка в бассейне весьма высокая. Кларки концентрации составляют в среднем в рудах Керченского месторождения 530—765², а в ряде проб и выше, в рудах Приазовья — 430. По сравнению со средним содержанием этого элемента в осадочных породах литосферы содержание мышьяка в рудах бассейна выше в 111—197 раз. Концентрация мышьяка в керченских рудах не является исключением. В осадочных железных рудах концентрация его почти всегда значительная (Федоров, 1947), что объясняется высокой адсорбционной способностью гидроокислов железа по отношению к мышьяку (Щербина, 1956).

Весьма ограниченное распространение минералов мышьяка в рудных пластах бассейна, высокое содержание мышьяка в гидрогетитовых оолитах, присутствие его в составе глауконитов, железистых хлоритов, фосфатов и других минералов свидетельствует, что основная масса этого элемента находится в рудах не в виде обособленных выделений минералов мышьяка, а, по-видимому, в виде изоморфной примеси и в виде соединений, адсорбированных гидроокислами железа. О возможности допущения изоморфного замещения трехвалентным мышьяком Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} а также замещения As^{3+} и As^{5+} кремния в литературе уже сообщалось (Onishi, Sandell, 1955). В условиях окислительной зоны мышьяк адсорбируется гидроокислами железа в виде скородита (Щербина, 1956). Обнаружение в керченских рудах птитицита, являющегося разновидностью скородита (Бетехтин, 1950), свидетельствует, что это заключение, по-видимому, является верным и по отношению к окисленным рудам бассейна. О возможном присутствии в этих рудах скородита писал М. И. Кантор (1948).

Источником мышьяка, поступавшего в киммерийский бассейн, были породы суши. По имеющимся данным, породы Украинского кристаллического щита бедны мышьяком. Лишь местами, где они пронизаны прожилками пирита, содержание мышьяка достигает 0,01%, в бокситовидных породах коры выветривания ультрабазитов (Белозерский район) — 0,01—0,03%. Интенсивное проявление мышьяка, связанное с молодым вулканизмом, отмечается на Кавказе. Заметная концентрация мышьяка обнаружена также в некоторых пробах окисных марганцевых руд Ингулецкой залежи (0,016—0,022%), карбонатных рудах Больше-Токмакского месторождения — (0,025%), в майкопских сидеритах (до 0,01%) (Шнюков, 1963) и в отдельных пробах сарматских глин Приазовья (до 0,003—0,006%). В почвах содержание мышьяка равно 0,4—6,88 · 10⁻⁴% (Виноградов, 1957).

В морской воде мышьяка немного (0,02 мг/л), что объясняется извлечением его из воды водорослями. Это, а также наличие прямой связи мышьяка с органическим веществом некоторых типов почв позволяет предположить, что часть мышьяка, присутствующего в рудных пластах бассейна, имеет органическое происхождение. Другая же его часть, по-видимому, главная, поступала в рудный бассейн и в осадок вместе с коллоидами железа, адсорбированными соединениями мышьяка частично еще на суше в коре выветривания и частично из морской воды.

² Кларк мышьяка в земной коре по А. П. Виноградову (1962) 0,00017, а среднее содержание в осадочных породах — 0,00066%.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия, Гос. изд-во геол. лит-ры, 1950.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- Генкин А. Д., Королев Н. В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах. Геология руд. месторожд., № 5, 1961.
- Кантор М. И. Агрономические и агропромышленные руды. В сб.: Мартеновские рельсы на базе керченских руд. Изд-во АН СССР, 1948.
- Малаховский В. Ф. Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. Изд-во АН УССР, 1956.
- Попов С. П. Минералогия Крыма. Изд-во АН СССР, 1938.
- Федоров Б. М. О зависимости содержания мышьяка и фосфора в железных рудах от условий их образования. Разведка недр, № 4, 1947.
- Шнюков Е. Ф. Мышьяк в киммерийских железных рудах Азово-Черноморской рудной провинции. Геохимия, № 1, 1963.
- Щербина В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах. В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1956.
- Юрк Ю. Ю. и др. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Крымиздат, 1960.
- Onishi H., Sandell E. B. Geochemistry of arsenic. Geochim. et cosmochim. acta, v. 7, № 12, 1955.

Днепропетровская геологическая
экспедиция

Дата поступления
15.VI.1963

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.434

ГЕНЕЗИС МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ

(критический обзор зарубежных работ)

А. Е. МИРОШНИКОВ

Основные воззрения зарубежных геологов на происхождение месторождений медистых песчаников и сланцев неоднократно излагались в отечественной печати (Вольфсон, 1962; Домарев, 1958).

Однако отсутствие единых взглядов, многие неясности в вопросе происхождения этих месторождений и быстрое накопление новых полевых и экспериментальных данных заставляет исследователей вновь и вновь возвращаться к обсуждению этих проблем.

Так, в феврале 1962 г. в Нью-Йорке состоялся симпозиум общества прикладных геологов, посвященный рассмотрению проблем происхождения месторождений полезных ископаемых и в частности обсуждению новых данных по месторождениям Медного Пояса Африки, изложенных в недавно вышедшей под редакцией Ф. Мендельсона книге (Mendelsohn, 1962). Некоторые материалы дискуссии были опубликованы в журнале *Economic Geology* за 1962 г. (Ohle, 1962; Sales, 1962). Кроме того, там же были помещены отдельные статьи, посвященные происхождению месторождений Мансфельда (Германия), Маунт-Айза (Австралия), Уайт-Пайн (Мичиган, США) и др. (Davidson, 1962; Fischer a. Stewart, 1961; Gilmor, 1962; Knight, 1957; Love, 1962_{1,2}; Ohle, 1962; Sales, 1962; Zimmerman, 1962).

Многие зарубежные геологи — А. Грей (Gray, 1959), В. Мармо (Marmo, 1960), Г. Кинг (King, 1958), Г. Шнейдерхен (1958), В. С. Гарлик (Garlick, 1959), Дж. Браммер (Brummer, 1955), Г. Р. Дейвис (Davis, 1954), В. С. Уайт (White, 1953), К. Л. Найт (Knight, 1957), Р. Т. Брандт (Brandt, 1962), Г. Бюрг (1959), Э. Константинович (1960), Х. Нисихара (1958), Р. П. Фишер и Дж. Х. Стьюарт (Fischer a. Stewart, 1961), Л. Г. Лав (Love, 1962), К. Г. Ведеполь (1963) и другие — полагают, что медь попала в отложения в период их образования, и поэтому начальные процессы рудообразования для месторождений медистых песчаников и сланцев подчиняются фациально-геохимическим и палеогеографическим закономерностям, определяющим условия образования вмещающих пород. Последующее перемещение и возникновение концентраций меди и сопутствующих ей металлов в уже сформировавшихся толщах они связывают с более поздними гидрогеохимическими процессами, приведшими к перекристаллизации и перераспределению первичных концентраций в результате изменения залежей на разных стадиях преобразования — в процессе диагенеза, эпигенеза и метаморфизма, с одной стороны, и в период гипергенеза — с другой. Источником же металлов эти исследователи предполагают кларковые их содержания в размывающихся породах или те или иные концентрации металлов в области размыва.

Другие — А. М. Бейтман и М. Л. Йенсен (1960), С. Ф. Дэвидсон (Davidson, 1962), Р. Сейлс (Sales, 1962), Е. Л. Оули (Ohle, 1962) — предполагают происхождение металлов из гипогенных источников и образование месторождений гидротермальными растворами глубинного происхождения. Как мы видим, во взглядах на происхождение месторождений медистых песчаников и сланцев имеются серьезные разногласия. Простекают же они, по нашему мнению, от различного толкования одних и тех же фактических данных, недостаточной изученности геологии районов отдельных месторождений и неразработанности общих теоретических вопросов рудообразования.

В этой связи интересно отметить появившийся новый фактический геологический материал и проследить эволюцию взглядов некоторых зарубежных геологов, уже на протяжении многих лет занимающихся проблемами генезиса месторождений медистых песчаников и сланцев.

Учитывая, что месторождения этого типа различных районов мира имеют свои индивидуальные особенности, зависящие от условий их естественноисторического разви-

тия, приведем краткую обобщенную характеристику основных закономерностей строения и размещения месторождений медистых песчаников и сланцев, используемых как доказательства своих взглядов сторонниками как осадочной («сингенетической»), так и гидротермальной («эпигенетической») теорий происхождения месторождений. Однако заранее придется оговориться, что для однозначных выводов их недостаточно как с той, так и с другой стороны, ибо эти факты касаются геологического строения районов и месторождений, т. е. пространственной связи оруденения с теми или иными геологическими формами, а не генетической, которая является восстановлением геологической истории развития района. Любые же экскурсы в геологическую историю содержат определенные предположения и допущения ввиду невозможности прямого и непосредственного наблюдения объектов изучения в процессе становления и потому недостаточно и приближенны.

Интересным является высказывание одного из рудничных геологов Медного Пояса Джордана, что обе теории о происхождении меди в рудных месторождениях оцениваются положительно, но недостаточные доказательства обеих не позволяют принимать или отвергать эпигенетическое или сингенетическое происхождение для меди, а по заявлению Е. Л. Оули (Ohle, 1962), на месторождении Уайт-Пайн, которое он изучал в течение нескольких лет, имеются факты, убедительно указывающие на правомерность обоих предположений об условиях образования этого месторождения. В этой связи примечательным является осознание все большим количеством исследователей малого значения генетических данных для целей выяснения закономерностей распространения полезных ископаемых и появление в зарубежной литературе не генетических (морфологических) классификаций месторождений (Gilmour, 1962).

Сторонники осадочной теории происхождения руд типа медистых песчаников и сланцев обосновывают свои утверждения следующими положениями: 1) отсутствием установленной прямой генетической связи руд с магматическими проявлениями и разрывной дорудной тектоникой; 2) относительной непроницаемостью отдельных (глинистых) слоев, содержащих руды, и отсутствием секущих трещин в подстилающих породах, которые могли быть каналами для минерализованных растворов; 3) сохранением в руде большого количества текстурных особенностей, очевидно осадочного происхождения (текстуры размыва, слоистость, замещение органических остатков и пр.); 4) широким площадным распространением, стратифицированностью и пластовой формой оруденения; 5) параллельностью наблюдаемой зональности сульфидов меди и железа в рудных телах и самих рудных тел древней береговой линии; 6) широким площадным характером ореолов рассеяния рудных элементов в горизонтах, несущих оруденение; 7) отсутствием на многих месторождениях структурного контроля и выдержанностью и однородностью оруденения в замках, крыльях и по простиранию складов; 8) более древним возрастом минерализации на многих месторождениях по отношению к деформациям и метаморфизму; 9) наследованным оруденением осадочных особенностей толщ — многоярусности, ритмичности; 10) более древним, чем возраст вмещающих пород, абсолютным возрастом свинца многих месторождений; 11) наличием среди изотопов серы в месторождениях большого количества «биогенной» серы; 12) приуроченностью оруденения к определенным фациям отложений — дельт, русел, застойных бассейнов; 13) наличием в большей части месторождений корреляционной связи между медью и углистым органическим веществом.

Приведем объяснение этих положений сторонниками гидротермального происхождения месторождений медистых песчаников и сланцев.

Отсутствие установленной прямой генетической связи руд с магматическими проявлениями и дорудной тектоникой Р. Сейлс (Sales, 1962) и Е. Оули (Ohle, 1962) подменяют относительной пространственной связью некоторых месторождений с имеющимися в районе интрузивными образованиями и региональными разрывными нарушениями.

Относительная непроницаемость отдельных слоев, содержащих руды, и отсутствие секущих трещин как каналов для минерализующих растворов в подстилающих породах отвергаются Р. Сейлсом (Sales, 1962) и Е. Оули (Ohle, 1962) указанием на то, что растворы могли свободно проходить латерально через подстилающие песчаники и гравелиты, а в глинистых слоях диффундировать на то небольшое расстояние, в котором сейчас наблюдаются руды, в течение длительного времени. Кроме того, в нижних частях рудных слоев и в подстилающих их породах на некоторых месторождениях Медного Пояса и на месторождении Уайт-Пайн наблюдаются зоны дробления и трещиноватости и некоторое осветление пород, которое может указывать на действие гидротермальных растворов. Сохранение в руде большого количества текстурных особенностей, очевидно осадочного происхождения (текстуры размыва и пр.), Е. Оули (Ohle, 1962) объясняет метасоматическим действием гидротермальных растворов, псевдоморфизмом, который наблюдается и на типично гидротермальных месторождениях.

Объяснение остальным положениям с точки зрения гидротермальной теории мы находим в обобщающей статье С. Ф. Дэвидсона (Davidson, 1962). Дэвидсон считает, что в латерально-секреторных гипотезах прошлого века Уитнея (Whitney, 1854), подкрепленных данными о гидротермальных видоизменениях, можно найти наиболее при-

емлемое объяснение происхождения многих пластовых месторождений цветных металлов, и рисует следующую картину их образования.

Представлением о металогеенических провинциях, породы которых содержат специфические металлы в количествах, превышающих их кларк в земной коре (обстоятельство, которое он объясняет неравномерностью первоначального распределения малых элементов в силе), он объясняет то, что во многих рудных провинциях типа медистых песчаников и сланцев рассеянная минерализация обычно встречается в отложениях различных литологических типов многих последовательных стратиграфических горизонтов, обнимающих несколько геологических систем с интервалами времени в несколько миллионов лет. Такие интервалы он считает слишком большими для объяснения происхождения стратифицированной минерализации за счет продуктов денудации отдельных богатых первичных месторождений. С другой стороны, Дэвидсон считает невозможным объяснить картину распределения оруденения переработкой одной осадочной формации в другую, потому что в этих условиях при присутствии сорбентов, по его мнению, скорее происходит рассеивание, чем концентрация рудных элементов. Поэтому он считает естественным тот вывод, что становление металогеенической провинции происходит благодаря широко распространенному эпигенетическому внесению металлов в стратифицированные толщи эманациями из силала во время этапов орогенеза, которому были подвержены различные осадочные толщи пород. Аналогичное обогащение отложений малыми элементами, такими, как олово, редкие земли, золото, Дэвидсон видит вокруг оловосодержащих и других плутонов.

Аргументы, выдвигаемые против представления об эпигенетическом внесении металлов, основывались на отсутствии следов подводящих каналов. Однако, как подчеркивает Дэвидсон, такие каналы не являются необходимостью для региональной доломитизации известняка (со значительным общим обогащением магнием и удалением кальция) или для позднего литогенеза и метаморфизма пород (со значительным общим удалением воды). Принимая в качестве предварительного условия эпигенетическое обогащение (со многими неравномерностями концентрации), Дэвидсон считает возможным объяснить многоярусность оруденения региональным перераспределением относительно растворимых соединений рудных элементов, происходящим в ответ на орогенетические события.

В результате пликативных и дизъюнктивных дислокаций рассеянный рудный материал концентрируется или в проницаемых горизонтах (банкеты Витватерсранда и грубозернистые отложения Колорадского плато), или в химически восприимчивых пиритовых, или обогащенных органическим углистым веществом отложениях (сланцы Медного Пояса и Мансфельда).

В противоположность рассеиванию рудных элементов, характерному в период выветривания и образования осадочных пород, во время диастрофизма и метаморфизма преобладает тенденция к внутрипластовой концентрации. Подтверждающее эту гипотезу доказательство, по мнению Дэвидсона, должно быть найдено в присутствии в некоторых пластовых месторождениях древнего радиогенного свинца, накопление которого может быть объяснено извлечением из окружающих отложений.

Обсуждая современные указания на то, что сингенетические рудно-сланцевые месторождения можно отличить от эпигенетических руд определением соотношений устойчивых изотопов серы, Дэвидсон отмечает, что высокая концентрация «биогеенных» сульфидов указывает на органическое происхождение серы, но вовсе не рудных элементов, с которыми сера сейчас находится в соединении. Ссылаясь на Иенсена и Дешова, показавших, что количество биогеенной серы Муфулира хорошо сопоставляется как с содержанием меди, так и с количеством углистого органического вещества, Дэвидсон трактует этот факт как наличие связи между сингенетическим пиритом и углистым веществом в современных отложениях и в древних темных сланцах; при этом он предполагает, что в последующем медь замещала железо. В этом случае он считает не обязательным предположение, что эпигенетическая медь должна быть представлена в виде нерастворимого сульфида; в довольно большом количестве месторождений (например, Корокоро в Боливии) часть меди присутствует в самородном состоянии. По расчетам Дэвидсона, с присоединенной эпигенетической медью сера из одной тонны пирита будет давать две тонны борнита. А в рудных провинциях обсуждаемого типа всегда имеется значительное количество сингенетического пирита, во много раз превышающее количество руд цветных металлов.

Несомненно, по мнению Дэвидсона, что в большинстве случаев создание пластовых рудных месторождений нельзя приписывать только действию региональных тектонических событий. После первой концентрации металлов более позднее их перераспределение происходило, вероятно, в ответ на локальные перемещения вмещающих пород благодаря внутрипластовому растворению. Именно этим он объясняет частичное или полное исчезновение металлов в гребнях и вершинах антиклинальных и куполообразных складок и вблизи зон нарушений и их редкое накопление в нижележащих горизонтах на месторождениях Витватерсранда и Медного Пояса.

Что касается рудных месторождений, обнаруженных в гребнях антиклиналей (многие русские месторождения), то по крайней мере некоторым из них можно приписать

образование в результате осаждения мигрирующих металлов при незначительных синорогенических или посторогенических движениях, приводящих к скоплению в куполах газа с высоким содержанием сероводорода. Дифференциальной миграцией металлов из предшествовавших отложений Дэвидсон объясняет зональность руд этих месторождений, считая, что более растворимые компоненты перемещались дальше всего. Если металлы в эпигенетических пластовых месторождениях мигрировали после их первичного отложения, то нельзя рассчитывать, что их абсолютный возраст будет точно соответствовать возрасту ближайших гранитов, в этом случае возможно только грубое согласование в пределах продолжительности орогенического периода, что свойственно целому ряду этих месторождений в пределах Медного Пояса и Витватерсранда.

Дэвидсон считает, что неоднородность внутреннего строения, проявляющаяся во многих рудных телах в осадочных породах, имеет большое сходство с общими структурами, наблюдаемыми при силификации и доломитизации известняков, силификации и кальцификации песчаников, кальцификации углей и многих других метасоматических изменениях в осадочных породах. И поэтому неблагоразумно рассчитывать, что происхождение большинства пластовых рудных месторождений можно будет без труда объяснить на основании тектонической истории и характера первичных пород. По его мнению, путь к дальнейшему лучшему пониманию происхождения этих месторождений прокладывает признание факта внутрипластового растворения и переотложения и после длительного периода орогенеза (тектонических событий).

Критикуя осадочное биохимическое происхождение пластового оруденения, предлагаемое Л. Лавом и Д. Циммерманом (Love, 1962; Zimmerman, 1962) для руд Мансфельда, Маунт-Айза и других на основании находок в них остатков ископаемых микроорганизмов и осадочно-эксталяционной теории происхождения месторождений полезных ископаемых, Дэвидсон (Davidson, 1962) задает ряд вопросов, на которые, по его мнению, трудно ответить с точки зрения этих гипотез.

1. Как медь могла обогащаться из рассеянного состояния в сероводородных глубоких водах и в достаточном количестве давать рудно-сланцевые отложения широкой горизонтальной протяженности, когда известно, что растворимость сульфида меди чрезвычайно мала?

2. Как ненормальные концентрации меди, заведомо смертельные для органической жизни, не убивали бактерии, способствующие образованию сингенетических или диагенетических сульфидов?

3. Как можно было добиться отложением осадочных материалов из морской воды заметной горизонтальной и вертикальной зональности в рудах различных металлов?

4. Как приверженцы теории осадочной эманации могут соглашаться с происхождением гидротермальных испарений из глубин через отложения пород огромной мощности в воды бассейна, где отлагались сланцы, когда они так энергично выступают против введения подобных эманаций в породы стратиграфической последовательности?

Надо подчеркнуть, что заданные им вопросы ни в коей мере не касаются признания или непризнания тех или иных закономерностей строения и размещения месторождений медистых песчаников и сланцев, как видим у Р. Сейлса (Sales, 1962), а являются сугубо умозрительными и, конечно, требуют дальнейших полевых исследований и постановки определенных экспериментальных работ для однозначных на них ответов¹.

Как отмечает Р. Сейлс, литература по рудным месторождениям и способам их образования ясно показывает, что в случае руд магматического или гидротермального происхождения теория должна основываться на изучении: 1) минералов, заключенных в руде; 2) изменений боковых пород, вмещающих руды; 3) отношений руд к ассоциирующим комплексам интрузивных пород.

Поскольку особенности минералогического состава и изменений боковых пород, вмещающих руды пластовых медных месторождений, получают объяснение, исходя из повторной перекристаллизации и перераспределения рудных элементов в результате изменения залежей на разных стадиях преобразования в процессе их естественноисторического развития, а прямое отношение руд к комплексам интрузивных пород для этих месторождений не установлено, то, надо думать, что притязания «гидротермалистов» на эти месторождения лишены оснований. И вряд ли здесь могут помочь следующие рассуждения Р. Сейлса: «Растворимость металлов и их соединений в воде, озерах, реках, или морей является предметом точного познания и может быть определена экспериментально. Процессы осаждения, посредством которых образуются песчаники, илы, сланцы и другие осадочные породы, происходят под ежедневным наблюдением всюду и хорошо изучены.

Осаждение металлов или их соединений в пресной и соленой воде графитом, растительным материалом, живыми организмами или другим углеродистым веществом, которое часто образует значительную составную часть осадочных образований, является хорошо установленным фактом.

Таким образом, в анализе сингенетической теории происхождения для каждого осадочного рудного месторождения мы в состоянии проверить с некоторой уверенностью

¹ Вопросы Дэвидсона свидетельствуют о весьма малом знакомстве его с осадочным породообразованием (примечание редакции).

шаг за шагом ход процесса, начиная от источника или места происхождения рудного элемента и материала, составляющего вмещающие породы, способов их транспортировки до причины осаждения на дно водоема. В теориях же гидротермального или магматического происхождения мы ограничены только познанием незначительной приповерхностной части земной коры, доступной для прямого наблюдения и сохранившей для нас только некоторые «свидетельства» протекавших когда-то процессов...» (1962).

Отсюда, по его мнению, теория магматического или гидротермального происхождения допускает существование сложных процессов, не всегда познающихся путем наблюдения и опыта. А поэтому Р. Сейлс (Sales, 1962) считает имеющими право на существование, наряду с установленными фактами, умозрительных заключений, используемых в своих выводах сторонниками гидротермальной теории происхождения месторождений полезных ископаемых.

Однако несмотря на увеличение умозрительных заключений, далеко не все особенности и закономерности строения и размещения месторождений медистых песчаников и сланцев получают достаточно обоснованные объяснения и с точки зрения гидротермального их генезиса. Наоборот, ряд данных говорит о четком отличии этого типа месторождений от типичных гидротермальных. По Дж. Л. Калпу, У. Ю. Олту и Х. У. Фили (1960), гидротермальные сульфиды, образованные за счет привноса металлов из глубинных источников земной коры, характеризуются узким пределом колебаний значений изотопного коэффициента S^{32}/S^{34} , имея средний коэффициент, близкий 22,2.

Как показали исследования А. М. Бейтмана и М. Л. Иенсена (1960), для месторождений Родезии величины полученных коэффициентов S^{32}/S^{34} включают значения, известные для гидротермальных магматических, пегматитовых и биогенных сульфидов и имеют широкий предел колебаний, что, вероятно, обусловлено неоднородностью источника серы. П. Бартон (1960), исследуя химическую обстановку рудоотложения и проблему переноса рудообразующих элементов гидротермальными растворами при низкой температуре, показывает на примере района Франклин (Нью-Джерси), что медные месторождения в красноватых породах оказываются за пределами непрерывного «спектра» условий, типичных для большинства гидротермальных месторождений. Также интересным является указание Х. Мак-Кинстри (1960), исследовавшего, исходя из фазовых зависимостей, минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы $Cu-Fe-S-O$, на отсутствие в типичных гидротермальных месторождениях минеральной ассоциации борнит — пирит при наличии магнетита.

В некоторых же пластовых месторождениях меди, например на Удоканском (Бердичевская, Лейтес, 1960), наблюдается совместное нахождение этих минералов в больших количествах. Таким образом, по ряду признаков выявляется четкое отличие месторождений медистых песчаников и сланцев от типичных гидротермальных. Кроме того, неоспоримым фактом является то, что пластовые месторождения меди повторяют многие особенности вмещающих осадочных пород (морфологию и условия залегания, внутреннюю текстурные и структурные особенности и пр.), что оказывает большую помощь в установлении закономерностей распространения этих месторождений и направлении поисковых работ.

Однако наследуют ли они эти особенности в результате совместного образования или последующих метасоматических процессов — решить однозначно при современных знаниях не всегда возможно.

В приведенных несколько выше соображениях С. Дэвидсона мы видим желание объяснить многие особенности пластовых месторождений меди повторной перекристаллизацией и перераспределением рудного материала. И если раньше (Домарев, 1958) возможность некоторого перераспределения рудных элементов после их первоначального отложения, предполагаемая приверженцами осадочного происхождения этих месторождений, только допускалась сторонниками гидротермального генезиса, то сейчас один из стойких последователей этой гипотезы придает этим процессам большое, определяющее значение. Причем перекристаллизация и перераспределение увязываются с породами определенных свойств — «проницаемыми или химически восприимчивыми». А эти свойства породы приобретали в процессе и в зависимости от условий их осадконакопления.

Но в таком случае мы вынуждены признать существование только одного основного противоречия между сторонниками осадочного и гидротермального происхождения этих месторождений, которое сводится, в конце концов, к различию взглядов на источник рудных элементов и ни в коей мере не влияет на установление закономерностей строения и размещения месторождений и направлений их поисков.

В первом случае предполагается поверхностный источник металлов, во втором — гипогенный, глубинный.

В вопросах же механизма рудообразования противоречия нам кажутся несущественными, не определяющими, постепенно сглаживающимися и ликвидируемыми в результате все более полного и широкого полевого и экспериментального познания исследуемых объектов. Решению же вопроса источника рудных элементов должно помочь изучение глубинных зон земной коры и общее изучение процессов геохимического круговорота ее вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Бартон А. П. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд. иностр. лит., 1960.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ в северной части Читинской области. В сб. Очерки по металлогении осадочных пород. Изд. АН СССР, 1961.
- Бейтман А. М. Журнал Economic Geology. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд. иностр. лит., 1959.
- Бейтман А. М. и Йенсен М. Л. Заметки о происхождении меднорудных месторождений Родезии. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд. иностр. лит., 1960.
- Бюрг Г. Меденосные песчаники бассейна р. Эбро в Северной Испании.— Бюл. н.-техн. информ., № 7 (24). Госгеолтехиздат, 1959.
- Ведеполь К. Г. Геохимические и петрографические исследования с целью выяснения генезиса медистых сланцев. «Химия земной коры». Тез. докл. Геохим. конф., посв. 100-летию со дня рожд. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1963.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
- Домарев В. С. Генезис медистых песчаников Северной Родезии (по современным представлениям зарубежных геологов). Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, 2 сер., вып. 1, 1958.
- Калп Дж. Л., Олт У. Ю., Фили Х. У. Относительное содержание изотопов серы в сульфидных минералах. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд. иностр. лит., 1960.
- Константинович Э. Замечания по вопросу изучения месторождений медных руд Внешне-Судетской мульды. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8, 1960.
- Мак-Кинстри Х. Э. Минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы Cu—Fe—S—O. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд. иностр. лит., 1960.
- Нисихара Х. Происхождение медных месторождений типа «манто» в Нижней Калифорнии, Мексика. РЖГео, 1958, № 11, 19546.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд. иностр. лит., 1958.
- Brandt R. T. Relationship of mineralization to sedimentation at Mufulira, Northern Rhodesia. Bull. Instn Mining and Metallurgy, v. 71, 1962.
- Brummer J. J. The geology of the Roan Antelope orebody. Trans. Bull. Inst. Mining and Metallurgy, v. 64, 1955.
- Davidson C. F. The origin of some strata-bound sulfide ore deposits. Econ. Geol., v. 57, No. 2, 1962.
- Davis G. R. The origin of the Roan Antelope copper deposit in Northern Rhodesia. Econ. Geol., v. 49, No. 6, 1954.
- Fischer R. P. a. Stewart J. H. Copper, vanadium, and uranium deposits in sandstone—their distributions and geochemical cycles. Econ. Geol., v. 56, No. 3, 1961.
- Garlick W. S. How the copperbelt ore bodies were formed. Horizon. Magazine Rhodesian Selection. Trust Group., Aug. 10, 1959.
- Gilmour P. Notes on a non-genetic classification of copper deposits. Econ. Geol., v. 57, No. 3, 1962.
- Gray A. The future of mineral exploration. Bull. Inst. Mining and Metallurgy, v. 68, 1959.
- King G., Haddon F. Notes on occurrences in highly metamorphosed precambrian rocks, Austral. Bull. Instn. Mining and Metallurgy, v. 143, 1958.
- Knight C. L. Ore genesis—the source bed concept. Econ. Geol., v. 52, No. 7, 1957.
- Love L. G. Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer and Marl Slate. Econ. Geol., v. 57, No. 3, 1962.
- Love L. G. On the origin of some strata—bound sulfide ore deposits. Econ. Geol., v. 57, No. 3, 1962.
- Marmo V. On the origin of ores. Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., Bd. 94, № 1, 1960.
- Mendelson F. The Geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. London, 1961.
- Ohle E. L. Thoughts on epigenetic versus syngenetic origin for certain copper deposits. Econ. Geol., v. 57, No. 5, 1962.
- Sales R. H. Hydrothermal versus syngenetic theories of ore deposition. Econ. Geol., v. 57, No. 2, 1962.
- White W. S. Copper shales of Germany and Michigan. Bull. Geol. Soc. America, v. 64, pt. 2, 1953.
- Whitney J. D. The metallic wealth of the United States described and compared with that of other countries. Philadelphia, 1854.
- Zimmerman D. O. Pyrite spheres in sediments. Econ. Geol., v. 57, No. 3, 1962.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Дата поступления
14.X.1963

МЕТОДИКА

УДК 552.574 : 534—8

ИССЛЕДОВАНИЯ КАМЕННЫХ УГЛЕЙ УЛЬТРАЗВУКОВЫМ МЕТОДОМ

А. К. МАТВЕЕВ, Е. Г. МАРТЫНОВ

1. Задача исследований

Изучение углей акустическим (ультразвуковым) методом производилось с целью выяснения изменения в процессе метаморфизма свойств углей как твердого тела.

Процесс метаморфизма отражает собой последовательное увеличение содержания углерода в веществе угля, и, следовательно, изменение тех или иных свойств угля является как бы своего рода функцией от изменения этого содержания. Рассматривая процесс метаморфизма с такой точки зрения и исходя из теории Хюккеля (1938) о перестройке структуры вещества при перенапряжении углеродной решетки, один из авторов в свое время высказал мнение, что этот закон имеет место и в отношении углей и что в процессе метаморфизма угли испытывают молекулярную перестройку в интервале перехода их от жирных к коксовым и от последних к отошенным — спекающимся (Матвеев, 1944, 1946, 1947). Основанием для такого заключения служили инверсии ряда свойств углей, таких, как теплота смачивания, коррелирующая внутренней поверхности углей, микротвердость, и некоторых других свойств.

Задачей исследования было выяснение наличия и характера изменений в плоскости, перпендикулярной к наслоению в углях, и в плоскости, параллельной последнему, аналогично тому, как это делают при петрографических исследованиях, при которых исследуемый объект рассматривается в двух взаимно перпендикулярных сечениях.

Для этих целей нами был выбран импульсный ультразвуковой метод, позволяющий установить упругие свойства углей. Выбор такого метода основывался на том свойстве ультразвуковых волн, что их распространение происходит линейно, направленными пучками, благодаря чему имеется возможность как бы просвечивать непрозрачное вещество угля, не нарушая его структуры, по указанным векторам — параллельно и перпендикулярно к наслоению, т. е. аналогично тому, как используется микроскопический метод при изучении оптических свойств прозрачных тел.

Этот метод, по нашему мнению, может быть успешно применен и для пород неорганического происхождения, в частности для глин и их переходов в аргиллиты и глинистые сланцы; он может быть также использован для установления различий в степени метаморфизма близких по составу метаморфических пород.

2. Методика исследований

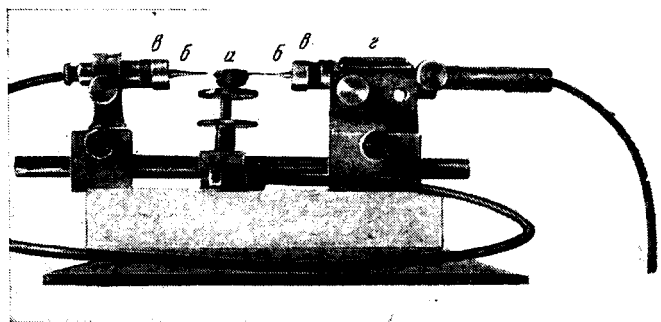
Работы по рассматриваемому методу были начаты в 1952 г. на кафедре горючих ископаемых МГРИ и заключались в измерении в лаборатории проф. Б. Б. Кудрявцева (Московский областной педагогический институт им. Н. К. Крупской) скоростей прохождения ультразвуковых волн через образцы углей строго установленной формы и размеров. Трудность получения такого рода образцов, особенно коксовых углей, сильно замедляла и осложняла работу. Поэтому после переноса с 1954 г. этих исследований на кафедру горючих ископаемых МГУ, кроме подбора более соответствующего оборудования, усилия были направлены на дальнейшую разработку методики исследований и обеспечение измерения образцов произвольных форм и размеров. Сконструированный и изготовленный для этого прибор, описываемый ниже, в значительной степени упростивший работу¹, позволил перейти уже к массовым измерениям, на основе которых и построены излагаемые в статье выводы.

Изучение скорости распространения продольных упругих ультразвуковых волн в углях и вмещающих горных породах производилось нами на импульсных ультразвуковых сейсмоскопах на частотах от 20 до 200 кГц.

¹ Авторское свидетельство № 123748. Бюлл. изобр., № 21, 1959 г.

В качестве генератора ультразвуковых импульсов служили датчики, изготовленные из кристаллов пьезокварца, сегнетовой соли или титаната бария.

Во избежание возможного влияния изменения петрографического состава углей в первую очередь исследованию были подвергнуты образцы углей Донецкого бассейна.



Фиг. 1. Прибор для измерения скорости продольных ультразвуковых волн на образцах произвольной формы

a — образец, *б* — звуконесущие стержни, *в* — датчики, *г* — нониус

Испытуемый образец зажимался между датчиками, помещенными в специальный прибор (фиг. 1), позволяющий производить измерения скорости ультразвука на образцах углей и горных пород любой формы и размера.

Измерение длины пробега ультразвукового импульса производилось при помощи этого прибора, имеющего миллиметровую шкалу с нониусом, позволяющим делать отсчеты с точностью до 0,05 мм.

Ультразвуковой импульс, возникший в пьезокристалле (точка *a*), передается через звуконесущий стержень на образец. Момент возникновения импульса (момент отправки)



Фиг. 2. Сейсмограмма времени пробега ультразвукового импульса в образце (1) и масштаб времени (2)

a — момент отправки ультразвукового импульса пьезодатчиком, *б* — момент первого вступления ультразвукового импульса в принимающий кристалл

фиксируется на экране электронно-лучевой трубки сейсмоскопа в виде так называемого «срыва» (фиг. 2). Пройдя образец и другой звуконесущий стержень, импульс поступает на принимающий пьезокристалл, что также фиксируется на экране началом колебаний в приемном датчике (точка *б*). Изображение на экране времени пробега импульса через образец и два звуконесущих стержня фиксируется на фотопленку автоматически; для определения времени пробега только в образце остается лишь установить потерю времени в стержнях. Для данной пары стержней она постоянна и определяется пропуском через них ультразвука с фиксацией времени на фотопленке.

Средняя скорость ультразвука в образце устанавливается на основе обычно 5—8, иногда до 10—15 измерений для данного направления.

В среднем за один час на таком приборе можно произвести от 50 до 70 измерений. В результате проведенных нами работ (Матвеев, Мартынов, 1958а, 1958б) установлено, что:

1) величина скорости ультразвука в углях, а следовательно, и упругие свойства их, зависят от степени метаморфизма угля;

2) изменение этой скорости в углях от длиннопламенных до коксовых идет в направлении ее уменьшения, где достигает минимума, после чего к тощим углям и антрацитам опять увеличивается, т. е. упругие свойства в интервале марок Ж—К действительно претерпевают инверсию;

3) уголь обладает акустической анизотропией: коэффициент анизотропии также зависит от степени метаморфизма угля и также испытывает аналогичную инверсию в пределах той же части генетического ряда угля.

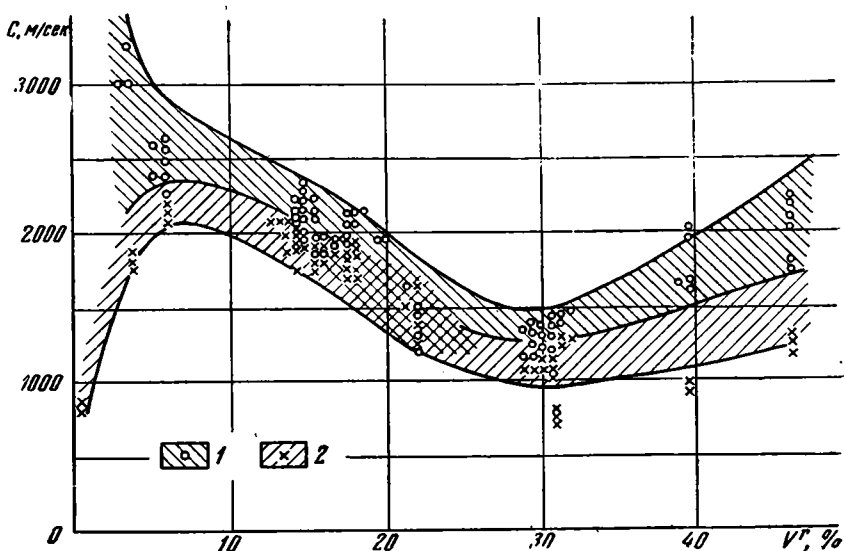
Приведенные свойства углей в более подробном освещении рассматриваются ниже. Предваряя эти подробности, следует отметить, что из этих работ также следует и ряд других выводов, а именно:

4) уголь представляет собой не менее чем двухслойное в отношении расположения молекул, гетеромерное по двум направлениям тело с различным значением упругих свойств для каждого из этих слоев;

5) по мере перехода от углей Д к марке К и от углей К к ОС различие этих значений уменьшается, и угли марки К могут рассматриваться с точки зрения физики твердого тела как построенные по решетке, близкой к мономерной.

3. Зависимость скорости ультразвука от степени метаморфизма углей

Скорость распространения продольных упругих ультразвуковых колебаний (сокращенно — скорость ультразвука) вначале измерялась, как указывалось, на донецких углях, т. е. на каменных углях регионального типа метаморфизма. Нами исследовано большое количество каменных углей Донецкого бассейна в широком диапазоне.



Фиг. 3. Зависимость скорости ультразвуковых волн (C , м/сек) от выхода летучих ($V^Г$) в углях регионального типа метаморфизма
1 — параллельно слоистости, 2 — перпендикулярно слоистости

Для изображения зависимости скорости ультразвука от степени метаморфизма построены соответствующие диаграммы.

По вертикальной оси диаграммы откладывалась скорость распространения продольных ультразвуковых волн (C в м/сек), по горизонтальной — выход летучих веществ на горючую массу ($V^Г$ в %) (фиг. 3). При рассмотрении полученной диаграммы можно отметить, что значения скорости ультразвука как параллельно, так и перпендикулярно слоистости образуют область, характеризующуюся некоторым разбросом значений скорости для углей одинаковой степени метаморфизма. Такой разброс объясняется явлением вторичных факторов, что рассмотрено ниже, в разделах 4, 5 и 6.

Величина разброса колеблется от 300 до 800 м/сек.

Области значений скорости ультразвука, направленной параллельно и перпендикулярно слоистости, имеют параболическую форму, напоминая асимметричную параболу с ветвями разной длины. Правые ветви парабол соответствуют углям начальных стадий метаморфизма (марки Д, Г и частично Ж), левые — высокометаморфизованным углям (марки А, Т, ОС, К и частично Ж). Значение скорости для разных участков генетического ряда приводится в таблице.

Анализ полученной зависимости между скоростью ультразвука и выходом летучих веществ позволяет отметить следующие ее особенности. 1) Минимум среднего значения скорости — 1290 м/сек для направлений, параллельных слоистости, и 1190 м/сек для направлений, перпендикулярных слоистости, соответствует выходу летучих веществ, рав-

Таблица

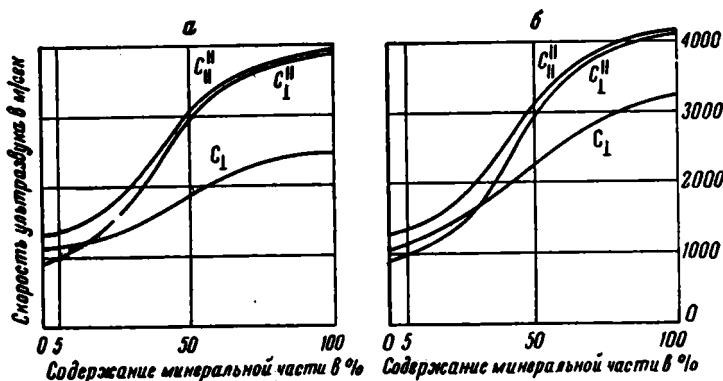
Марка угля	Выход летучих, %	Скорость		Коэффициент анизотропии ($C_{\parallel}/C_{\perp}$)	Марка угля	Выход летучих, %	Скорость		Коэффициент анизотропии ($C_{\parallel}/C_{\perp}$)
		$C_{\parallel}$, м/сек (параллельно слоистости)	$C_{\perp}$, м/сек (нормально к слоистости)				$C_{\parallel}$, м/сек (параллельно слоистости)	$C_{\perp}$, м/сек (нормально к слоистости)	
А	4,1	2860	1800	1,588	Ж	30,2	1290	1190	1,084
А	7,9	2300	2140	1,074	Ж	32,0	1430	1270	1,125
ОС	14,1	2090	1960	1,066	Г	40,3	1860	1240	1,500
ОС	15,3	1970	1860	1,058	Д	44,1	2160	1270	1,685
К	22,0	1523	1520	1,002					

ному 30%, и содержанию углерода около 88%, т. е. области углей марки Ж.

Заметим, что эта точка минимума значений скорости ультразвука является замечательной точкой в том отношении, что ее координаты оказались такими же и при последующих исследованиях свойств углей другими методами (11, 13—15). Большое количество советских и иностранных исследований отмечает эту точку при изучении адсорбционных, упругих и других свойств ископаемых углей (Ван-Кревелен и Шуер, 1960; Касаточкин, 1959; Niogns, 1955).

2) Правая ветвь параболы соответствует уменьшению скорости при метаморфизме от относительно высоких значений в длиннопламенных углях до более низких в газовых и жирных углях. Область справа от длиннопламенных углей соответствует, по-видимому, переходу к бурым углям².

3) Левая ветвь параболы соответствует увеличению значений скорости по мере возрастания степени метаморфизма в интервале выхода летучих от 30 до 4,5—5%.



Фиг. 4. Скорость ультразвука в углях и углистых породах (стадия коксовых) при различном соотношении органической и минеральной частей

а — уголь — аргиллит, б — уголь — песчаник

Рассмотренная зависимость может быть объяснена с точки зрения молекулярного строения ископаемых углей как результат внутримолекулярных перестроек, происходящих в ископаемом угле при метаморфизме.

Продолжая угольный ряд до графита, мы видим, что переходу угля в графит соответствует вторая точка перегиба скорости; в данном случае этот перегиб, соответствующий второй молекулярной перестройке, приводит к кристаллическому состоянию вещества угля.

4. Зависимость скорости ультразвука от количества минеральной части

Скорости ультразвука для прилегающих к пласту угля песчаных и глинистых пород оказались неодинаковыми.

В связи с этим для изучения зависимости скорости ультразвука от количества минеральной части в угле было взято два крайних ряда: уголь — углистый аргиллит — аргиллит и уголь — углистый песчаник — песчаник.

² Подробное изучение бурых углей этим методом еще не производилось.

Исследовались породы, включающие коксовые угли.

При измерении скорости ультразвука по трем основным направлениям в обоих рядах установлено, что она возрастает от угля к аргиллиту и песчанику (фиг. 4).

5. Влияние трещиноватости на скорость ультразвука

При исследовании влияния трещиноватости на скорость ультразвука учитывалось наличие в углях трещиноватости двух направлений — господствующего и минимального. Соответственно этому и измерения скорости ультразвука производились раздельно по каждому из упомянутых направлений.

Для исследований были выбраны как с наиболее развитой трещиноватостью — жирные, так и обладающие меньшей трещиноватостью угли длиннопламенные и антрациты. Естественно, что все эти измерения производились в плоскости, параллельной напластованию (фиг. 5).

В результате этого установлено, что наибольшее различие в скорости ультразвука между этими двумя направлениями, как и следовало ожидать, наблюдаются у жирных и коксовых углей, где разница между ними доходит до 400 м/сек, т. е. на 30% (1290 м/сек параллельно трещиноватости и 900 м/сек перпендикулярно ей); для газовых углей различие составляет около 19% (соответственно 1860 и 1500 м/сек) и почти столько же (17%) для антрацитов (2300 и 1900 м/сек) в направлении, перпендикулярном главной системе трещин, несколько меньше параллельно слоистости и главной трещиноватости и еще меньше — в направлении, перпендикулярном слоистости.

Повторяем, что исследования ч. полученные выше результаты относятся к коксовым углям. Подобный же характер зависимости выдерживается и в углях других стадий метаморфизма.

6. Скорость ультразвука во вмещающих породах

Вследствие высоких значений скорости и низкого поглощения ультразвуковых колебаний в породах измерения скорости ультразвука в них производились на образцах почти вдвое больших размеров. Полученные значения для песчаников и аргиллитов нанесены на диаграмму (фиг. 6). Известняки и конгломераты нами не исследовались.

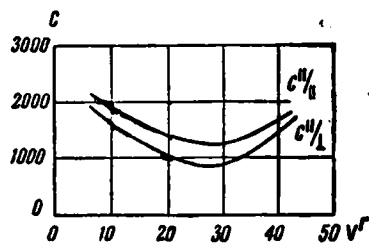
Поскольку вмещающие породы и каменные угли подвергались воздействию тех же факторов метаморфизма — температуры и давления, в качестве критерия изменений ультразвуковых свойств горных пород принята степень метаморфизма углей, которые залегают в этих породах.

Были исследованы вмещающие породы Донецкого бассейна в широком диапазоне метаморфизма углей (содержание углерода от 82 до 94%).

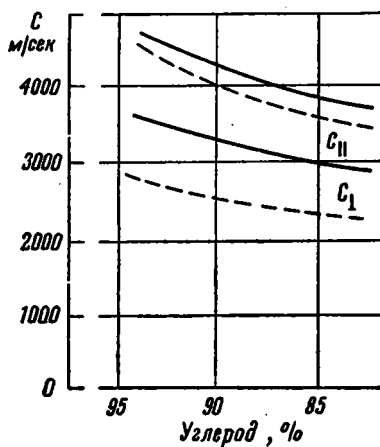
Скорость ультразвука в аргиллитах и алевролитах измерялась параллельно и перпендикулярно слоистости.

Из диаграммы видно, что скорость, параллельная слоистости, больше, чем перпендикулярная слоистости, как для аргиллитов, так и для песчаников. В целом устанавливается общее правило, отличающее горные породы от углей, состоящее в том, что с увеличением степени метаморфизма углей скорость ультразвука во вмещающих нормальных осадочных породах возрастает линейно.

В породах не наблюдается характерного для углей минимума, соответствующего жирным углям, при котором происходит их существенная внутримолекулярная перестройка. Иначе говоря, степень воздействия температуры и давления на вмещающие породы слабее, нежели на угли, и начало молекулярной перестройки горных пород тре-



Фиг. 5. Влияние трещиноватости на распространение ультразвука в углях по наслению $C_{||}$ — скорость, параллельная главной системе трещин; $C_{\perp}$ — скорость, перпендикулярная главной системе трещин



Фиг. 6. Скорость ультразвука в аргиллитах (пунктирная линия) и песчаниках (сплошная линия) на различных стадиях метаморфизма углей

бует более высоких термодинамических значений, чем для углей. Определение величины таких значений является задачей последующих исследований.

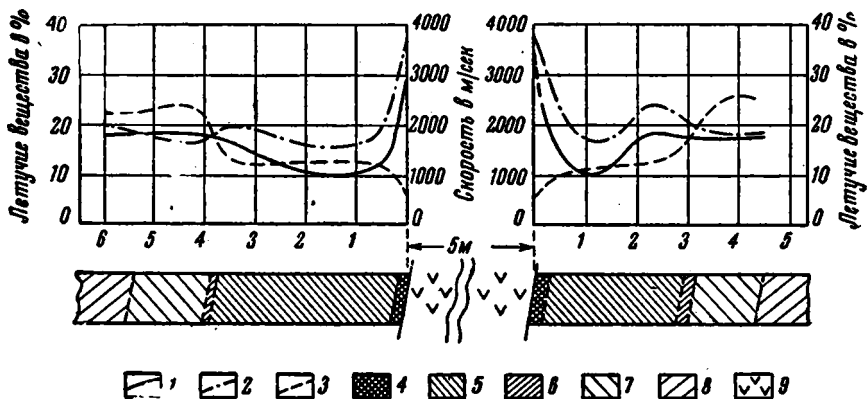
Как известно, изменение (литификация) песчаников приводит к их уплотнению, уменьшению пористости, увеличению поверхности соприкосновения отдельных зерен кварца и увеличению удельного веса. В аргиллитах уплотнение и увеличение удельного веса вызвано обезвоживанием глинистых минералов, их превращением в гидрослюда и в конце ряда метаморфизма (на стадии антрацита) в серицит и мусковит. Идущие параллельно, эти изменения вещества и структуры песчаников и аргиллитов сопровождаются упрочением их структуры, что и фиксируется в нашем методе исследований увеличением значений скорости ультразвука.

В переходных разностях пород — песчаных аргиллитах или песчаниках с содержанием глинистых минералов — величина скорости ультразвука будет иметь промежуточные значения; эти значения в общем могут быть получены способом интерполяции.

7. Скорость ультразвука в контактово-метаморфизованных углях

Исследования над изменением скорости ультразвука в углях, подвергшихся контактово-термальному метаморфизму, были произведены на образцах, специально отобранных на Норильском месторождении и описанных Ю. Р. Мазором (1958).

В рассматриваемом случае ширина полосы контактово-метаморфизованного угля приблизительно равна мощности дайки, т. е. 4,5—5 м (фиг. 7).



Фиг. 7. Зависимость скорости ультразвука в угле от расстояния до контакта с диабазовой дайкой

1 — скорость, перпендикулярная слоистости; 2 — скорость, параллельная слоистости; 3 — выход летучих веществ; 4 — приконтактная зона (зона графитизации), 5 — зона внутренней перестройки; 6 — зона разрушения первичной структуры; 7 — зона деструкции; 8 — неизменный уголь; 9 — диабаз

Уменьшение количества летучих веществ в этой полосе по мере приближения к телу диабазовой интрузии показано на фиг. 8, из которой видно, что изменение химического состава в ней (полосе) идет довольно плавно, с резким скачком лишь у самой интрузии.

Исследование упругих свойств этих же образцов угля раскрывает картину их изменения более детально по сравнению с химическим методом. Подробное описание результатов этих исследований изложено в специальной статье (Матвеев, Мартынов, Мазор, 1961), к которой мы и отсылаем интересующихся вопросами контактового метаморфизма; здесь же мы ограничимся лишь основными выводами, изложенными в ней.

Как видно из диаграммы, неизменный уголь обладает скоростью ультразвука 1700—2000 м/сек, и по мере приближения к контакту она медленно падает до 1000—1600 м/сек. По мере дальнейшего приближения к контакту скорости начинают сначала медленно, а затем быстро возрастать и уже в 10 см от контакта $C_{\perp}$ равна 2400, а $C_{\parallel}$ — 3100 м/сек³.

В угле, находящемся непосредственно на контакте с диабазом, для обоих направлений имеется лишь одна скорость — 2900 м/сек.

Сопоставляя скорости распространения упругих ультразвуковых волн в угле с изменением его химического состава по мере приближения к контакту с диабазом, можно

³ Диабаз обладает вблизи контакта с углем скоростью упругих волн 4100 м/сек, в центральных частях дайки 4300 м/сек.

выделить в исследованном интервале несколько зон, указывающих на изменение свойств угля, в том числе зону его деструкции, зону разрушения первичной структуры, зону предполагаемой внутренней перестройки и зону графитизации, в которых изменение свойств угля происходит под влиянием воздействия факторов термического характера; изменение же приконтактной зоны связано как с термическим воздействием со стороны интрузии, так и привнесом ее минеральных компонентов. Подробное изучение этих зон приводит к выводам, что при одинаковой степени метаморфизма углей (определяемом по их химическому составу) при региональном и контактовом метаморфизме эти угли должны отличаться по целому ряду своих свойств как физических, так и технологических.

По-видимому, при воздействии интрузивного тела на угли разных стадий метаморфизма будут образовываться и различные ряды контактово-метаморфизованных углей; минимум упругих свойств их будет находиться в точке, зависящей прежде всего от той степени метаморфизма, которой они достигли при региональном метаморфизме.

Подтверждение такого предположения даст возможность для угольных бассейнов с широко развитым контактовым метаморфизмом устанавливать первичную зональность, а тем самым и закономерности изменениям качества углей в таких бассейнах.

ЛИТЕРАТУРА

- Ван-Кревелен Д. В., Шуер Ж. Наука об угле (пер. с англ.). Госгортехиздат, 1960.
- Жасаточкин В. И. Некоторые общие вопросы физико-химии углеобразовательного процесса. В сб. «Генезис твердых горючих ископаемых». Изд. АН СССР, 1959.
- Мазор Ю. Р. О метаморфизме углей Норильского района. Геология и разведка, № 4, 1958.
- Мартынов Е. Г., Матвеев А. К. Акустическая анизотропия ископаемых углей на различных стадиях метаморфизма. В сб. «Применение ультразвука к исследованию вещества», вып. 10. Изд. МОИП, 1960.
- Матвеев А. К. Геологические факторы и вероятный механизм метаморфизма углей. Сов. геология, № 16, 1946.
- Матвеев А. К. Метаморфизм и внутреннее строение вещества ископаемых углей. Материалы Всес. н.-и. ин-та полезн. ископ., сб. 3, 1944.
- Матвеев А. К. Основные закономерности распространения углей в СССР и теоретические обоснования изменения их свойств. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, № 2, 1947.
- Матвеев А. К., Мартынов Е. Г. Зависимость скорости ультразвука в ископаемых углях от степени их метаморфизма. Докл. АН СССР, т. 122, № 3, 1958а.
- Матвеев А. К., Мартынов Е. Г. Скорость распространения продольных ультразвуковых волн в ископаемых углях. В сб. «Применение ультразвука к исследованию вещества», вып. 7. Изд. МОИП, 1958б.
- Матвеев А. К., Мартынов Е. Г., Мазор Ю. Р. Зональность контактового метаморфизма каменных углей. Докл. АН СССР, т. 137, № 6, 1961.
- Топорец С. А. О влиянии метаморфизма на электрические и упругие свойства ископаемых углей. Докл. АН СССР, т. 140, № 3, 1961.
- Хюккель В. Теоретические основы органической химии. М., 1938.
- Higgins F. J. Some mechanical properties of coal. Brit. Coal. Utilisation Res. Assoc. v. 19, No. 11, 1955.

Московский государственный
университет

Дата поступления
1.VI.1963

АБРАМ ВУЛЬФОВИЧ КОПЕЛИОВИЧ

(25/I-1911—4/II-1964)

4 февраля 1964 года скоропостижно скончался выдающийся советский литолог и петрограф, сотрудник Геологического института АН СССР Абрам Вульфович Копелиович.

Абрам Вульфович прошел большой трудовой путь. В 1933 г., после окончания Московского геологоразведочного института, он работал сначала в Институте минерального сырья, затем в системе Министерства цветной металлургии. Более 15 лет своей деятельности он отдал изучению месторождений различных полезных ископаемых Украины, Кавказа, Урала, Средней Азии и Восточной Сибири. Во время Великой Отечественной войны А. В. Копелиович был направлен в трест «Востсибцветметразведка» для изучения месторождений стратегического сырья, где работал сначала начальником партии, а затем старшим геологом и главным инженером.



Ученик В. Н. Лодочникова, он был великолепным минералогом и петрографом и большую практическую работу на месторождениях всегда сочетал с исследовательской. Примером этому может служить тонкое минералого-геохимическое изучение слюд, проведенное одновременно с поисками, разведкой и подсчетом запасов минерального сырья.

С 1949 по 1956 г. Абрам Вульфович работал в научно-исследовательских институтах нефтяной промышленности, где обрабатывал материалы глубоких опорных скважин Русской платформы. Большой опыт петрографического исследования магматических и метаморфических пород был использован им при изучении осадочных образований. Детальное исследование древних осадков платформы привело к крупным стратиграфическим открытиям — установлению кембрия в центральной части Русской платформы и выделе-

лению редкинского комплекса рифея. Обрабатывая материал по древним толщам, А. В. Копелиович обратил особое внимание на структурные и минеральные преобразования пород. Так было положено начало изучению процессов эпигенеза осадочных пород Русской платформы.

В 1956 г. Абрам Вульфович был приглашен в Геологический институт Академии наук СССР, где он получил возможность полностью развернуть свои творческие силы. Он стал одним из первых создателей нового направления в литологии — изучения процессов эпигенеза осадочных толщ и перехода последних в метаморфические образования.

Вклад, который был сделан А. В. Копелиовичем в этот раздел науки, трудно переоценить. Используя тонкий микроскопический анализ, блестящим мастером которого он был, А. В. Копелиович разработал основы исследования структур эпигенетически измененных пород и раскрыл динамику их формирования. Данная им классификация уже сейчас стала классической, получив широкое распространение и признание.

А. В. Копелиовичем разработан новый подход к изучению истории вторичного преобразования пород. Основой метода А. В. Копелиовича является выяснение последовательности образования аутигенных минералов, выделение их парагенезов и филопарагенезов, на базе которых устанавливаются возрастные связи между структурным преобразованием пород и эпигенетическим минералогенезом.

Глубоко исторический подход А. В. Копелиовича позволяет рассматривать осадочные породы как своеобразные летописи, где, говоря его же словами, «...зафиксирована геологическая история данной территории, которая может быть прочитана при целеустремленном их изучении».

Новая страница в литологии открыта А. В. Копелиовичем в использовании и применении ряда новейших достижений физической химии и физики твердого тела к объ-

яснению процессов эпигенеза. По-новому показана роль подземных вод в эпигенезе. Установлено, что процессы эпигенетического преобразования пород осуществляются не столько под действием активного перемещения водных масс, сколько в результате диффузии вещества в воде и самодиффузии воды. Исключительное значение имеет разработка представлений о структурном давлении водных растворов электролитов. На основе этой теории объяснено очень широко распространенное в эпигенезе и ранее непонятное явление легкой растворимости на небольших глубинах карбонатных и сульфатных минералов и их большая устойчивость в глубинных зонах. На основе теории структурного давления электролитов новое освещение получает гидрохимическая зональность подземных вод.

А. В. Копелиовичем открыта ведущая закономерность направленности эпигенетического метасоматоза. Он показал, что при сжатии кристаллических решеток минералов под давлением удаляются ионы с большими радиусами, изовалентно или гетеровалентно замещаясь ионами с меньшими радиусами. Впервые открытое им в осадочных породах массовое явление альбитизации не только кальцево-натриевых, но и натриевых плагиоклазов, некоторые преобразования слюдистых минералов, доломитизация и другие эмпирически установленные процессы метасоматоза могли быть правильно объяснены только с позиций теории, созданной А. В. Копелиовичем.

Внезапная смерть бессмысленно оборвала жизнь Абрама Вульфовича, полную яркого и талантливого научного творчества.

Незадолго перед смертью он закончил книгу «Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья», в которую вошли методические разработки и основные положения созданной им теории. Нет сомнения, что эта книга делается руководством, которое определит дальнейшее развитие науки о стадийных изменениях осадочных пород.

Человек огромных знаний, ясного ума и большого личного обаяния, он имел множество друзей, учеников и последователей. Трудно было бы сосчитать людей, с которыми он вместе решал какую-нибудь сложную задачу микроскопического исследования, помогал советом, делился мыслями, вдохновлял идеями.

Есть ученые, которые своими работами не только разрешают те или иные проблемы, познают и объясняют новые явления, но чьи мысли и идеи, как прожектор, бросают вперед сноп света, далеко освещающий и показывающий дорогу. К таким ученым относился Абрам Вульфович Копелиович. И в будущем, еще долгие годы, его ученики и последователи будут идти по этой дорожке, освещенной богатством его идей.

Геологический институт АН СССР,
Комиссия по осадочным породам
при ОНЗ АН СССР,
Редколлегия журнала
«Литология и полезные ископаемые»

СПИСОК НАУЧНЫХ РАБОТ А. В. КОПЕЛИОВИЧА

1. Оби-Сорбухское полиметаллическое месторождение (петрография и рудоносность). Тр. Таджико-Памирской экспедиции. Изв. АН СССР, 1935. (Совместно с А. И. Сулоевым и А. Л. Пономаревым).
2. Такобское месторождение плавикового шпата. Тр. Таджико-Памирской экспедиции. Изд. АН СССР, 1936. (Совместно с С. З. Шифриным, Р. В. Гецевой, А. Гуляевой и М. А. Эйгельс).
3. Ценское арсенопиритовое месторождение в Верхней Сванетии. Минеральное сырье, № 2, 1937. (Совместно с А. Д. Ершовым).
4. Геология и рудные проявления верховьев реки Цхенис-Цхали. Госгеолиздат, 1941. (Совместно с А. Д. Ершовым).
5. Минералого-геохимическая характеристика включений в мусковитах месторождений СССР. Сб. «Пегматиты СССР». Изд. АН СССР, 1941.
6. Нижнекембрийские и силурийские (?) отложения в центральной части Московской синеклизы. Докл. АН СССР, т. 21, № 6, 1950.
7. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. Сб. «К геологии центральных областей Русской платформы». Тр. Всес. научно-исслед. ин-та газов. пром-сти, Госгеолиздат, 1951.
8. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 28, № 5, 1951.
9. Древнейшие отложения осадочного покрова Подмосковья. Сб. «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та газов. пром-сти. Гостоптехиздат, 1953.
10. Геологическая документация горноразведочных выработок и буровых скважин. В кн. «К методике геологической съемки при поисках и разведке полезных ископаемых». Госгеолиздат, 1955.

11. О Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955. (Совместно с И. Ю. Лапкиным и Л. С. Темным).
12. Пермские отложения Астрахани. Докл. АН СССР, т. 106, № 2, 1956. (Совместно с Я. С. Эвентовым).
13. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 119, № 2, 1958.
14. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1958.
15. Процессы растворения и минерализации в последней стадии эпигенеза. Реферат доклада. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1958.
16. О количестве перемещенного вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. Реферат доклада. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 2, 1959.
17. Свинцово-цинковая минерализация в древних толщах юго-запада Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.
18. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1960.
19. О структурах растворения в строматолитах. Докл. АН СССР, т. 135, № 3, 1960. (Совместно с И. Н. Крыловым).
20. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы. Международный конгресс по седиментологии. Доклады советских геологов, 1960.
21. Новые данные о кристаллическом фундаменте северо-восточного Подмосковья. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961. (Совместно с И. Г. Лоджевским и С. В. Тихомировым).
22. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961. (Совместно с А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым).
23. Эпигенетическая альбитизация плагисклазов в песчаниках древних толщ Приднестровья. Реферат доклада. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, вып. 3, 1961.
24. О структурном давлении водных растворов электролитов. Ж. структ. химии, т. 2, № 3, 1961.
25. Явления эпигенетической альбитизации в песчаниках древних толщ Приднестровья. Сборник памяти Н. В. Фроловой. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
26. О вторичных изменениях и минеральных новообразованиях в породах семилукского горизонта района Арчединско-Донских поднятий. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8, 1962. (Совместно с П. А. Меняйленко).
27. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963. (Совместно с И. М. Симановичем).
28. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья. Тр. I рабочего совещания по литологии докембрийских метаморфических толщ. В печати. (Совместно с И. М. Симановичем).
29. Стадии и этапы преобразования иотнийских пород. Реферат доклада. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. В печати. (Совместно с И. М. Симановичем).
30. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья. Монография. В печати.

ИНСТРУКЦИЯ ПО СОСТАВЛЕНИЮ РЕФЕРАТОВ ДЛЯ АВТОРОВ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ И ПЕРИОДИЧЕСКИХ ИЗДАНИЙ

Постановлением Совета Министров № 418 от 18 V 1959 г. и последующим решением Государственного комитета Совета Министров СССР по координации научно-исследовательских работ и Президиума АН СССР редакции научно-технических журналов обязаны представлять в ВИНТИ рефераты публикуемых материалов. В настоящей инструкции сформулированы требования по содержанию и оформлению рефератов, которыми и следует руководствоваться.

ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К РЕФЕРАТУ, И ОБЯЗАННОСТИ РЕФЕРЕНТА

1. В реферате кратко излагается основное содержание статьи. Реферат должен дать читателю представление о характере освещаемой работы, в чем заключается оригинальность постановки вопроса, о методике проведения исследований и их результатах, а в случае необходимости также о времени проведения исследований.

2. Реферату должно предшествовать библиографическое описание в следующем виде: название статьи, фамилия и инициалы автора, название журнала. Текст реферата начинается непосредственно с изложения существа работы без повторения заголовка. Форма изложения материала в реферате не обязательно должна повторять форму изложения оригинальной статьи.

3. Если оригинал содержит большое количество цифровых данных, в реферате их следует обобщить и систематизировать.

4. Средний объем реферата 1,5—2 страницы машинописного текста, отпечатанного через два интервала на белой бумаге обычного формата (30×21) в двух экземплярах с полем в 4 см с левой стороны.

5. Таблицы, схемы, графики и т. д. могут быть включены в реферат в том случае, если они отражают основное содержание работы или сокращают текст реферата. Сообщение о наличии в реферируемой работе таблиц, схем, графиков, фотографий, карт, рисунков необходимо давать в конце реферата, например: (илл. 10).

6. Формулы приводятся в реферате только в том случае, если они необходимы для понимания реферата. Громоздкие математические выражения в реферат помещать не следует. Формулы следует вписывать четко, не изменяя принятых в оригинале обозначений величин. Формулы и буквенные обозначения вписываются чернилами во второй экземпляр. Вписывание формул и буквенных обозначений, а также исправление замеченных опечаток в первом экземпляре не делается.

7. Векторы подчеркиваются синим карандашом, буквы греческого алфавита — красным, готические — зеленым. Если в формуле строчные и прописные буквы различаются лишь размерами, прописные буквы подчеркиваются двумя чертами снизу (C, O).

а строчные — сверху (c, o). Ноль не подчеркивается (0).

8. В конце реферата в квадратных скобках указывается название учреждения или предприятия, в котором провел работу автор реферируемой работы (если эти данные есть в статье). Подпись автора и дату написания реферата следует ставить в левом нижнем углу на обоих экземплярах реферата.

Научно-методический отдел ВИНТИ

ОТ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУКИ О ЗЕМЛЕ АН СССР

Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле сообщает, что II Совещание по физическим методам исследования минералов осадочных пород переносится с апреля 1964 г. на 17—20 ноября 1964 г.

Всем организациям, выразившим свое согласие на участие в Совещании, программа и приглашения будут высланы в октябре 1964 г.

ЧИТАЙТЕ «НОВЫЕ КНИГИ ЗА РУБЕЖОМ»

СЕРИЯ А — математика, механика, астрономия, геофизика, физика, химия, геология, физическая география

СЕРИЯ Б — техника

Если Вы хотите быть в курсе научных исследований, проводимых за рубежом в интересующей Вас области, а также следить за новейшей иностранной литературой по этой тематике, читайте ежемесячный критико-библиографический журнал «НОВЫЕ КНИГИ ЗА РУБЕЖОМ».

Это — единственное в СССР издание, специально предназначенное для публикации развернутых рецензий видных советских специалистов на новые иностранные книги, в частности по геологии и горному делу.

Редакция журнала получает для рецензирования книги непосредственно от зарубежных издательств. С этими книгами специалисты могут ознакомиться в редакции, либо получить их для работы во временное пользование.

Раздел журнала «В ЗАРУБЕЖНЫХ ИЗДАТЕЛЬСТВАХ» дает регулярную информацию о книгах, выпущенных или готовящихся к изданию в крупнейших издательствах как социалистических, так и капиталистических стран, и позволяет своевременно заказать нужную книгу в магазинах и библиотеках или выписать ее из-за рубежа.

Журнал публикует списки иностранных книг, поступивших в крупнейшие библиотеки СССР, а также сообщения о книгах, выпущенных в русском переводе.

Журнал «НОВЫЕ КНИГИ ЗА РУБЕЖОМ» рассылается только по подписке. Подписка принимается без ограничений с любого месяца в городских и районных отделах «Союзпечати», в почтовых отделениях и через уполномоченных на предприятиях.

Подписная плата

Серия	На год	На 6 мес.	На 3 мес.	Индекс по каталогу
А	7 р. 56 к.	3 р. 78 к.	1 р. 89 к.	70631
Б	9 р. 24 к.	4 р. 62 к.	2 р. 56 к.	70632

**ПОДПИСЫВАЙТЕСЬ НА ЖУРНАЛ
«НОВЫЕ КНИГИ ЗА РУБЕЖОМ», СЕРИИ А и Б**