

Литология
и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

1965

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

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

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, В-17, Пыжовский пер., 7, ГИИ АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 1, 1965 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Г. С. Дзоценидзе. О генезисе Чиатурского месторождения марганца | 3 |
| Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг. К вопросу о генетическом типе Чиатурского месторождения | 18 |
| М. В. Пастухова. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузтагской соленосной толщи | 31 |
| И. В. Хворова, Т. Г. Елисеева. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты | 53 |
| А. Н. Спицын. К познанию процессов изменения некоторых терригенных зерен при выветривании и переносе | 70 |
| Б. Ф. Горбачев. Некоторые особенности карстовых бокситов Нижнесергинского района на Урале | 83 |
| В. Д. Шутов. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород (по работам американских и русских литологов за последние двадцать лет) | 95 |
| А. И. Отрешко. Вопросы неотектоники и рудообразования в Поволжье, Западном Приуралье и Прикаспии | 113 |

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

| | |
|--|-----|
| В. В. Могаровский. О второй находке эпигенетического глауконита в ассоциации с целестином | 118 |
| И. М. Беспалов, Ф. А. Гордон-Яновский. О первичных источниках меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донецкого бассейна | 120 |
| С. С. Чекин. Минералогия шамозит-каолининовых оолитов из нижнеюрских аргиллитов Бельского месторождения (Иркутская область) | 122 |
| Б. С. Лунев. Дифференциация аллювиальных песков СССР по химическому составу | 127 |

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

| | |
|---|-----|
| Н. П. Юшкин. О книге М. В. Иванова «Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы» | 134 |
|---|-----|

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1965
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| G. S. Dzutzenidze. To the genesis of Chiatura manganese deposits | 3 |
| N. M. Strakhov, L. E. Sterenberg. To the genetic type of Chiatura manganese deposits | 18 |
| M. V. Pastukhova. Authigenous minerals in chemogene-terrigenous rocks of Tuztag salt-bearing strata | 31 |
| I. V. Khvorova, T. G. Eliseeva. Volcanic clastic (psammitic) rocks of Ulutausk suite | 53 |
| A. N. Spitzin. To our knowledge of alteration processes of certain terrigenous grains during weathering and transport | 70 |
| B. F. Gorbachev. Certain specific features of karst bauxites in Nizhneserginsk region of the Ural | 83 |
| V. D. Shutov. Review and analysis of mineralogical classifications for arenaceous rocks (by the papers of American and Russian lithologists for the past twenty years) | 95 |
| A. I. Otrushko. Problems of neotectonics and ore formation in the Volga region, Western Ural region and Caspian | 113 |

SHORT NOTES

| | |
|---|-----|
| V. V. Mogafovsky. On a second find of epigenetic glauconite in association with celestine | 118 |
| I. M. Bepalov, F. A. Gordon-Yanovsky. On primary sources of copper, lead and zinc in Lower Permian deposits of Donetz Basin | 120 |
| S. S. Chekin. Mineralogy of chamosite-kaolinitic oolites from Lower Jurassic argillites of Belsk deposits (Irkutsk region) | 122 |
| B. S. Lunev. Differentiation of alluvial sands in the USSR by their chemical composition | 127 |

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

| | |
|--|-----|
| N. P. Yushkin. On M. V. Ivanov's book: «Role of microbiological processes in the genesis of native sulphur deposits» | 134 |
|--|-----|

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-01851 Подписано к печати 27/1—1965 г. Тираж 1225 экз. Зак. 5472.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 11,9+1 вкл. Бум. л. 4¹/₄. Уч.-изд. листов 12,6.

УДК 553.32 (479.22)

О ГЕНЕЗИСЕ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

Чиатурское и ряд других марганцевых месторождений Грузии, ранее считавшихся типично осадочными, следует относить к эффузивно-осадочным. Их образование связано с гидротермами раннесолигоценового возраста, возникшими в затухающую фазу верхнеэоценового вулканизма.

В настоящее время во многих частях света известны месторождения марганца, приуроченные к вулканогенным толщам, генетическая связь которых с эффузивным вулканизмом мало у кого вызывает сомнение. Из зарубежных месторождений такого типа в первую очередь следует назвать залежи марганца п-ова Олимпия, штата Вашингтон (США), которые детально охарактеризованы Ч. Ф. Парком (Park, 1946). Много месторождений этого типа хорошо представлено в Калифорнии, вследствие чего аналогичные месторождения марганца в Новой Зеландии, Японии, Новой Каледонии и п-ова Олимпия Е. А. Соколова (1963) объединяет под названием калифорнийского типа, для которого характерна приуроченность к геосинклинальным спилито-порфиритовым формациям.

К основному геосинклинальному вулканизму офиолитовой зоны Западных Альп приурочены марганцевые месторождения Швейцарии и Италии. По мнению И. Костова, марганцевые месторождения в верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще Среднегорской области являются типичными вулканогенно-осадочными образованиями, связанными с подводным вулканизмом. Того же мнения придерживаются В. И. Петрашек (Petrashek, 1942) и Циссарц (1958).

По мнению Ч. Ф. Парка, многочисленные мелкие марганцевые месторождения о. Куба, приуроченные к мощной вулканогенной серии основного состава, содержащей прослой известковых туфов и известняков, также образовались в результате подводного вулканизма.

Е. Раген считает, что вулканогенно-осадочный тип марганцевых месторождений, возможно, имеет гораздо большее значение, чем кажется, так как вулканогенные подводные привносы могли произойти довольно далеко от месторождения и фиксирование марганца происходило в лагунах или бассейнах, где строго вулканические проявления отсутствуют.

В СССР также довольно часто встречаются марганцевые месторождения вулканогенно-осадочного типа. В первую очередь следует назвать изученные Н. П. Херасковым (1951) месторождения марганца Башкирской АССР, распространенные вдоль зеленокаменной полосы Восточного склона Урала и подчиненные мощной вулканогенной толще верхнесилурийского и девонского возраста. Н. П. Херасков доказывает, что первичным источником марганца, а также железа и кремнезема этих месторождений являются водные или газовые выделения (фумаролы в широком смысле слова).

Аналогичный генезис, по мнению Н. А. Штрейса (1938), имеют проявления железа и марганца в нижнекарбонových отложениях Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.

Марганцевые месторождения вулканогенно-осадочного генезиса известны и в Грузии в разновозрастных отложениях. Из них в первую очередь следует отметить залежи марганца в мелу и палеогене. Из меловых месторождений наиболее интересные находятся в Тетрицкаройском районе. Здесь развиты меловые отложения, представленные чередованием альбитофировых и дацитовых туфов и туфобрекчий, реже покровов с известняками, нижняя часть которых относится к сеноману. Выше по разрезу она переходит в вулканогенную толщу без известняковых прослоев.

Марганцевое месторождение окрестностей с. Самшвилдо, по данным Г. А. Авалиани (1958), в виде небольших линз, железо-марганцевых гнезд диаметром 10—50 см, а иногда неправильных прожилков приурочено к туфам и туфогенным песчанистым известнякам. Из разновидностей руд внимания заслуживают черная марганцевая (местами с примесью железа), красная железная (местами марганцовистая) и ороговикованная железная и железо-марганцевая. Рудные минералы представлены пиролюзитом, псиломеланом, браунитом, манганитом, гематитом, гидрогетитом. Максимальное содержание марганца достигает 37%, железа 20%. О масштабе оруденения дает представление следующая цифра: запасы месторождения составляют несколько десятков тысяч тонн со средним содержанием марганца 12% и железа 15%.

Аналогичные Самшвилдскому месторождения находятся недалеко от него, в окрестностях селений Вархуна и Самгрети того же района. Важно отметить, что эти марганцевые месторождения находятся в той же области и приурочены к тому же горизонту вулканогенного мела, в котором залегает гематитовое месторождение вулканогенно-осадочного генезиса. Но, если в марганцевых рудах вместе с марганцем встречается значительное количество железа в виде гематита, то в железных рудах марганец присутствует в малых количествах.

В Тетрицкаройском районе марганец встречается также и в отложениях палеогена, который представлен нижним флишевым горизонтом (200 м), дацитовыми туфами (около 200 м) и верхним флишевым горизонтом (около 600 м). Первые два относятся к палеоцену, третий — к нижнему эоцену; выше он постепенно переходит в мощную вулканогенную толщу среднего эоцена.

Залежи марганца приурочены к верхней части нижнего флишевого горизонта, залегают большей частью в виде нормальных слоев, а иногда оруденелых в разной степени туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, микроконгломератов. Такого типа оруденения встречаются в окрестностях селений Чхиквта, Самеба, Богви, Алгети и Тетрицкаро. В последнем, в отличие от других, оруденение представлено плотным туфом, содержащим мелкие гнездообразные и прожилкообразные рудные тела, состоящие из псиломелана и пиролюзита. В Алгетском месторождении марганец приурочен к оруденелым роговикам, залегающим согласно с вмещающей толщей.

Среднее содержание марганца в палеоценовых рудах Тетрицкаройского района колеблется (для разных м-ний) от 4 до 23%, при максимальном содержании до 40%. В некоторых пробах из месторождения Самеба содержание железа достигает 18—20%.

Аналогичный состав имеют пробы из месторождений сел. Богна, где вместе с марганцем присутствует и железо (от 8 до 47%), и

сел. Ваке; это показывает, что залежи приурочены непосредственно к вулканогенным породам. Залежи, находящиеся среди осадочных пород — мергелей и глин — обычно содержат незначительное количество железа; так, например, в месторождении Агбулах марганца содержится 15—44%, а железа лишь 1—5%.

По всем данным видно, что палеоценовые месторождения Тетрицкаройского района образовались под действием поствулканических агентов, так же как и месторождения меловые. Характерно, что и вулканизм этих двух эпох в данном районе одинаков по составу его продуктов: и в мелу, и в палеоцене преобладает андезито-дацитовый комплекс лав и пирокластолитов. Поэтому нельзя согласиться с И. М. Варенцовым (1962), который эти месторождения выделяет как тип марганцевоносной флишевой формации. Ведь не случайно, что другого примера он и не может привести. Дело в том, что палеоценовый «флиш» — это условное название, он ни по мощности (около 1000 м), ни по положению (на Артвино-Сомхитской глыбе, а не в геосинклинали) не является флишем. А если учесть, что марганцевое оруденение появляется лишь в связи с палеоценовым кислым вулканизмом, то станет ясно, что никакого флишевого типа здесь не существует. Да и вообще условия накопления флиша исключают возможность образования в нем осадочных месторождений полезных ископаемых. Они могут появиться лишь в связи с вулканизмом и в таком случае должны быть отнесены к вулканогенно-осадочным, а не к флишевым формациям.

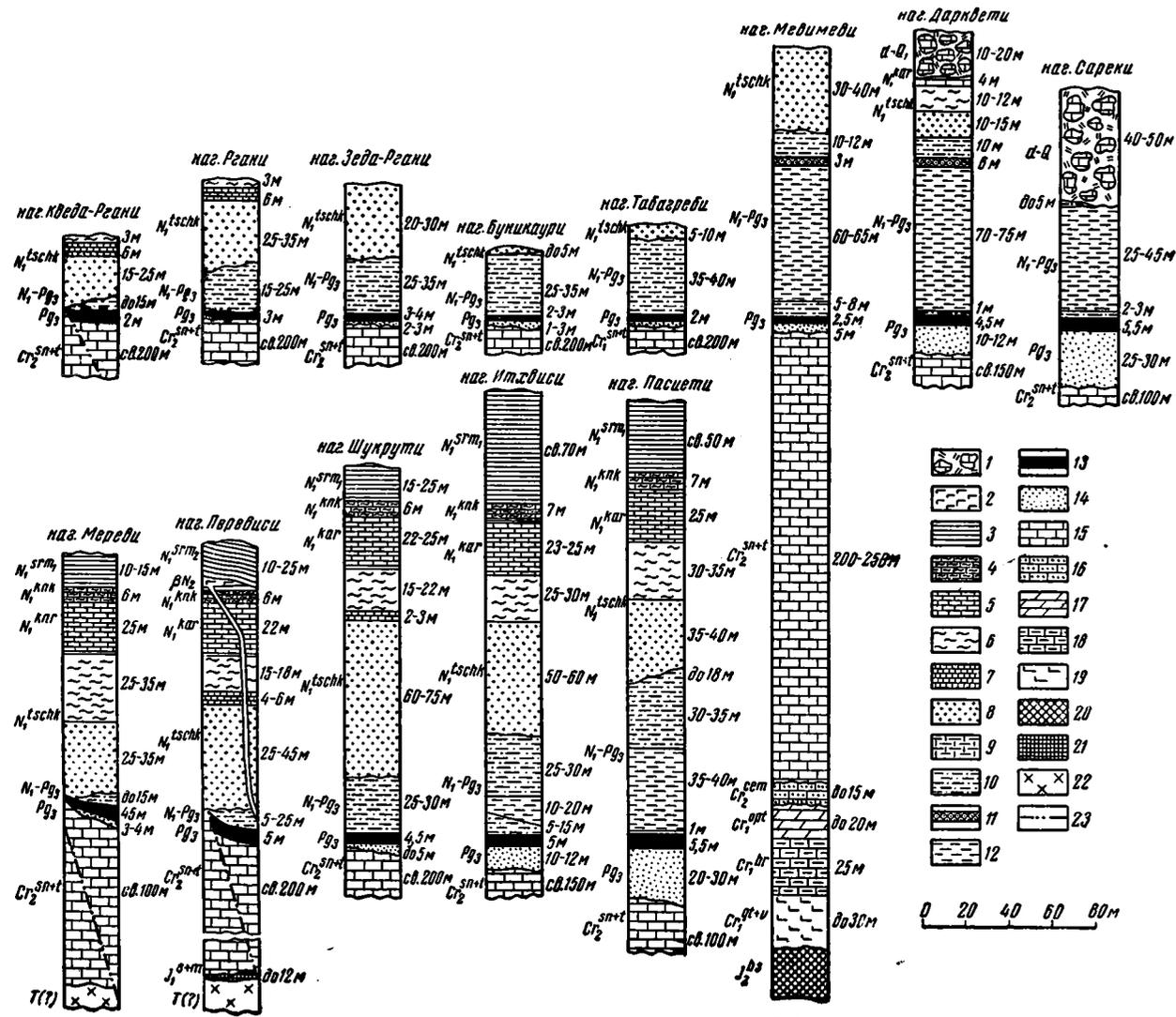
Как меловые, так и палеоценовые месторождения марганца Тетрицкаройского района находятся в зоне Сомхитской глыбы, к югу от Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Гораздо менее ценными, но интересными в генетическом отношении являются марганцевые проявления на Грузинской глыбе, приуроченные к туронской вулканогенной толще полосы Кутаиси — Цхакая. Эта толща (свита мтавари) слагается анальцимовыми оливиновыми базальтами, пикрит-базальтами, трахибазальтами и феолитами (встречены лишь в одном месте) и переслаивается с туфами, туфобрекчиями и зернистыми мшанковыми и водорослевыми известняками. Марганец образует тонкие пропластки, линзообразные скопления в туфах и туфопесчаниках, а иногда мелкие прожилки в базальтовом покрове. Естественно, возникает вопрос о генетической связи этих проявлений с туронским вулканизмом; но ввиду их недостаточной изученности пока от окончательных выводов следует воздержаться. Это тем более необходимо, что нами установлено интенсивное субаэральное выветривание оливиновых базальтов этой толщи на вулканических островах Туронского моря. Не исключено, что выветривание и поставляло Mn.

Теперь вкратце рассмотрим вопрос об условиях образования Чиатурского месторождения марганца, считающегося классическим осадочным месторождением.

А. Г. Бетехтин (1946, 1964) первый детально изучил геологию, минералогию и условия генезиса Чиатурского марганцевого месторождения. Позже эту работу продолжил его ученик Г. А. Авалиани (1958). Приводим краткую характеристику Чиатурского месторождения по данным названных авторов.

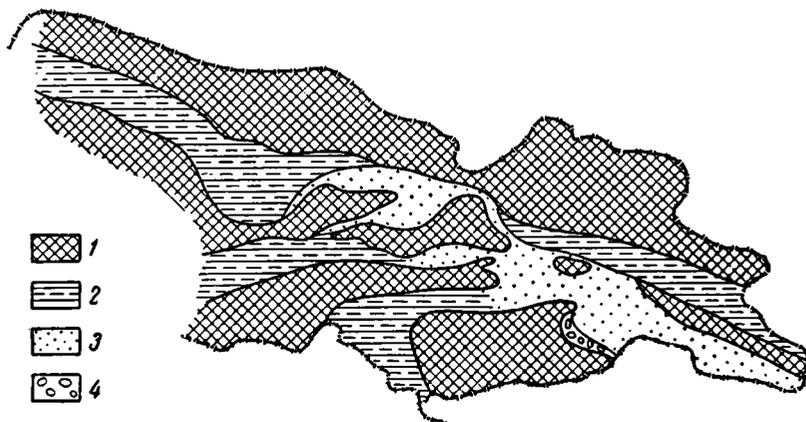
Чиатурское марганцевое месторождение расположено в пределах Грузинской глыбы, на ее приподнятой части — Дзирульском массиве, и приурочено к нижней части олигоценых отложений. Последние располагаются почти на горизонтально залегающих известняках ту-



Фиг. 1. Стратиграфические колонки нагорий Чиатурского месторождения марганца (Г. А. Авалиани, 1958)

1 — обвално-делювиальная масса; 2 — базальты; 3 — песчаные глины, мергели и оолитовые известняки; 4 — глины, мергели и оолитовые известняки; 5 — оолитовые и песчаные известняки, песчаные глины, ракушечники; 6 — пестроцветные глины и известняки с фауной; 7 — кварцевые пески и песчанники; 8 — сланцеватые глины; 9 — сланцеватые глины и спонголитовые песчанники; 10 — верхний марганцевосносный горизонт; 11 — глины майкопской фации; 12 — главный (нижний) марганцевосносный горизонт; 13 — кварцевые пески и песчанники; 14 — подрудные кварцевые пески и песчанники; 15 — известняки; 16 — глауконитовые песчанники и известняки; 17 — мергели; 18 — известняки урсонской фации; 19 — песчаные известняки и кварцево-аркозовые песчанники; 20 — песчанники и сланцеватые глины; 21 — мраморизованные известняки и песчанники; 22 — кварцевые порфиры, туфы, туфобрекнии; 23 — сброс

рон-сенонского возраста. Хотя разрез олигоцена в пределах месторождения более или менее одинаков, все-таки заметно изменение мощностей некоторых горизонтов или их полное выклинивание в определенном направлении. На приводимых разрезах (фиг. 1), взятых из работы Г. А. Авалиани (1958) для отдельных нагорий Чиатурского месторождения, видно, что олигоцен начинается так называемыми подрудными кварцевыми песками и песчаниками, мощность которых изменяется



Фиг. 2. Фации и палеогеография нижнего олигоцена Грузии
(по А. Г. Лалиеву)

1 — суша; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — конгломераты

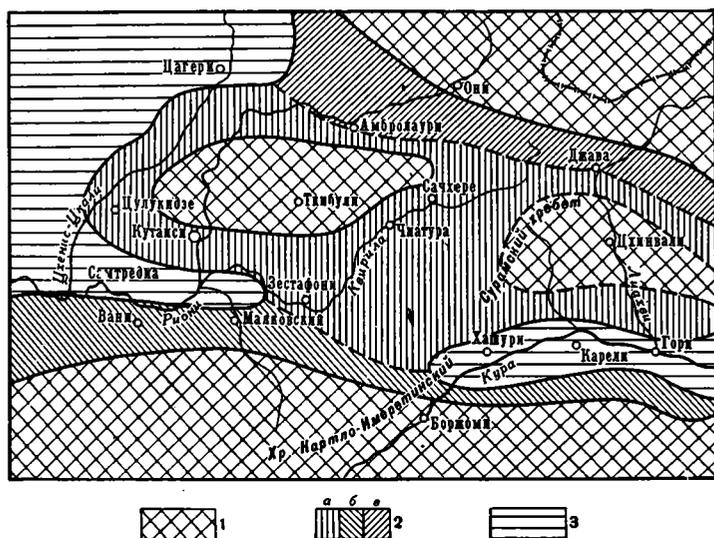
с востока от 25—30 м (нагорья Сареки и Пасиети) на запад, до полного выклинивания, вследствие чего рудный пласт непосредственно залегает на известняках верхнего мела (нагорья Перевиси и Ргани). В этом же направлении как будто заметно уменьшение и мощности рудного горизонта: например, на нагорье Мереви рудный пласт к югу заметно уменьшается по мощности; но это выражено не так ясно, как уменьшение мощности марганцевого горизонта с южных нагорий (Пасиети, Итхвиси, Шукрути, Перевиси) к нагорьям Дарквети, Мгвимеви, Табагреби, Буникаури, Ргани.

Рудный горизонт перекрывается глинистыми и спонголитовыми песчаниками, которые к востоку частично замещаются глинами майкопской фации. Мощность этого надрудного горизонта закономерно уменьшается также с востока на запад. Так, например, если на нагорье Дарквети мощность майкопских глин (70—75 м) и спонголитовых песчаников (около 15 м) вместе составляет около 90 м, на Мгвимеви она доходит до 80, на Табагреби до 40, на Буникаури до 30, на Кведа Ргани до 15 м, а дальше они почти полностью выклиниваются. Такая же картина наблюдается и на южных нагорьях (Пасиети 80, Итхвиси 40—50, Шукрути 30, Перевиси 5—25 и Мереви от 0 до 15 м).

Как показывают приведенные данные, фации спонголитовых песчаников постепенно замещаются фацией майкопских глин, а окисные марганцевые руды — карбонатными рудами.

А. Г. Лалиев, в течение многих лет изучавший олигоценные отложения Грузии, считает, что Чиатурский бассейн с севера и с юга ограничивался сушами, между которыми находился узкий пролив олигоценного моря, и частью этого пролива является Чиатурский марганцевоносный бассейн. На фиг. 2 дана палеогеографическая схема олигоцена Грузии по А. Г. Лалиеву (1964).

А. Г. Бетехтин (1964) также считал, что к югу от Чиатурского месторождения существовала суша, сложенная гранитоидами типа Дзирульского массива и выветривание этой суши поставляло материал для образования Чиатурского марганцевого месторождения. По его расчетам, для этого было необходимо, чтобы гранитоиды Дзирульского массива со средним содержанием $MnO = 0,04\%$ размылись на площади в 1600 км^2 до глубины 200 м.



Фиг. 3. Схема распределения суши и моря в раннем олигоцене (по Р. Д. Леквиадзе и В. Я. Эдилашвили)

1 — суша; 2 — неглубокое море, местами благоприятное для интенсивного марганцenaкопления в пределах: а) Грузинской глыбы, б) Аджаро-Триалетской складчатой системы, в) южного склона Большого Кавказа; 3 — центральная часть морского бассейна, неблагоприятная для интенсивного марганцenaкопления

Эти расчеты являются необоснованными и вызывают много возражений. Во-первых, площадь Дзирульской суши явно преувеличена. Дело в том, что в олигоценовое время большая часть Дзирульского массива была покрыта или меловыми отложениями, или олигоценовым морем и обнаженная его часть едва ли составляла половину той площади, которая указана в расчете А. Г. Бетехтина. Во-вторых, по данным В. Я. Эдилашвили и Р. Д. Леквиадзе (1961), к югу от Дзирульского массива в олигоцене не существовало суши (фиг. 3). В-третьих, в гранитоидах Дзирульского массива содержание MnO колеблется от 0,01 до 0,06%, чаще оставаясь в пределах 0,02—0,03%, а содержание Mn еще меньше. Непонятно, почему эти наиболее бедные марганцем породы могли быть источником образования марганцевого месторождения, в то время как другие магматические формации (например, среднеюрская вулканогенная толща), хотя и выветривались интенсивно, но нигде продукты их переотложения не образовали залежей марганца, несмотря на то, что содержание MnO в них 0,2—0,5%. Но самое главное возражение заключается в том, что трудно понять, какие это особые процессы выветривания привели к интенсивному химическому разложению гранитоидов в нижнеолигоценовое время, обусловившему полный вынос всего марганца, и при этом не образовались никакие другие продукты химического разложения — ни каолиниты, ни желез-

ные руды. Вместе с тем ясно видно, что Дзирульский массив и главным образом покрывающие его осадки в олигоцене подвергаются интенсивному механическому выветриванию, в результате чего образуются подрудные кварцевые пески, песчаники и конгломераты, рудовмещающие кварцевые пески, а позже надрудные кварцевые пески нижнемиоценового возраста. Такие пески не могут образоваться из гранитоидов при первом цикле эрозии, когда расстояние переноса очень незначительно. Они по всей вероятности образовались не за счет гранитоидов, а за счет покрывающих их лейасовых и может быть нижнемеловых кварцево-аркозовых песчаников. Но главное не в этом. Как представить при таком исключительно интенсивном механическом разрушении суши, указывающем на ее достаточно приподнятое положение, такое глубокое разложение мощного слоя гранитоидов (не 200 м, как считает А. Г. Бетехтин, а не менее 400 м, согласно приведенным выше нами данным).

Нам кажется, на эти возражения трудно дать убедительные ответы. Поэтому для объяснения образования Чиатурского месторождения надо искать другой источник марганца.

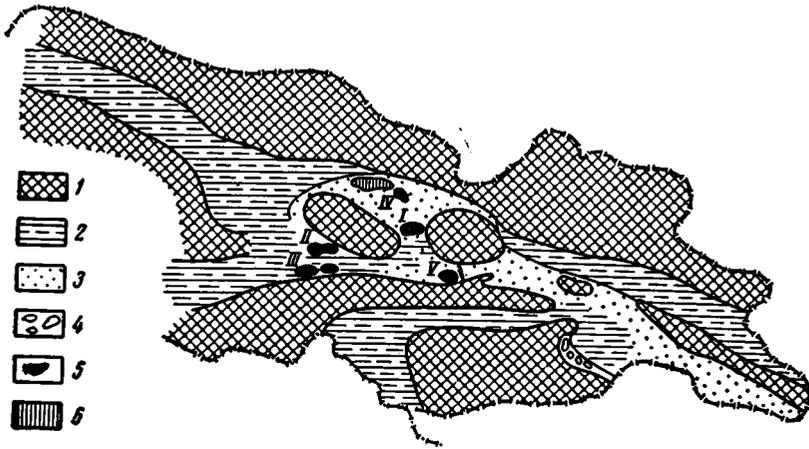
Очевидно, таким источником могли бы быть лишь вулканические породы. К югу от Чиатурского месторождения располагается мощная вулканическая толща палеогенового возраста, образовавшаяся в Аджаро-Триалетской геосинклинали. Вулканизм в этой геосинклинали в основном закончился в конце эоцена. Типичных олигоценых вулканических толщ ни в Грузии, ни в других частях Закавказья нет. Единственным местом, где в олигоцене вулканизм явно проявился, является лишь Нахичеванская АССР. За последние годы армянские геологи (Вегуни, 1960) доказали существование олигоценых вулканогенных образований во многих местах Армении. Правда, восточнее Тбилиси в майкопской свите также отмечается наличие вулканического пепла, но это указывает на последние вспышки угасающего верхнеэоценового вулканизма. Однако поствулканические явления в виде fumarольно-сульфатарной деятельности и различных гидротерм должны были интенсивно проявиться именно в начале олигодена, так как известно, что эти явления продолжают долгое время после прекращения активных извержений.

Естественно возникает вопрос: чем вызвано такое большое обогащение раннеолигоценых гидротерм марганцем? Ведь вулканизм был и в юре, и в эоцене, но его поствулканические продукты не дали такого скопления марганца. На этот вопрос, как нам кажется, можно будет ответить, лишь учитывая особенности развития вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали и принимая во внимание геохимические особенности марганца в магматическом расплаве¹.

В. М. Гольдшмидт (1938) указывал, что многие элементы, встречающиеся в магме в рассеянном виде, не образуют самостоятельных минералов, а входят в решетку тех минералов, размер ионного радиуса которых является подходящим. Главным минералом, который мог улавливать марганец в эффузивных породах палеогена Аджаро-Триалетской геосинклинали является авгит. Он встречается в среднеэоценовых порфиритах в большом количестве. Поэтому марганец в этих породах рассеян и не дает заметных скоплений в поствулканических продуктах.

¹ Как это мы в свое время предложили для объяснения связи баритовых месторождений Закавказья почти исключительно с байосским вулканизмом известково-щелочных пород.

Что касается среднего и верхнего эоцена полосы, прилегающей к Дзирульскому массиву, от Батуми до Харагоули, то она сложена щелочной серией трахитов и калиевых базальтов; здесь при общей мощности пород около 1500—2000 м более $\frac{2}{3}$ приходится на трахиты (М. Лордкипанидзе и Г. Надарейшвили). Трахиты, как правило, содержат мало авгита; поэтому содержание MnO в них колеблется в пределах 0,03—0,06%, редко достигая 0,14%. При формировании этих пород большая часть MnO оставалась в гидротермальных растворах.



Фиг. 4. Палеогеографическая схема нижнего олигоцена
1 — суша (фации олигоцена); 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — месторождения марганца: I — Чиатурское, II — Чхари-Аджаметское, III — полосы Бани-Маяковский, IV — Шимерское, V — Карельское; 6 — фосфориты

Если допустить, что из исходной магмы (среднеэоценовая щелочная магма), где содержание MnO в среднем 0,15%, гидротермальные растворы получали хотя бы половину MnO (т. е. 0,07%), то гидротермальные растворы по самым скромным подсчетам обогатились бы MnO до 1 млрд. т. Лишь небольшая часть этого количества достаточна для объяснения происхождения Чиатурского месторождения. Что такая связь существует между содержанием MnO в эффузивных породах и их поствулканических продуктах видно из следующих примеров. Меловые альбитофиры и дациты Тетрицкаройского района содержат MnO от следов до 0,05%. Именно с этими породами связаны гидротермальные проявления марганца, описанные нами выше.

Палеогеновые дациты того же района содержат MnO от следов до 0,05%. В этих дацитовых туфах и замещающих их аргиллитах залегают слои и линзы марганцевой руды, также охарактеризованные выше.

Байосская вулканогенная толща содержит MnO от 0,12 до 0,52%; особенно богаты MnO роговообманковые порфириды. С этой толщей почти совершенно не связаны проявления марганца.

Конечно, эти расчеты очень грубы, да и данных по содержанию Mn в породах и минералах Грузии пока недостаточно. Но нам кажется, что уже имеющиеся цифры дают основание продолжить поиски в данном направлении.

Распределение залежей марганцевой руды в олигоценовых отложениях Грузии также не противоречит этому выводу.

На палеогеографической схеме (фиг. 4) показаны олигоценые марганцевые месторождения и проявления. Самой южной из них является полоса проявлений марганца Зестафони-Вани, приуроченная к северной периферии Аджаро-Триалетской складчатой системы и в тектоническом отношении занимающая зону ее предгорного прогиба. Из многочисленных проявлений марганца в этой полосе укажем лишь на проявления в окрестностях селений Персати, Дими, Обча, Гора, Цхути и Дихашхо. Все они залегают в нижней части майкопской свиты нижнего олигоцена, содержащей большое количество сферосидеритовых септарий. По данным А. П. Давыдовой, здесь представлены маломощные пластообразные и линзовидные рудные тела различной протяженности; мощность отдельных рудных тел колеблется в пределах 0,2—0,3 м, лишь иногда достигая 1 м. Мощность рудоносного горизонта 30—45 м; в нем от одной до четырех рудных пачек, по простиранию не увязывающихся друг с другом. Руда везде представлена вторичными окисленными минералами в основном пиролюзитом и псиломеланом.

Севернее Зестафони-Ванских проявлений имеется вторая полоса олигоценых отложений, так называемая Чхари-Аджаметская, сложенная преимущественно опоковидными песчаниками и спонголитами и в этом отношении похожая на Чиатурскую полосу, но, в отличие от нее, не содержит в разрезе ни подрудных, ни надрудных залежей кварцевых песков. Так же, как и в Чиатуре, здесь слои содержат значительное количество глауконита. В верхней части разреза появляются темносерые сланцеватые гипсоносные глины майкопского типа. Опоковые и спонголитовые песчаники к востоку постепенно замещаются сланцеватыми глинами майкопской фации.

Рудные слои приурочены к низам олигоцена, при этом в восточной части полосы (Зеда Симонети, Дзеври) марганцевые слои залегают непосредственно на эоцене, а в западной части (Бролис-Кеди) они приурочены к нижней части спонголитовой толщи и подстилаются опоковидными песчаниками. Перекрывается же марганцевоносный горизонт везде, кроме района Чхари, где кровлю образуют гипсоносные сланцеватые глины майкопа, спонголитовыми песчаниками.

Рудный горизонт состоит из переслаивающихся рудных и безрудных прослоев, выклинивающихся на сравнительно коротких расстояниях. Руда представлена первичноокисными, иногда оолитовыми, окисленными карбонатными и песчанистыми гидроокисными разновидностями.

Таким образом, в Чхари-Аджаметском месторождении, как и в Чиатурском, также с востока на запад происходит смена майкопской фации спонголитовой. Если учесть, что в западной части Чиатурского месторождения и спонголиты выклиниваются, станет ясно, что между олигоцеными бассейнами Чиатуры и Чхари-Аджамети не было связи. По-видимому, их разделяло наметившееся уже в конце байоса Хреитское антиклинальное поднятие, сложенное вулканогенной толщей байоса и непосредственно примыкающее к Дзирульскому массиву.

Исходя из сказанного, нам представляется наиболее правдоподобной приведенная ниже палеогеографическая схема олигоцена эпохи отложения марганца (см. фиг. 4).

Как видно из схемы, интересующие нас суши, могущие влиять на накопление олигоценых отложений Чиатурского района, представлены: а) Хреитско-Окрибской суши, сложенной в основном вулканогенными породами байоса, но открытой в значительной части батскими пресноводными угленосными отложениями (листоватые сланцы и кварцево-аркозовые и кварцево-граувакковые песчаники), верхнеюрскими

пестроцветными отложениями, меловыми карбонатными отложениями с кварцево-аркозовой базальной формацией и эоценовыми карбонатными отложениями; б) Карталинской сушей, представленной кристаллическими породами (гранитоидами и кристаллическими сланцами), покрытыми мощной толщей кварцево-аркозовых песчаников лейаса; в) Аджаро-Триалетской сушей с резким преобладанием меловых и палеогеновых вулканогенных формаций; г) сушей южного склона Большого Кавказа почти исключительно с мезозойскими формациями глинистых сланцев и песчаников и подчиненным количеством вулканогенных пород средней юры и верхнего мела.

В этих условиях наиболее правдоподобная картина генезиса марганцевых месторождений представляется в следующем виде. Затухающий палеогеновый вулканизм конца эоцена и начала олигоцена сопровождался большим количеством гидротерм, которые выносили ювенильный марганец из очагов, а также вымывали его из меловых и среднеэоценовых пород, через которые им приходилось просачиваться к поверхности. Попадая в олигоценовый лагунный бассейн, богатый органическим материалом и содержащий большое количество CO_2 , а местами зараженный H_2S , марганец, благодаря ясно выраженной восстановительной среде, долгое время оставался в растворе. Он выделялся в осадок в виде карбоната лишь местами, где создавались наиболее высокие концентрации. Большая же часть марганца уносила на север и, встречаясь с морскими условиями олигоценового моря, где уже господствовали более окислительные условия, выпадала в виде первичноокисных руд. В случае преобладания лагунных условий (при отступлении моря) снова отлагались карбонатные руды и, наоборот, наступление моря опять сопровождалось выпадением первичноокисных руд. Этим можно объяснить наблюдаемое в Чиатурском месторождении чередование первичноокисных и карбонатных (иногда окисленных) руд.

Таким образом, появление карбонатных руд не указывает на углубление бассейна, а лишь свидетельствует о наличии в береговой части бассейна условий восстановительной лагунной обстановки, характерной для майкопского времени Кавказа.

Чиатурское месторождение представляет собой характерный пример обратной зональности вулканогенно-осадочных месторождений, описанной Н. М. Страховым в его последней работе (1963). «Непосредственно у места выхода гидротерм, — пишет Н. М. Страхов, — где масса их была значительна, а подмесь морской воды мала, количество растворенного в этой воде кислорода было слишком мало для того, чтобы произвести заметное окисление вынесенного материала. На дно поступали закисные соединения Fe и Mn, возникали карбонатная и силикатная фации руд с некоторой примесью магнетита и гематита. Но, по мере удаления от места поступления гидротерм и все увеличивавшегося смешения их с морской водой, окисляющее действие последней все возрастало и закисные формы железа сменялись окисными — магнетитовой и затем гематитовой фациями. Вполне вероятно, что эти рудные фации, более удаленные от места высачивания гидротерм, одновременно занимали и более низкие места в рельефе дна. Возникала, следовательно, минералогическая зональность руд, по смыслу своему обратная зональности обычных осадочных руд. У последних окисная фация более мелководна и располагается вблизи источника рудных растворов, закисная — дальше от него; у вулканогенных вблизи источника растворов и на более мелком месте располагалась закисная, дальше окисная фация» (подчеркнуто нами.— Г. Д.).

Таким образом, Чиатурское месторождение окисных руд, к востоку и югу, т. е. по направлению к берегам, переходящее в карбонатные, где господствовали восстановительные условия благодаря внедрению гидротерм, полностью подтверждает высказанное Н. М. Страховым мнение о специфическом характере зональности руд в вулканогенно-осадочных месторождениях.

Для характеристики условий развития олигоценового бассейна здесь приведем соображения П. Г. Данильченко (1960), изучившего костистые рыбы майкопских отложений Кавказа и сделавшего попытку восстановления истории майкопского бассейна. По Данильченко, сходство нижнеолигоценовой фауны Кавказа, Карпат, Швейцарии и других районов Южной Европы указывает на то, что майкопское море хадумского времени не было изолированным бассейном; оно было связано с океаном и не отличалось от других частей Тетиса. Нормальная соленость и весьма значительные глубины способствовали развитию богатой морской пелагической и придонной фауны. Однако уже в начале хадумского времени начинается сероводородное заражение, аналогичное заражению в Черном море.

К концу хадумского времени уровень сероводородной зоны быстро поднимается, что ведет к полной гибели всей глубинной фауны и к сильному обеднению пелагической фауны в миатлинско-муцидакальское время. В этот момент начинается частичное отчленение майкопского бассейна от Карпатского олигоценового моря, в котором также развивалось сероводородное придонное заражение.

Майкопское море в конце олигоцена сохранило большие глубины, но превратилось в полузамкнутый бассейн со своеобразным эндемичным населением: большей частью верхнемайкопские рыбы, в том числе весьма распространенный *Merluccius*. Эта эндемичная фауна встречается за пределами майкопа Кавказа и Крыма, что указывает на отсутствие свободного сообщения этого моря с другими водоемами.

В зурмакентских отложениях встречаются большие скопления рыбных остатков, так называемые рыбные кладбища, образовавшиеся в результате массовой гибели рыб в определенных, нередко весьма обширных участках майкопского моря. Причиной массовой гибели майкопских рыб вероятнее всего было резкое колебание уровня заморной зоны. Под влиянием сильных тектонических движений или вулканических толчков зараженные сероводородом глубинные слои воды выбрасывались в верхние горизонты пелагиали, уничтожая всю фауну этой зоны.

Аналогичные условия существовали и в Чхари-Аджаметской полосе, где малую мощность марганцевых слоев следует, по-видимому, объяснить наличием условий открытого моря, в котором марганец рассеивался на большой площади, в то время как в Чиатуре, в узком бухтообразном проливе, создалась наиболее благоприятная обстановка для отложения мощных слоев марганца. Может быть, в этом немалую роль сыграли и условия разгрузки гидротерм, которые, возможно, для Чиатурского участка были наиболее выгодными.

Сравнительно небольшая часть марганца, минуя Чиатурский узел, по-видимому, с запада и с востока уносилась на север, где отлагалась в северной части олигоценового морского бассейна и образовала небольшие залежи марганца Амбролаури-Шкмерской зоны. Интересно, что к северо-западу, в сторону Лечхуми, эти марганцевоносные отложения сменяются фосфоритоносными, очень богатыми глауконитом.

Естественно допустить, что и фосфор выносился теми же гидротермами, но он мигрировал дальше марганца и отлагался в самой северной части олигоценового бассейна Грузии.

Возникает вопрос, а куда девалось железо, которое также, вероятно, выносилось олигоценовыми гидротермами? Очевидно, оно фиксировалось в многочисленных сферосидеритах майкопской свиты, глауконитах олигоценовых отложений и пиритизированных зонах, которые так широко распространены в эоценовых толщах Аджаро-Триалетской зоны. К сожалению, пока отсутствуют какие-либо расчеты количества железа, связанного в названных выше образованиях. Но, как указывают Н. М. Страхов и К. Краускопф, они могут дать требуемое количество железа в рассеянном виде. Эти расчеты — дело дальнейших работ.

В своей интересной работе, посвященной детальному обзору главных марганценосных формаций, И. М. Варенцов (1962), в числе прочих, выделяет никопольский или ортокварцито-глауконито-глинистый тип формаций, к которому относит и Чиатурское месторождение. Вряд ли это обосновано. Во-первых, тектонические позиции Никопольского и Чиатурского месторождений совершенно различные: Никопольское и Большое Токмакское месторождения находятся на древней слабодвижной платформе, а Чиатурское — на Грузинской глыбе, сравнительно небольшом срединном массиве в зоне геосинклиналей и в непосредственном соседстве с областью мощного палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Во-вторых, Чиатурское месторождение залегает в ясно выраженной спонголитовой формации, в то время как в Никопольском месторождении нет даже следов спонголитов.

В-третьих, Никопольское месторождение располагается на коре выветривания кристаллического фундамента (очень важный факт для объяснения генезиса месторождения), а Чиатурское — на верхнемеловых известняках, нигде не соприкасаясь с кристаллическим фундаментом.

В заключение необходимо отметить, что приведенная нами схема генезиса Чиатурского месторождения, конечно, не является окончательной, так как многие вопросы литологии и геохимии как самих месторождений (Чиатурского, Чхари-Аджаметского и др.), так и олигодена окружающих районов еще не изучены в достаточной степени. Дальнейшие исследования помогут восполнить этот пробел и приблизить решение вопроса о генезисе Чиатурского марганцевого месторождения.

* * *

Настоящая статья уже находилась в редакции, когда в свет вышел первый номер журнала «Литология и полезные ископаемые» за 1964 г., почти целиком посвященный марганцевым рудам, в том числе и Чиатурскому месторождению. Естественно, что в данной статье в какой-то мере следует отразить новые данные, приведенные в журнале. Исходя из содержания нашей статьи, мы, конечно, коснемся лишь тех статей, которые освещают те или иные стороны Чиатурского месторождения.

В первую очередь следует отметить статью Н. М. Страхова (1964), в которой, на основании анализа ряда марганцевых месторождений, преимущественно СССР, автор ставит новые задачи по их дальнейшему изучению и выяснению марганцевородного процесса. Можно сказать, что положения статьи Н. М. Страхова представляют собой про-

грамму дальнейшего литолого-геохимического изучения марганцевых месторождений вообще, и Чиатурского в частности. Началом реализации этой программы являются опубликованные в журнале исследования.

В статье Л. Е. Штеренберга и других (1964) приведены новые данные о возрасте Чиатурской группы марганцевых месторождений. На основании микрофауны и спорово-пыльцевого анализа авторы подтверждают установленный по геологическим данным хадумский возраст Чиатурского месторождения и одновозрастность с ним месторождений Шкмери и Калоси-Блаше. Авторы отмечают смену в хадумский век климатических условий, которая выразилась «в некотором похолодании и уменьшенной влажности и даже в заметной ксерофитизации» по сравнению с климатом позднеэоценового времени. Нам трудно спорить с авторами, насколько обоснован такой вывод. Но нельзя согласиться с ними в том, что «образование марганцевых месторождений совпадает с изменением климатических условий, падая как раз на то время, когда комплекс хадумской растительности подвергался обеднению субтропическими элементами (фиксируя некоторое похолодание) и ксерофитизации». Авторы даже не пытаются объяснить, каким образом более холодный и сухой климат вдруг стал причиной более интенсивного химического разложения пород и полного выноса из них всего марганца?

Г. Ю. Бутузова и Л. Е. Штеренберг (1964) приводят интересные данные по распределению марганца и железа в хадумских отложениях Грузии и содержанию прозрачных акцессорных минералов в тяжелых фракциях тех же отложений. На основании последних данных авторы пытаются выяснить источники сноса для образования рудоносной формации. Если в целом статья заслуживает полного одобрения, так как содержит много новых интересных сведений, то некоторые ее положения вызывают возражения. Авторы указывают, что песчаники Шкмерской группы месторождений состоят на 50% из обломков кислых эффузивов и их туфов, обломки осадочных и метаморфических пород составляют 10—12%, полевые шпаты 20—25% и кварц 8—10%; на этом основании делается вывод, что основным поставщиком обломочного материала для этих песчаников служила северная суша, где широко развиты отложения порфиритовой свиты байоса. Дело в том, что байосская порфиритовая свита как раз не могла дать такого материала, так как в ее составе на огромных площадях совершенно отсутствуют кислые породы. Указанный выше авторами состав имеют и лейассовые отложения Дзирульского массива, которые никак не могли питаться за счет байосских отложений. Это хорошо известные данные, опубликованные давно (Дзоценидзе, 1948; Дзоценидзе и др., 1953), и не учитывать их при литолого-палеогеографических анализах, конечно, нельзя.

Нелогичность этого вывода авторов подтверждается также приводимым ими же анализом прозрачных акцессорных минералов тяжелой фракции хадумских отложений, откуда видно, что апатита в породах Шкмерской группы очень мало (0—3%), а в породах Чхари-Аджемского месторождения очень много (40%). Вместе с тем в породах последнего месторождения точно установлен материал размыва порфиритовой серии байоса. Выходит, что в одном случае байосские отложения обуславливают бедность апатитом, а в другом, наоборот, они являются причиной обогащения им осадков.

Также не обоснован вывод о роли размыва верхнемеловой вулканогенной свиты мтавари в обогащении осадков фосфором (1—1,2%),

так как в Окрибской суше не «широко развита» эта свита, как пишут авторы, а имеет лишь весьма ограниченное распространение и, ее размыв, если он даже имел место в хадумское время, никак не мог оказать сколько-нибудь заметного влияния на осадконакопление в олигоценовом бассейне. Обогащение фосфором связано с тем же процессом, которому обязано образование самого марганца и залежей фосфоритов в олигоцене Грузии.

Что касается источников марганца для олигоценового бассейна Грузии, то авторы повторяют мнение А. Г. Бетехтина о роли Дзирульского массива, не приводя никаких новых доказательств. Этого вопроса мы касались выше и нет необходимости его здесь повторять. Отметим лишь, что в полосе Зестафони-Маяковский, прилегающей к Аджаро-Триалетскому хребту, также обнаружены олигоценовые залежи марганца, но в отложениях олигодена там не наблюдается даже признаков продуктов размыва Дзирульского массива.

Таким образом, по авторам, именно в зоне Чиатурского месторождения Дзирульский массив и байосская порфиритовая серия являются источниками марганца, в то время как те же формации в другом месте и в другое время ими не служили. Так, например, ясно выраженное интенсивное химическое выветривание Дзирульского массива в лейасе с образованием залежей огнеупорных глин, а выше — красных железняков, не стало причиной образования не только месторождений, но даже проявлений марганца.

Такое же интенсивное химическое выветривание испытывала байосская вулканогенная толща в послебатское время, в результате чего образовалась верхнеюрская красноцветная толща с оолитовыми глинами, к северу постепенно переходящая в морские известняки. Нигде в них нет проявлений марганца.

Выходит, что не выветривание бедных марганцем пород Дзирульского массива, а какой-то другой процесс обусловил образование Чиатурской группы марганцевых месторождений. Нам кажется, что таким процессом могли быть палеогеновый вулканизм и связанные с ним поствулканические явления раннеолигоценового времени, и в этом направлении, как нам кажется, стоит проводить дальнейшие исследования.

Что касается, мнения авторов о разделении железа и марганца еще в коре выветривания, то следует сказать, что и в этом случае где-то должны быть соответствующие накопления железа. Но их не видно.

ЛИТЕРАТУРА

- Авалиани Г. А. Марганец. В кн. «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд. АН СССР, 1946.
- Бетехтин А. Г. Условия образования Чиатурского месторождения. В кн. «Чиатурское месторождение марганца». Изд. «Недра», 1964.
- Бутузова Г. Ю. и Штеренберг Л. Е. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии. Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Варенцов И. М. О главных марганценосных формациях. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 70, 1962.
- Вегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене южной Армении. Докл. АН АрмССР, т. 30, № 3, 1960.
- Гольдшмидт В. М. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. Перевод с англ., в кн. «Сборник статей по геохимии редких элементов». Гостопиздат, 1938.
- Данильченко П. Г. Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 78, 1960.

- Дзоценидзе Г. С. О генезисе баритовых месторождений Западной Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. VI, № 8, 1945.
- Дзоценидзе Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГрузССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Литология лейасских отложений Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Минер.-петр. сер., т. 3, 1953.
- Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. Изд. «Недра», 1964.
- Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных месторождениях калифорнийского типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна Юга СССР. Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Херасков Н. П. Геология и генезис Восточносибирских марганцевых месторождений. В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд. АН СССР, 1951.
- Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Перев. с нем. Изд. иностр. лит., 1958.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изд. АН СССР, сер. геол. № 4, 1954.
- Штеренберг Л. Е., Козьяр Л. А., Морозова В. Г., Гапочка Г. П., Бутузова Г. Ю. О возрасте Чиатурского месторождения и его положении среди других месторождений юга европейской части СССР. Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спаского района Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1938.
- Эдилашвили В. Я., Левинадзе Р. Д. К вопросу палеогеографии марганценосного бассейна Грузии в позднеолигоценое время. Тр. КИМС, вып. III (5), 1961.
- Park Ch. F. The spilite and manganese problems of the Olimpyc Peninsula, Washington. Amer. J. Sci., 244, № 5, 1946.
- Petrashkek W. E. Die Erzlagerstätten Bulgariens. Jahrb. Reichsamt. Badenf., 63, 1942.

Геологический институт
АН ГрузССР
Тбилиси

Дата поступления
17.IV.1964

К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ТИПЕ ЧИАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н. М. СТРАХОВ, Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

Анализ геологического строения, карт мощностей рудного горизонта, процентных содержаний и абсолютных масс марганца и других материалов подтверждает установившееся представление о типично осадочном происхождении Чиатурского месторождения, вопреки попытке Г. С. Дзоценидзе представить его в качестве члена отдаленно-вулканогенной группы.

Чиатурское месторождение до сих пор всеми геологами рассматривалось как типичное осадочное. В только что опубликованной коллективной монографии А. Г. Бетехтин (1964, стр. 99) писал: «Чиатурское марганцевое месторождение представляет собой классическое осадочное месторождение, образовавшееся в прибрежной зоне мелководного морского бассейна».

Почти одновременно с выходом этой книги Г. С. Дзоценидзе была сделана попытка решительно порвать с традиционной точкой зрения о генезисе Чиатурского месторождения и трактовать его в качестве вулканогенно-осадочного, одного из членов так называемой отдаленно-вулканогенной группы. Впервые такая концепция была изложена Г. С. Дзоценидзе в докладе на Тбилисской конференции в октябре 1963 г., более подробно — в статье, напечатанной в этом номере.

Таким образом, в ясное, казалось бы генетическое, толкование чиатурских руд внесено серьезное осложнение, и читателю приходится решать: какая же из двух трактовок — старая, традиционная или новая, только что народившаяся, — отвечает истине.

Ответ может быть получен, конечно, только детальным рассмотрением всей совокупности фактического материала, относящегося к месторождению. Именно этому и посвящается настоящая статья.

1. СТРОЕНИЕ ЧИАТУРСКОГО БАСЕЙНА И НАПРАВЛЕНИЕ ПРИВНОСА В НЕГО РУДНЫХ РАСТВОРОВ

При анализе особенностей строения Чиатурского месторождения необходимо иметь в виду, что современная площадь и конфигурация его не отвечают полностью первоначальным размерам и очертаниям. Известно, что юго-западной границей месторождения является предчокракский так называемый Главный сброс, вдоль которого юго-западная часть рудной площади была приподнята и размыта наступившим чокракским морем. Вдоль северного края рудная площадь претерпела плиоценовое складкообразование, за которым последовал срыв некоторой (вероятно небольшой) дислоцированной зоны месторождения. Западный край подвергся размыву уже в четвертичное время в связи с развитием современной гидрографической сети. Таким образом, в ка-

честве естественной границы рудной площади можно рассматривать лишь восточный и северо-восточный ее края.

Несмотря на наличие размывов вдоль юго-западного, северо-западного и северного краев месторождения, в строении его все же сохраняется много характерных черт, позволяющих судить о направлении вноса как терригенного, так и рудного материала. Это хорошо описано отчасти в упомянутой выше монографии, отчасти выявлено обработкой первичного фактического материала сотрудниками лаборатории Геохимии осадочных пород ГИНа АН СССР.

Разрез нижнеолигоценовых отложений, залегающих с размывом на верхнемеловых известняках, начинается подрудным горизонтом. На крайнем юго-западе он слагается конгломератом мощностью 0,10—0,15 м. К северо-востоку и востоку мощность горизонта возрастает до 25—30 м и состав становится сложнее. Над базальными конгломератом располагаются аркозовые, кварцевые и кварцево-слюдистые пески желтовато-серого цвета небольшой мощности (0,10—0,60 м). К востоку от месторождения на площади Корбоули мощность подрудного горизонта продолжает увеличиваться, а в составе песчаников появляется много алевроитовых и глинистых частиц. Крупнозернистые гравийные пески нижней части подрудного горизонта, по определениям Г. Ю. Бутузовой (Бутузова, Штеренберг, 1964), на 70—80% состоят из обломков гранитоидов, кварц составляет 15—20%, полевые шпаты 5—10%, обломки кислых эффузивов не более 6—7%. В подрудных песках верхней части пачки преобладают кварцевые разности с содержанием кварца 75—85%, полевых шпатов 5—10%, обломков различных пород 12—20%.

Марганцерудный горизонт хорошо выдержан на всей площади месторождения, перерывов внутри него не встречается. В вертикальном разрезе он представляет собой серию рудных линз относительно небольших размеров, перемежающихся с песчано-глинистыми, иногда опоквидными породами.

Число линз сильно варьирует от одного участка месторождения к другому, колеблясь от 3 до 18; но если учесть более редкие и мало-мощные линзы, располагающиеся под промышленными рудами и над ними, то общее число их возрастет до 25 и даже больше (нагорья Ихтвиси, Дарквети).

«Мощность отдельных рудных слоев (линз) довольно сильно варьирует и обычно колеблется в пределах от одного до 30—50 см, реже — больше. В горизонтальном направлении иногда наблюдаются довольно резкие колебания мощности, и рудные слои приобретают характер плоских линз. Местами они прослеживаются на большое расстояние (200 м и больше) при постепенном изменении мощности...

...Как показало прослеживание отдельных слоев в разветвленной сети горных выработок на больших пространствах, форма отдельных слоев в плане представлена плоскими телами, большей частью вытянутыми в одном направлении. Характерно, что направление этой вытянутости для различных слоев, слагающих марганценовый горизонт, на данном участке более или менее постоянно. На нагорье Перевиси, где производились эти детальные исследования, отдельные линзовидные слои вытягиваются в северо-восточном направлении, т. е. в сторону от береговой линии морского бассейна. Очевидно, это направление отражает направление движения придонных вод бассейна...

...Безрудные слои, как правило, присутствуют всегда. Но на некоторых нагорьях (Ргани, Мгвимеви) встречаются участки, где промышленный марганценовый горизонт состоит только из одних рудных

слоев. Число и мощность их на различных нагорьях могут колебаться в сравнительно широких пределах. Однако уже давно замечено, что по мере удаления на северо-восток мощность межрудных прослоев пустых пород постепенно возрастает, достигая иногда метра и более» (Бетехтин и др., Чиатурское месторождение, стр. 40—41).

Детальное изучение с составлением соответствующих карт позволило вскрыть в общей картине строения рудного горизонта ряд деталей, весьма существенных именно для интересующего нас вопроса о направлении поступавших в бассейн рудных растворов.

Отметим, прежде всего, что гранулометрический состав безрудных слоев характерно меняется. На крайнем юго-западе, т. е. вблизи береговой линии, безрудные слои и линзы, встречающиеся среди руды, сложены грубыми и крупнозернистыми песками. В северо-восточном и восточном направлениях, одновременно с увеличением мощности безрудных слоев, пески становятся всё более мелкозернистыми и замещаются алевролитами, алевролитистыми глинами и глинами с некоторой примесью опала.

По составу рудовмещающие пески несколько отличаются от подрудных: в них увеличивается содержание полевых шпатов до 20—25%, а обломков пород — до 50%. Среди последних констатированы зерна гранитоидных пород, состоящие из кварца, полевых шпатов и слюд — биотита, мусковита, серицита, зерна кислых эффузивов — риолитовых порфиров, кварцевых альбитофиров с микрофельзитовой, реже микропойкилитовой структурой, обломки эффузивов со следами структур, характерных для основных пород. Обломки сильно серицитизированы, пелитизированы, хлоритизированы. Цемент представлен смесью мелких кристалликов цеолитов, гидрослюд и опала в разных соотношениях. Следует отметить слабую окатанность всех обломочных зерен — кварца, полевых шпатов, различных пород и плохую их сортировку, что свидетельствует о близости источников сноса, о незначительном удалении отложений от береговой линии.

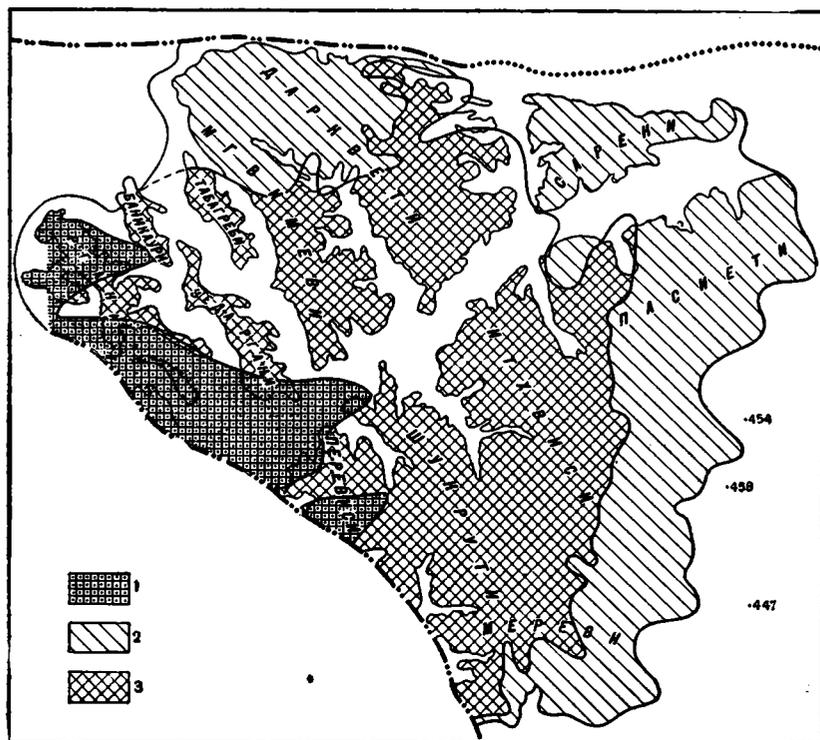
Состав терригенного материала, а также изменение его гранулометрии и мощностей показывают, что снос обломочных частиц происходил в основном с запада, со стороны Дзирульского массива и примыкавших к нему участков, сложенных среднеюрскими вулканогенными породами.

Исключительный интерес в связи с этим представляют закономерности изменения минерального состава и мощностей руды, а также абсолютных масс и процентного содержания в них марганца.

На фиг. 1 показан характер минералогической зональности первичных марганцевых руд главным образом для нижней собственно промышленной части рудного горизонта. Отчетливо выделяются три зоны. Юго-запад месторождения сложен исключительно окисными рудами псилломелан-пиролозит-манганитового состава; восточнее располагается полоса окисно-карбонатных руд, в которых оолиты сложены манганитом, а цемент — кальциевым родохрозитом и манганкальцитом. В восточной зоне месторождения руды только карбонатные, в них появляется примесь сульфидов. Нельзя не заметить, что описанное изменение минерального состава руд тесно связано с изменениями гранулометрического типа терригенного компонента, так что окисные руды отвечают наиболее грубозернистой фации терригенных частиц (одновременно наиболее бедных $S_{ор}$), чисто же карбонатные руды — наиболее тонкозернистой фации обломочного материала (одновременно наиболее богатой $S_{ор}$). Характерно, что зона окисных руд характеризуется наибольшими размерами рудных оолитов (1—2 см в диаметре), а зона

смешанных, окисно-карбонатных — наименьшими их величинами (доли миллиметра).

В верхней более бедной серии рудоносных слоев, отделенной от нижней 1—3-сантиметровым ожелезненным прослоем, наблюдается та же закономерная смена фаций в горизонтальном направлении в сторону от береговой линии с той лишь разницей, что она происходит на



Фиг. 1. Минералогическая зональность марганцевых руд Чиатурского месторождения

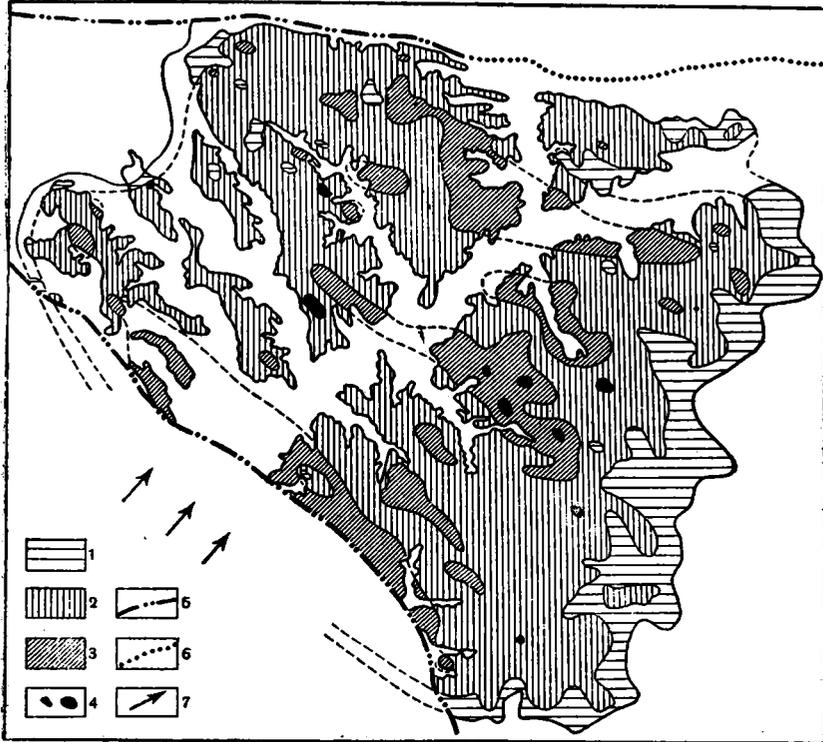
Зоны руд: 1 — окисных, 2 — карбонатных, 3 — смешанных (окисные и карбонатные руды располагаются в одном разрезе)

более коротком расстоянии. Прослои первичноокисных руд в этой серии устанавливаются лишь на некоторых участках нагорий Ргани и Перевиси, причем они представлены в основном манганитовыми рудами или их окисленными разностями («Черной белтой»). Но среди окисных руд здесь встречаются прослои, содержащие желваковые карбонатные руды или их окисленные разности. На других нагорьях (Зеда-Ргани и особенно Мгвимеви, Дарквети, Ихтвиси и др.) верхняя серия рудоносных прослоев сложена исключительно карбонатными рудами, залегающими на нижней серии первичноокисных руд. Картина такова, как будто произошло смещение всех минералогических зон месторождения на юго-запад, к берегу, смещение, вызванное расширением бассейна. В соответствии с этим обломочный материал в верхней части рудной серии более тонкий, чем в нижней. Тектоническая природа этого передвижения уже давно и правильно указана А. Г. Бетехтиным (1937).

Весьма интересные данные получены в результате составления карт распределения суммарных мощностей рудных прослоев, процентного

содержания в них марганца и абсолютных масс марганца (τ/m^2). При их составлении учитывались все имевшиеся в разрезе марганцевые прослой с содержанием металлического марганца более 2%.

На карте распределения суммарных мощностей рудных прослоев (фиг. 2) видно, что поля одинаковых мощностей в плане имеют довольно сложную конфигурацию. Это и естественно, так как руды залегают в виде линз различной длины, кулисообразно перекрывающих друг

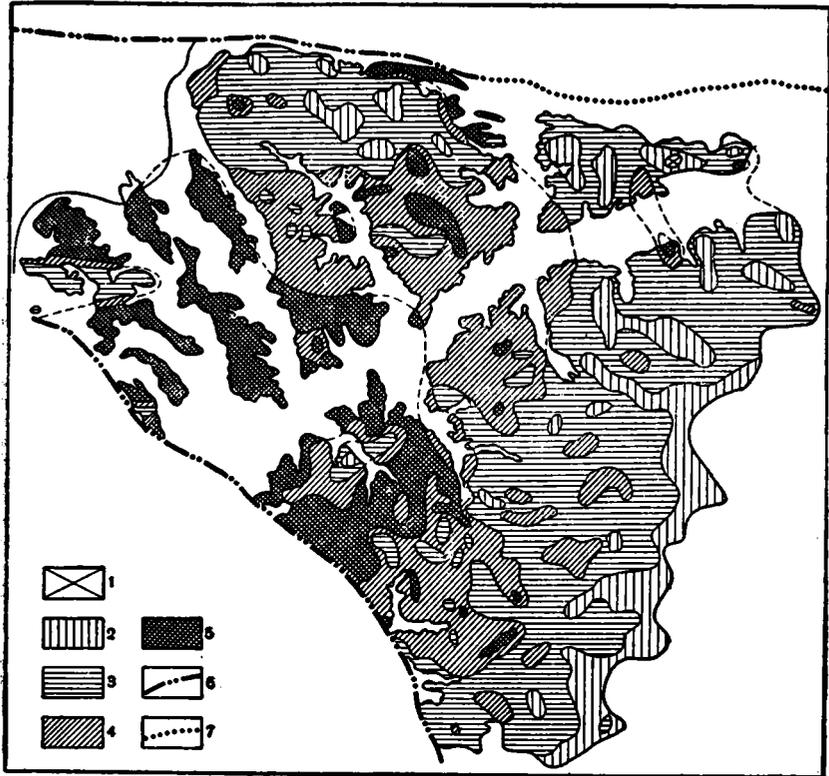


Фиг. 2. Карта распределения мощностей марганцерудного горизонта
Суммарные мощности рудных прослоев (м): 1 — до 1; 2 — от 1,1 до 3; 3 — от 3,1 до 5; 4 — > 5. Линии тектонических нарушений: 5 — установленные, 6 — предполагаемые. 7 — предполагаемые направления сноса обломочного материала и поступления марганца

друга и неравномерно распределяющихся среди безрудных отложений. Однако отчетливо прослеживается и общая закономерность: максимальные мощности явно тяготеют к юго-западному, т. е. прибрежному, краю бассейна, убывая в северо-восточном и восточном направлениях. На юго-западе наблюдаются мощности 3—5 м, далее в море преобладают мощности 1—3 м, а по периферии господствуют мощности менее 1 м.

Аналогичная картина наблюдается и на карте процентных содержаний Mn. В юго-западной полосе содержания Mn достигают 30—35%, к северо-востоку они снижаются до 25—30%, а далее до 15—10% и, наконец, становятся < 10%. Характерно, что и вблизи юго-западного берега, и в средней, и в восточной частях месторождения поля различных содержаний располагаются либо полосами, параллельными берегу, либо изогнутыми так, что выпуклая сторона полосы направлена в открытое море (фиг. 3).

И, наконец, карта абсолютных масс марганца (фиг. 4) показывает, что наибольшие его массы накапливаются в прибрежной юго-западной полосе; в открытое море они постепенно убывают и становятся очень малыми. При этом в прибрежной части месторождения участки очень высоких абсолютных масс Mn нередко ориентированы в виде языков северо-восточного простираания (подобно рудным линзам), в середине



Фиг. 3. Карта процентных содержаний марганца

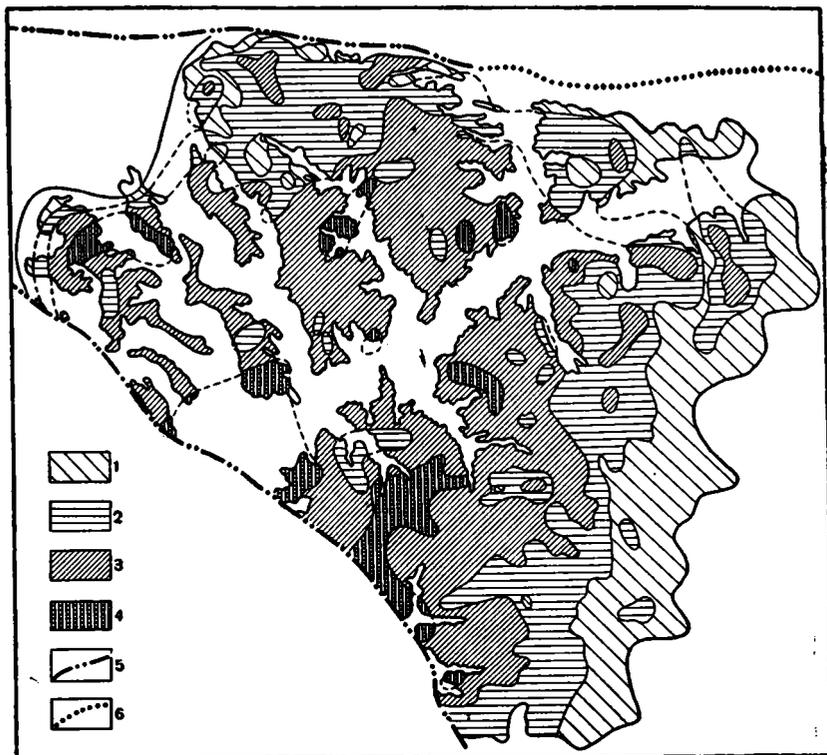
Средние содержания марганца (%): 1— до 10; 2— от 10,1 до 15; 3— от 15,1 до 20; 4— от 20,1 до 25; 5— >25. Линии тектонических нарушений: 6— установленные, 7— предполагаемые

же рудной площади и по периферии поля больших и меньших абсолютных масс образуют концентрические полосы, обращенные выпуклостью в открытое море.

Сопоставляя карты минералогической зональности марганцевых руд с картами их общей мощности, процентных содержаний Mn и его абсолютных масс, легко заметить, что при наличии у каждой карты индивидуальных черт, во всех них ясно проступает и большое сходство. Все признаки руд изменяются в одном и том же направлении: от берега к морю или с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении первичноокисные руды постепенно сменяются карбонатными, причем убывает и размер оолитов. К востоку также убывает, испытывая локальные то увеличения, то уменьшения, общая мощность рудных накоплений, процент содержания в них Mn и абсолютные массы накопившегося марганца. Весьма характерно, что поля мощностей, процентных содержаний и абсолютных масс марганца вблизи берега располагаются параллельно ему, на большем же удалении они образуют

изогнутые дуги, обращенные выпуклостью на северо-восток, т. е. в сторону открытого моря.

Генетический смысл этих эмпирически установленных закономерностей размещения марганца вскрывается при сопоставлении их с размещением терригенного материала. Мы видели выше, что последний поступал с суши, расположенной на западе и юго-западе, и сноился отсюда на северо-восток. Изменения общей мощности рудного



Фиг. 4. Карта абсолютных масс марганца

Содержание марганца (г/м³ руды): 1 — до 0,5; 2 — от 0,51 до 1,0; 3 — от 1,1 до 2,1; 4 — >2,1. Линии тектонических нарушений: 5 — установленные, 6 — предполагаемые

горизонта, процентных содержаний и абсолютных масс марганца в том же направлении, несомненно, свидетельствуют, что и марганец поступал в бассейн с юго-запада вместе с терригенным материалом и разносился с ним к северо-востоку от берега. Прогрессирующее же утонение осадка по мере удаления от берега, переход от песков к алевролитам и алевроитовым глинам, содержавшим все большее количество органического вещества, естественно, породили характерную минералогическую зональность месторождения, переход от окисной формы марганца вблизи берега к закисной — карбонатной — по мере удаления от берега в открытое море.

Таким образом, вся совокупность данных, касающихся самых разнообразных сторон строения и состава Чиатурского месторождения, совершенно категорически и однозначно свидетельствует в пользу того, что поступление растворов марганца и обломочного материала шло с юго-запада со стороны Дзирульского массива и его западного продолжения. Это факт абсолютно достоверный и он должен быть

положен в основу всех генетических построений. Добавим, что данные о поступлении Mn с юго-запада были известны давно и отражены, например, в тексте и картах только что опубликованной монографии о Чиатурском месторождении. И если мы здесь подробно рассмотрели поступление марганца с юго-западной суши, то только для того, чтобы сделать более понятным дальнейшее изложение.

2. О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ХАДУМСКОГО ВЕКА И БИОНОМИИ ЧИАТУРСКОГО БАССЕЙНА

Обращаясь теперь непосредственно к разбору концепции Г. С. Дзоценидзе, выясним прежде всего, что представлял собой раннеолигоценый вулканизм, каковы его проявления и локализация по отношению к Чиатурскому месторождению?

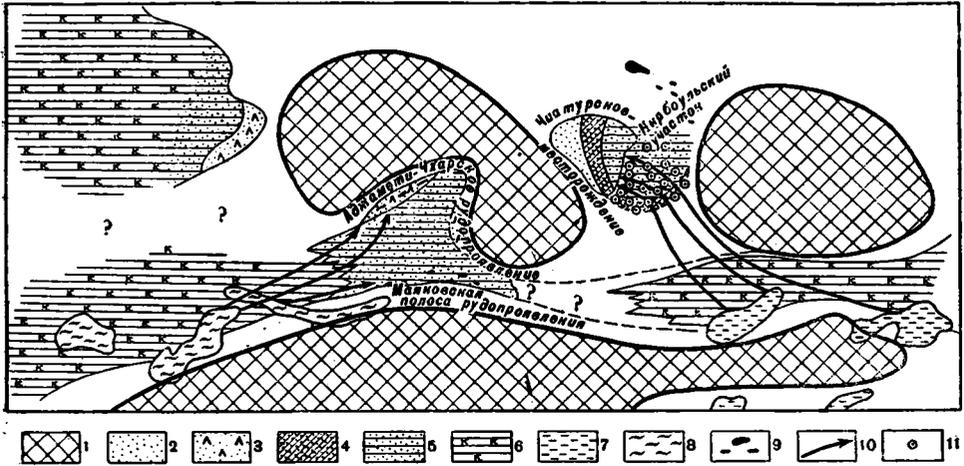
Изучая этот вопрос по работам Г. С. Дзоценидзе (1948) и других авторов, приходится констатировать следующее: 1) *никаких достоверных вулканогенных толщ (лав, туфов и т. п.) послеверхнеэоценового возраста на площади Грузии не встречено*. Эффузивный и эксплозивный вулканизм в хадумское время и здесь и восточнее полностью отсутствует (Милановский и Хаин, 1963); 2) *никаких проявлений нижнеолигоценовой гидротермальной деятельности, если исключить в качестве представителей этой деятельности Чиатуры и другие марганцевые руды Грузии, также не установлено*. Таким образом, гипотеза усиленной гидротермальной деятельности раннего олигоцена есть допущение, сделанное с единственной целью дать новое истолкование генезису Чиатурских руд. Ничем другим, кроме этих руд, наличие нижнеолигоценых гидротерм не доказывается. Ситуация довольно своеобразная и настораживающая.

Но допустим все же, что гидротермальная деятельность в качестве постумной для эффузий и эксплозий верхнего эоцена в раннем олигоцене все же имела место. Где располагалась она относительно Чиатурского месторождения? Были ли это наземные термальные источники или же гидротермы подводные? Г. С. Дзоценидзе проходит мимо этих деталей, оставляя их, очевидно, на усмотрение читателей. Примем в качестве наиболее вероятного, что гидротермы были подводными и локализовались вблизи районов верхнеэоценового вулканизма, показанных на карте (фиг. 5)¹. В таком случае сразу же возникает ряд недоуменных вопросов.

В западной части пролива перед Аджаро-Триалетской сушей имеются три участка верхнеэоценового вулканизма (щелочные лавы и туфы). Около двух западных участков никаких следов олигоценых марганцевых руд нет, но вблизи восточного располагается несколько рудных точек, объединяемых в маяковскую зону. Оруденение выражено несколькими (2—5) горизонтами, крайне не выдержанными и стратиграфически и не сопоставимыми друг с другом. Мощность их колеблется от 1—2 см до 1,3 м. Обычно это сложнопостроенные линзовидные тела, переслаивающиеся с безрудными глинами и быстро выклинивающиеся по простиранию и падению. Содержание Mn низкое — от 1,12 до 10,56%. Во все стороны (на запад, север, восток) от маяковской полосы в разбуренных скважинах каких-либо повышенных содержаний Mn (и Fe) не встречено. Но значительно севернее, уже

¹ Области суши в центральной части рассматриваемой площади даны по Г. С. Дзоценидзе. Некоторое изменение конфигурации западной суши связано с наличием в ее южной части морских нижнеолигоценых отложений, вообще, и Аджамети-Чхарского марганцерудного проявления в частности.

в прибрежной зоне Окрибско-Дзирульской суши, среди спонголитовых песчаников известны выходы Аджамети-Чхарской рудной полосы также с довольно убогим оруденением, по типу сходным с оруденением Вани-Маяковской полосы. Если руды и этой полосы также питались рудными гидротермами из районов верхнеэоценового вулканизма, то почему в случае маяковского рудопроявления садка марганца из гидротерм



Фиг. 5. Палеогеографическая схема хадумских отложений Грузии (по Г. С. Дзоценидзе)

1 — области суши, 2 — пески и песчаники, 3 — песчаники спонголитовые, 4 — песчаники глинистые (алевролиты), 5 — глины песчаные, 6 — глины карбонатные, 7 — верхнеэоценовые отложения Аджаро-Триалетского хребта (андезито-базальтовая и песчано-глинистая толщи), 8 — верхнеэоценовая толща Грузинской глыбы (щелочные эффузии и туфы), 9 — участки марганцерудных проявлений, 10 — предполагаемые пути миграций гидротерм, 11 — местонахождение скважин, пробуренных на Корбульском участке

произошла вблизи вулканогенного очага, в случае же Аджамети-Чхарской полосы гидротермы перевалили через глубоководную область, поднялись на мелководье и здесь уже, на расстоянии минимум 7—8 км от пункта высачивания, наконец, разгрузились от марганца? Эта по меньшей мере странная ситуация требует объяснения, ибо понять ее невозможно. Но Г. С. Дзоценидзе обходит этот вопрос молчанием.

Еще интереснее обстоит дело в случае Чиатурского месторождения. Так как руды маяковской зоны быстро выклиниваются к востоку, то это указывает, очевидно, на мизерность и быстрое исчерпание «гидротермального» выноса Мп из западных участков верхнеэоценового вулканизма. В качестве источника «гидротермального» марганца в данном случае могут фигурировать лишь два участка верхнеэоценового вулканизма восточной части Предаджарско-Триалетского прогиба. Движение гидротерм в этом случае должно было происходить с юго-востока на северо-запад. При этом гидротермы опять-таки должны были предварительно преодолеть центральную глубоководную часть пролива и подняться на мелководный участок между Дзирульским и Восточным островами и пройти по нему, не растеряв ничего из несомого ими груза. Отсутствие каких-либо потерь доказывается тем, что и в пределах Предаджарско-Триалетского прогиба и на Корбульском участке содержания марганца в осадке находятся на строго кларковом уровне (Бутузова и Штеренберг, 1964).

На широте Чиатурского месторождения движущиеся на север мар-

ганцевые рудные растворы должны были поворачивать на запад и юго-запад, и, перемещаясь из открытого моря к берегу, терять во все возрастающей степени свой груз и формировать месторождение. Поразительно и совершенно непонятно в концепции Г. С. Дзоценидзе это стремление огромных масс «гидротермального» марганца преодолеть без потерь большие пространства и глубины моря и разгрузиться только в прибрежной зоне — особенно на самом мелководье. Не менее удивительно, что эта концепция заставляет «гидротермальный» марганец двигаться в направлении, совершенно противоположном тому, которое абсолютно достоверно указывается минеральным составом чиатурских руд, распределением в них абсолютных масс и процентных содержаний марганца (см. выше). При этом марганец, перемещающийся из открытого участка бассейна к берегу, каким-то путем преодолевает встречное, идущее от берега в открытое море, движение воды, выносившее в эту открытую зону терригенный материал. Мы стоим здесь, несомненно, перед гидрологическим парадоксом, никогда и никем не описанным и, конечно, в природе невозможным по причине своей противоестественности.

Еще несколько деталей. Как видно из статьи (стр. 12), Г. С. Дзоценидзе рассматривает карбонатные руды Чиатур в качестве первичных седиментационных, осевших непосредственно из наддонной воды. При этом, конечно, приходится допускать, что бассейн (или часть его) обладал «ясно выраженной восстановительной средой» и «содержал большое количество CO_2 , а местами был заражен H_2S ». Все это весьма далеко от действительности. Как известно, в области рудоотложения повсеместно на дне жили многочисленные губки, спикулы которые встречаются и в руде, и во вмещающих породах; дно населяло, по-видимому, и много моллюсков; раковины которых, однако, очень плохо сохранились; в наддонной же воде обитало много рыб и водных млекопитающих. Все это категорически исключает восстановительную среду в наддонной воде бассейна; она была хорошо аэрирована во всей своей массе. А отсюда следует, что карбонаты марганца в Чиатурской руде возникли не путем непосредственного отложения из наддонной воды, как думает Г. С. Дзоценидзе, а лишь в диагенезе рудного осадка. Наличие постепенных переходов от окисных марганцевых руд к карбонатным, в особенности же присутствие в переходной зоне руд, в которых манганит образует только оолиты, а цемент — родохрозитовый, наконец, приуроченность первичноокисных руд к более грубозернистым, а карбонатных руд — к более тонкозернистым вмещающим отложениям — все это полностью согласуется с диагенетической природой карбонатных руд Чиатур и не может толковаться никак иначе.

Г. С. Дзоценидзе считает карбонатные марганцевые руды отложенными в условиях лагунного бассейна, а окисные — в условиях морского водоема. Поэтому перекрытие окисных руд Чиатур, приуроченных к нижней части разреза, карбонатными, образующими верхнюю часть разреза, он считает признаком регрессии моря во вторую половину эпохи рудоотложения. Оба эти утверждения ошибочны. Будучи диагенетическими, карбонатные накопления сами по себе не могут дать указания на нормально-морской или лагунный режим бассейна: они могут возникать и при том и при другом режиме. Что же касается причины перекрытия окисных руд карбонатными, то она давно и совершенно правильно указана А. Г. Бетехтиным (1936) и заключается в некоторой трансгрессии (а не регрессии) моря во вторую половину рудной эпохи. Доказательством является большая тонкозернистость

обломочных частиц в карбонатных рудах сравнительно с первично-окисными. Просто во вторую половину рудной эпохи благодаря расширению моря все фации бассейна сместились в юго-западном направлении и карбонатные руды естественно перекрыли окисные. Пересматривать эту схему сейчас нет ни нужды, ни возможности.

И еще один характерный момент. Гидротермальный марганец, по Г. С. Дзоценидзе, «выделялся в осадок в виде карбоната лишь местами, где создавались наиболее высокие концентрации» (стр. 12). Следуя этой идее,— в существе своем, конечно, неоспоримой,— мы должны представлять себе дело так, что в местах высачивания гидротерм концентрация $MnCO_3$ была еще недостаточна и потому марганец не осаждался. Пройдя же около 10 км к северо-западу от места высачивания, т. е. уже в районе Чиатурского месторождения, концентрация марганца каким-то образом резко поднялась и началась химическая садка— вдали от берега $MnCO_3$, а вблизи берега— окислов Mn. Ситуация получается совершенно противоестественная, ибо на протяжении десятикилометрового странствования гидротерм концентрации марганца в них *могли только убывать в силу смешения гидротерм с морской водой*, а не увеличиваться. Заметим, что такого рода ошибка свойственна не только Г. С. Дзоценидзе, но и всем вообще сторонникам идеи отдаленно-вулканогенных накоплений.

Как видим, гидротермальная концепция Г. С. Дзоценидзе отнюдь не движет вперед наше познание генезиса Чиатурского месторождения. Она не объясняет многие твердо установленные факты, например, поступление марганцевых растворов с юго-западной суши, хорошую азрированность наддонной воды бассейна, диагенетическую природу карбонатных руд и их структур, трансгрессивную природу перекрывания окисных руд карбонатными и создает некоторые совершенно противоестественные гидрологические ситуации— вроде движения рудных растворов навстречу поступающему с берега обломочному материалу или концентрирования Mn при удалении от вулканического очага.

3. О ХАРАКТЕРЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЭПОХУ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

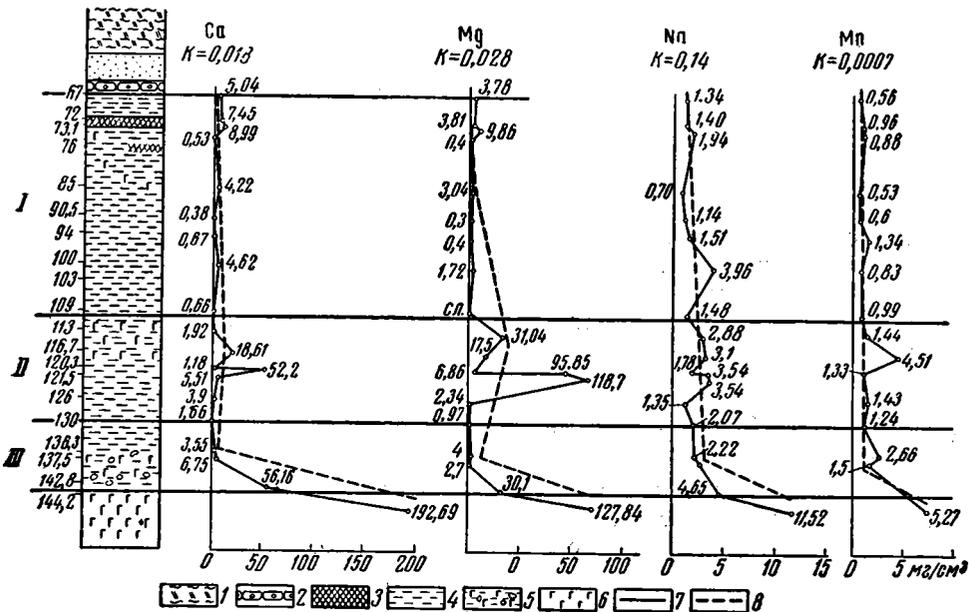
Сказанным можно было бы ограничиться при разборе гипотезы Г. С. Дзоценидзе. Но возникает вопрос: что же толкнуло ученого отойти от установившегося уже и достаточно аргументированного представления об осадочном генезисе Чиатурского месторождения и искать нового решения этой казалось бы уже решенной проблемы?

Два обстоятельства. Во-первых, ничтожность содержаний Mn в гранитоидах Дзирульского массива, которые считались А. Г. Бетехтиным материнской породой для Чиатурских руд. Во-вторых, отсутствие признаков глубокого химического выветривания гранитоидов, способного мобилизовать из них большие количества марганца.

Нужно сказать, что первая слабая сторона концепции А. Г. Бетехтина нашупана Г. С. Дзоценидзе правильно: она действительно существует и требует устранения. Она и устраняется допущением, что главным и решающим источником рудных марганцевых растворов были не дзирульские граниты, а среднеюрские порфириды, содержание марганца в которых на порядок выше гранитоидного и колеблется по немногим анализам от 0,2 до 0,5%. Идеи такого рода уже высказывались в литературе и нам представляется, что они правильны и должны быть поддержаны. Таким образом, поиски материнской для Чиатур породы с резко повышенным содержанием Mn отнюдь не без-

надежны; такие породы имеются. Иначе обстоит дело с необходимостью интенсивного и глубокого выветривания порфиритов для мобилизации больших масс марганца.

Дело в том, что по исследованиям Н. А. Лисицыной, базирующимся на профилях коры выветривания основных, кислых и осадочных пород Украинской ССР и Казахской ССР, *главные массы марганца выносятся из элювия на самой начальной, щелочной его стадии, при $pH > 7,5$ в воде, пропитывающей элювий.* Это наглядно видно на профи-



Фиг. 6. Распределение Ca, Mg, Na, K и Mn в коре выветривания амфиболитов, Украинская ССР

1 — песчано-глинисто-мергельные отложения палеогена; 2 — бокситы; 3 — железенные породы; 4 — глины коры выветривания; 5 — слабовыветрелые амфиболиты; 6 — амфиболиты; 7 — содержание элементов ($г/см^3$); 8 — средние содержания элементов для каждой зоны ($г^2/см^3$)

$$K = \frac{\text{Среднее содержание в верхней зоне}}{\text{Среднее содержание в коренных породах}}$$

Зоны: I — каолинитовых глин с примесью окислов и гидроокислов железа и гибсита (в верхней части), II — каолинитовых глин с небольшой примесью гидрослюд и реликтовых минералов, III — монтмориллонитовых и каолинитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов

лях фиг. 6. *Марганец идет в это время вместе с Na, K, Ca, Mg, железо же остается в выветрелых породах практически нетронутым.*

Повышенные содержания Mn в исходной породе создавали, естественно, повышенные содержания этого элемента в растворе, большой же объем промываемого элювия (по вертикали и горизонтали) обеспечивал большие абсолютные массы выносимого марганца, что являлось главной предпосылкой рудообразования. Eh среды должен быть при этом около нуля с небольшими колебаниями в ту или другую сторону. В этих условиях марганец, в виде $MnCO_3$, как известно, достаточно подвижен, железо же иммобильно, почему и осуществляется почти полное разделение этих двух элементов или, иначе говоря, селективное выщелачивание марганца, без формирования сколько-нибудь развитой коры выветривания.

Специфика момента рудообразования в Чиатурах была в удачном сочетании ряда обстоятельств. На водосборной площади к западу и юго-западу от Чиатур стали вскрываться значительные, ранее не выходявшие на поверхность, участки байосских порфириров. Благодаря общему похолоданию климата выветривание этих участков длительно задерживалось на щелочной стадии, что способствовало селективному выносу из них марганца. Заливообразная конфигурация бассейна и ослабленная его гидродинамическая активность приводили к тому, что поступающий в бассейн марганец не рассеивался в сколько-нибудь значительной степени, но фиксировался на дне прибрежной части бассейна. Подача обломочного материала за счет механического разрушения самих порфириров и дзиркульских гранитов была ослаблена, что создавало лишь ограниченное разбавление марганцевистого осадка. В дальнейшем в диагенезе перераспределение Mn в осадке дополнительно значительно обогатило им отдельные участки осадка, вызывая появление рудных линз. Так, сложным путем согласное действие указанных четырех факторов породило грандиозное Чиатурское месторождение. Пока это сочетание сохранялось, шло формирование месторождения. Как только оно нарушилось, рудный процесс прекратился. При этом главным фактором, на наш взгляд, было исчерпание способного к мобилизации марганца в зоне его селективного выщелачивания из порфириров водосборных частей.

Такое же селективное выщелачивание марганца из порфириров имело место и во многих других районах водосборов хадумского бассейна, и это создавало предпосылки для рудообразования на многих других частях нижнеолигоценового водоема. Но другие факторы — и прежде всего палеогеографические, а также интенсивность привноса разбавляющего терригенного материала — сочетались здесь менее благоприятно. Поэтому и сам рудный процесс смог реализоваться далеко не по всей периферии бассейна, а лишь на некоторых, хотя и многочисленных участках, а интенсивность его здесь, как правило, была ничтожной.

Изложенная вкратце схема генезиса Чиатурского месторождения есть, конечно, гипотеза. Но она хорошо увязывается со всеми фактами его геологии и палеогеографии, не противоречит ни одному из них и не создает противостественных, невозможных в природе ситуаций. Вулканогенно-осадочная же концепция Г. С. Дзоцендзе, к сожалению, противоречит многим твердо установленным геологическим и палеогеографическим фактам и вместе с тем включает в себе эти противостественные ситуации. Думается, что неудачный опыт применения вулканогенно-осадочной трактовки к Чиатурам должен предостеречь исследователей от чересчур легкого переkreщивания типичных осадочных месторождений в вулканогенно-осадочные.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Чиатурское марганцевое месторождение и его промышленная характеристика. Тр. ЦНИГРИ, вып. 60, 1936.
- Бетехтин А. Г. Влияние орогенических движений на состав рудоносных фаций Чиатурского марганцевого месторождения. Зап. Ленингр. гор. ин-та, т. XI, вып. 1, 1937.
- Бетехтин А. Г. и др. Чиатурское месторождение марганца. Изд. «Недра», 1964.
- Бутузова Г. Ю., Штеренберг Л. Е. Распределение марганца и железа в хадумских отложениях Грузии. Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Дзоцендзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГрузССР, 1948.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.

УДК 552.144 (571.52).

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ В ХЕМОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ТУЗТАГСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

М. В. ПАСТУХОВА

В статье рассмотрены процессы изменения обломочных минералов — кварца, триоктаэдрической слюды, вулканического стекла и полевых шпатов — в хемогенно-терригенных породах соляного месторождения Туз-Таг (Тува). Дается описание аутигенных минералов — кварца, диоктаэдрической гидрослюды типа IM, триоктаэдрического хлорита, турмалина, титановых минералов, возникших в физико-химических условиях терригенных осадков водоема, в котором шла садка галита. Делается вывод о связи аутигенеза силикатов с процессами диагенеза и, возможно, раннего эпигенеза.

По вопросу о процессах образования глинистых минералов в осадочных породах и о влиянии условий среды на эти процессы в литологической литературе пока нет единой точки зрения. Большой интерес представляет изучение аутигенного образования глинистых минералов в бассейнах различных климатических зон. И, если в зоне ледового литогенеза глинистые минералы целиком обломочные, то в бассейнах осадконакопления гумидных зон процессы аутигенного образования уже проявляются, хотя и в резко ослабленной форме (Страхов, 1962; Ратеев, 1964). По данным М. А. Ратеева (1964), подавляющее большинство глинистых минералов морских бассейнов гумидной зоны имеет терригенное происхождение. Весь известный в настоящее время фактический материал свидетельствует о чрезвычайно слабом, часто трудно уловимом развитии этих процессов в условиях гумидного седиментогенеза и диагенеза, что обусловлено ничтожными концентрациями тех компонентов Al^{3+} , Si^{4+} и других, которые необходимы для синтеза большинства слоистых алюмосиликатов.

В зоне аридного литогенеза, по данным ряда авторов (Страхов, 1962; Ратеев, 1958, 1964; Писарчик, 1956), картина существенно изменяется, процессы аутигенного образования начинают играть заметную роль, которая все более увеличивается по мере роста солёности водоема. Обломочный материал, попадая в солеродные бассейны с резко отличной физико-химической средой, претерпевает существенные изменения, приспособляясь к новым условиям.

Имеется несколько работ, касающихся состава глинистого вещества солёносных толщ (Яржемская, 1954; Писарчик, 1956 и др.), но в них мало внимания уделено вопросу о способах образования глинистых минералов, о соотношении аутигенных и терригенных минералов, об источнике вещества для синтеза алюмосиликатов в солёносных породах.

В задачу нашей работы входило по возможности детальное изучение процессов аутигенного образования глинистых и некоторых других аутигенных минералов в соляных алевритово-глинистых породах Тузтагской соленосной толщи среднего девона Тувы.

1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА СОЛЕНОСНЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУЗ-ТАГ

Мы ограничимся здесь только самыми краткими сведениями о строении соленосного разреза месторождения Туз-Таг, так как более подробно оно было описано в работе, посвященной изучению соляных пород и минералов этого месторождения (Пастухова, 1960). По данным неглубоких скважин в разрезе центральной части месторождения выделяются три толщи — подсоленосная; собственно соленосная и надсоленосная. Подсоленосная толща, вскрытая неполностью, внизу сложена глинистыми алевролитами красноватого и зелено-серого цвета, выше сменяющихся пачкой чередующихся прослоев глинистых алевролитов и глин алевритовых, часто загипсованных и засолоненных (от 0,4 до 3 м), с пластами каменной соли (0,4—1,1 м) и ангидритово-карбонатных пород (0,4 м). Общая мощность 23—24 м.

В составе собственно соленосной толщи можно выделить пять пачек.

- | | |
|---|---------|
| 1. Нижняя соляная пачка, сложенная каменной солью с редкими пластами (0,3—1 м) алевритово-глинистых пород зелено-серого, серого, реже фиолетово-серого цвета. | 115,9 м |
| 2. Алевритово-глинистая пачка, в которой преобладают пласты алевритовых глин вишнево-красного, светло-серого, зелено-серого цвета (0,74—5 м). В подчиненном количестве присутствуют пласты глинистых алевритов (4 м) и каменной соли (1,1—2 м). Характерно присутствие тонких прослоев (несколько сантиметров — 1 м) измененных пепловых туфов. | 26,6 » |
| 3. Средняя соляная пачка, сложенная в основном пластами каменной соли (0,5—21,3 м) с редкими прослоями (несколько десятков сантиметров — 1,5 м) измененных пепловых туфов. | 37,3 » |
| 4. Глинистая соляная пачка, состоящая из пластов алевритовых глин серо-зеленого, светло- и темно-серого цвета и глинистых алевролитов вишнево-красного цвета (0,4—10 м), и пластов каменной соли (0,5—4,5 м). | 60,5 » |
| 5. Верхняя соляная пачка, сложенная главным образом каменной солью, содержащей редкие тонкие (несколько сантиметров) прослои сильвин-галитовых пород, алевритовых глин и измененных пепловых туфов. | 49,1 » |

Надсоленосная толща слагается загипсованными и засолонными глинами, видимой мощностью 20—22 м. Общая мощность разреза составляет 350—360 м.

Соленосная толща от Туз-Тага протягивается к западу от р. Южный Торгалык и уходит в пределы МНР. По всей вероятности, как каменная соль, так и терригенные породы слагают пластообразные линзы разной мощности и протяженности (от десятков до сотен метров), довольно неравномерно распределенные по вертикали и по горизонтали. В одних участках (Туз-Таг, левобережье и правобережье р. Южный Торгалык) в разрезе преобладают линзы и пласты каменной соли, в других — хемогенно-терригенные породы (соляные глины и алевролиты).

Для района месторождения было подсчитано, что каменная соль составляет 77,8% суммарной мощности разреза, ангидритовые породы составляют всего 1%, а остальные 21—22% — это хемогенно-терригенные породы: соляные глины и алевролиты вместе с пепловыми туфами. Каменная соль является преобладающей хемогенной породой в разрезе, а галит — основным породообразующим минералом. Ангидрит и сильвин присутствуют в виде примеси в каменной соли, а ангид-

рит также в хемогенно-терригенных породах, и только в редких случаях они образуют самостоятельные прослои очень незначительной мощности. Карналлит встречается лишь в виде микровключений в галите в верхних частях разреза Туз-Таг. Карбонатные минералы (кальцит, доломит, магнезит, паранкерит) в соленосной толще месторождения Туз-Таг не образуют самостоятельных прослоев, а встречаются в виде примеси в каменной соли (0,5—1,5%) и в терригенно-хемогенных породах (3—27%).

Следует отметить, что соляные породы Тузтагского разреза со времени своего образования претерпели некоторые изменения в процессе катагенеза. Катагенетические процессы привели к перекристаллизации галита и формированию крупных кристаллов карбонатов, ангидрита, кварца. Но катагенетическая перекристаллизация не зашла так далеко, чтобы целиком уничто-

жить черты первично-седиментационных структур и текстур, таких, как первичные зональные структуры или первичная слоистость галита.

Несколько подробнее остановимся на характеристике соляных терригенных пород, называемых также хемогенно-терригенными или терригенно-аутигенными породами (Страхов, 1962), которые собственно и являлись объектом изучения. Кроме того, в самой каменной соли и даже в сильвин-галитовых прослоях наблюдается постоянная примесь терригенного материала (4—20%), окрашивающего галит в светло- и темно-серые тона. Каменная соль, содержащая большое количество примесей, связана постепенным переходом с соляными глинами, где растворимая часть составляет от 5 до 55%.

Хемогенно-терригенные породы Туз-Тага представлены соляными, алевритовыми и алевритистыми глинами, реже глинистыми алевритами и глинистыми мергелями, содержащими примесь карбонатов, ангидрита и галита (табл. 1).

Гранулометрический анализ ряда образцов показал, что фракция < 0,001 мм составляет от 24 до 46%, от 0,001 до 0,01 мм — от 21 до 45%, от 0,01 до 0,1 мм — от 22 до 30,2% и больше, 0,1 мм — от 4,4 до 12%, что соответствует алевритовой или алевритистой глине. Количество галита в изученных нами образцах соляных алевритовых глин колеблется от 0 до 55,4%, доломита от 0 до 10,14%, ангидрита от 0 до 3,5%. По содержанию галита почти все алевритовые глины являются соляными, а многие из них — доломитовыми (более 5% карбонатов).

Такое высокое содержание алеврито-глинистого материала в соленосном горизонте как в виде рассеянной примеси, так и в виде прослоев различной мощности (от долей сантиметра до десятков метров) указывает на то, что процессы садки каменной соли постоянно сопровождалась привносом в солеродный бассейн обломочного материала, а временами прерывались и сменялись периодами отложения хемогенно-терригенных пород.

Таблица 1

Содержание хемогенных минералов в соляных ангидритовых глинах

| № образца | Доломит | Ангидрит | Галит | Сумма |
|-----------|---------|----------|-------|-------|
| 8 | 5,96 | Нет | 5,80 | 11,76 |
| 15 | 4,29 | 0,32 | 55,40 | 60,01 |
| 27 | 10,14 | Нет | 31,10 | 41,24 |
| 46 | 6,17 | » | 8,90 | 15,07 |
| 93 | 1,99 | 0,70 | Нет | 2,69 |
| 12 | 0,21 | 3,50 | 20,70 | 24,41 |
| 32 | 2,61 | Нет | 17,00 | 19,61 |
| 44 | Нет | » | 31,80 | 31,80 |
| 54 | 1,46 | 0,78 | 14,40 | 16,64 |
| 67 | 1,57 | 0,90 | 6,40 | 8,87 |

Соленосные толщи такого строения относят к хемогенно-терригенному типу соляных отложений, в которых типичные хемогенные галогенные осадки чередуются с существенно терригенными (Иванов, 1953). Аналогичный состав имеют верхнедевонские толщи Белорусских месторождений (Яржемский, 1960; Иванов, 1961) и третичная соленосная толща калийного Предкарпатского месторождения (Иванов, 1949).

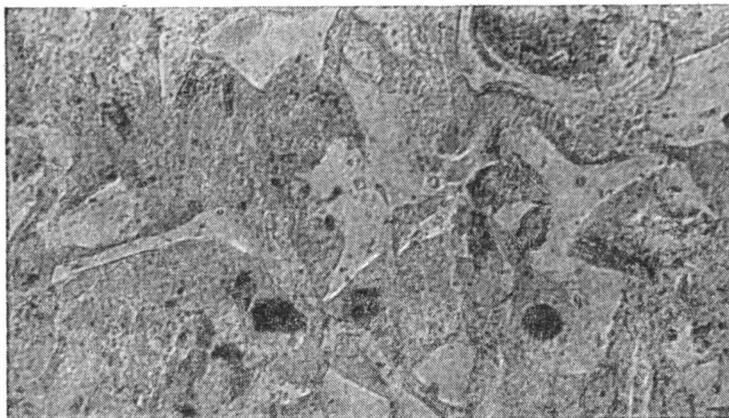
Соленосные отложения месторождения Туз-Таг формировались в условиях небольших бассейнов в узком межгорном прогибе. О путях поступления питающего материала в солеродный бассейн писали многие исследователи (Иванов, 1953; Яржемский, 1960; Страхов, 1962). Питание таких водоемов осуществлялось за счет вод открытого моря, приносивших растворенные соли, и речных вод, поставлявших взвешенный терригенный материал.

Н. М. Страхов (1962, стр. 463) указывает, что «поскольку мутная речная вода была весьма слабо минерализована, влияние ее на седиментацию солеродного водоема неизбежно оказывалось двояким. Терригенные частицы загрязняли соляной осадок, делали его более сложным, многокомпонентным, терригенно-хемогенным, пресная вода разбавляла рапу». Это вызывало нарушение физико-химического равновесия солеродного водоема, происходило подавление хемогенной седиментации. «На начальных и средних ступенях минерализации, когда садится доломит и гипс, или только начинается садка галита, поступление терригенного материала и пресных вод приводит не только к загрязнению солевых фаз, но, локально, в местах очень большого приноса мути, может прекратить их садку». (Страхов, 1962; стр. 466). В тех водоемах, где воды обладали высокими степенями минерализации (садка галита и калийных солей), внос пресной воды и обломочного материала приводил лишь к загрязнению галита в самой различной степени. Как раз это мы наблюдаем на Туз-Таге. Здесь галит, как правило, присутствует в породах, содержащих более 90% нерастворимого осадка.

При изучении соляных алевроитовых глин в шлифах было обнаружено, что многие из них содержат примесь пепловых частиц от нескольких процентов до 20—50% в отдельных прослоях; в этом случае они являются пепловыми туффитами, по классификации Е. Ф. Малеева (1963). Некоторые прослои представляют собой алевроитовые витрокластические туфы, в настоящее время целиком превращенные в глину. Для них характерна реликтовая пепловая структура (фиг. 1). Количество пепловых частиц составляет от 70 до 90% породы. Прослои, обогащенные частицами вулканического стекла, были встречены в алевроитово-глинистой пачке, а также в средней и верхней соляных пачках соленосной толщи, где они залегают непосредственно среди каменной соли. Заметное увеличение количества пепловых частиц и прослоев алевроитовых туфов наблюдается к западу; здесь они в том или ином количестве присутствуют в составе всех хемогенно-терригенных пород.

По всей вероятности, источник пирокластического материала предполагался северо- и юго-западнее, где в разновозрастных породах встречаются прослои эффузивных пород среди осадков лагунно- и мелководно-морского типа. Расстояние от месторождения Туз-Таг до предполагаемых вулканов приблизительно 60—100 км; пепловый материал приносился в солеродную лагуну ветром и «загрязнял» каменную соль и хемогенно-терригенные осадки. Временами витрокластических продуктов поступало так много, что образовывались прослои

туфов почти без примеси постороннего материала. В нашем случае отсутствие кристаллов и более крупных обломков пемзы и эффузивных пород объясняется дальностью и способом переноса частиц от места извержения. Так как впоследствии витрокластический материал был целиком превращен в глину, трудно что-либо сказать о первоначальном составе вулканического стекла. Судя по составу эффузивных пород, которые наблюдаются в одновозрастных с соляными отложениями к западу от месторождения, вулканическое стекло могло быть



Фиг. 1. Соляная глина с реликтовой пепловой структурой
Без анализатора, увел. 120

как кислого, так и основного состава. Цемент пепловых туфов Тузтага, вероятно, состоял из смеси более мелких фракций (0,01—0,001 мм) того же вулканического стекла и хемогенных минералов — галита и карбонатов.

Для детального изучения было отобрано по скважинам 23 образца соляных терригенных пород. Образцы были взяты как из хемогенно-терригенных прослоев мощностью в несколько метров, так и из тонких сантиметровых слоев среди каменной соли. Все изученные породы представляют собой соляные алевритовые или алевритистые глины, обычно доломитовые, реже глинисто-алевритовые мергели. Количество воднорастворимых солей в них колеблется от 6 до 55%, доломита от 0 до 10%, ангидрита (и гипса) от 0 до 3,5%.

Соляные глины были изучены в шлифах, что дало возможность выяснить во всех деталях состав и соотношение терригенных и аутигенных минералов. Кроме этого под микроскопом в иммерсионных жидкостях изучались фракции следующей размерности: < 0,001, 0,001—0,01, 0,01—0,1 мм; а также были замерены показатели преломления глинистых и других алюмосиликатных минералов.

При изучении фракции меньше 0,001 мм использованы химический, электронно-микроскопический и рентгеноструктурный методы исследования¹.

Минералогическое изучение показало, что в соляных алевритовых глинах содержатся минералы различного происхождения: 1) хемогенные минералы, непосредственно выпавшие из рапы соленого водоема, такие, как карбонаты, ангидрит, галит; 2) обломочные минера-

¹ Все анализы выполнялись в соответствующих лабораториях ГИН АН СССР.⁷

лы, принесенные в бассейн с прилегающей суши; 3) аутигенные алюмосиликатные минералы, возникшие в процессе диагенетического и частично эпигенетического преобразования терригенного материала в осадках солеродного бассейна.

Хемотропные минералы — галит, ангидрит, гипс и карбонаты — здесь не рассматриваются. Необходимо только отметить, что они первоначально представляли собой микрозернистую, довольно равномерно распределенную примесь к терригенному и вулканогенному материалу. Затем в процессе диагенеза и катагенеза произошло их частичное стягивание и перекристаллизация карбонатов и галита с образованием скоплений средне- и крупнокристаллических зерен, а также единичных, хорошо ограниченных кристаллов и их сростков.

Минералы обломочного происхождения распределяются в глине весьма неравномерно. Местами они образуют скопления неправильной формы или вытянутые микрослои, местами совсем отсутствуют. Большинство зерен имеет угловатую и полуокатанную форму. Характер распределения, форма и размер частиц указывают на то, что обломочный материал в бассейн приносился не только речными водами, но и ветром. Состав обломочных минералов соляных глин соленосного разреза удивительно однообразен. Это — кварц, слюды (биотит и мусковит) и обломки «бывшего» вулканического стекла. В очень незначительном количестве присутствуют зерна полевых шпатов, хлорита, обломки эффузивных пород. Среди аксессуарных минералов повсеместно встречаются циркон, апатит, турмалин, эпидот и титановые минералы (рутил, бруксит, ильменит).

Аутигенные минералы представлены кварцем, триоктаэдрическим хлоритом, диоктаэдрической гидрослюдой, турмалином и титановыми минералами.

2. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПЕПЛОВЫХ ЧАСТИЦ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

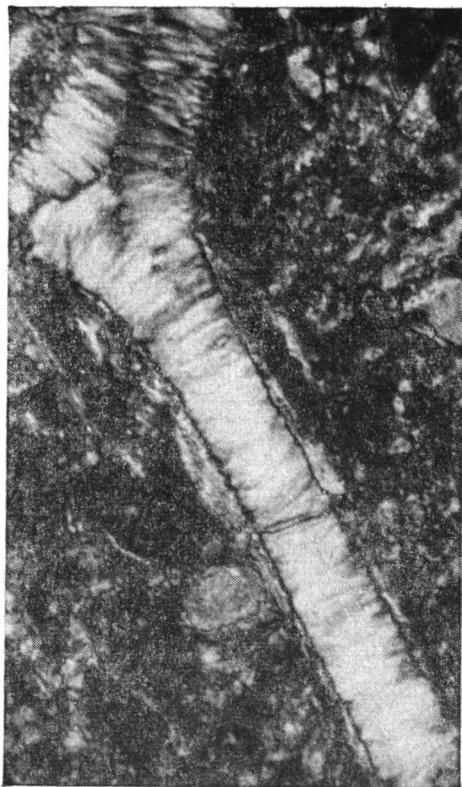
Под микроскопом пепловые частицы имеют характерную вытянутую угловатую, оскольчатую, изогнутую форму, нередко встречаются «рогульки» (см. фиг. 1). Размер пепловых частиц колеблется от 0,05 до 0,3 мм при толщине от 0,007 до 0,02 мм. Вулканическое стекло было целиком растворено, а в пустотках выделились новые аутигенные минералы — триоктаэдрический хлорит, кварц, диоктаэдрическая гидрослюда и титановые минералы.

В соляных алевритовых глинах, где пепловые частицы присутствуют в виде примеси, наблюдается замещение их аутигенным хлоритом и кварцем, гидрослюдой и редко — одновременно гидрослюдой и кварцем. Трудно проследить какую-либо закономерность в распределении аутигенных минералов, замещающих обломки вулканического стекла. В пределах одного шлифа можно наблюдать, как игольчатый изотропный хлорит выполняет пепловые частицы. Иголки хлорита длиной от 0,003 до 0,02 и толщиной 0,001—0,002 мм. в одних случаях растут от стенок частицы внутрь, образуя крустификационные каемки по краям, смыкающиеся внутри частицы, в других — хлорит, выполняющий пустоты от пепловой частицы, раскристаллизовывается в беспорядочную массу тонких мелких иголок (0,003—0,006 мм). В том же шлифе можно видеть, как пепловые частицы замещаются одновременно хлоритом и кварцем. При этом игольчатый хлорит образует крустификационные каемки по краю, а мозаичный кварц выделяется в центральной части. Иногда, наоборот, кварц располагается по краю пепловой частицы, а

в центре кристаллизуется тонкоигльчатый хлорит. Реже пепловая частица выполнена мозаичным кварцем, на фоне которого хлорит образует радиальнолучистые срастания (0,01—0,3 мм) и скопления иголок. И, наконец, в том же образце в некоторых участках шлифа пепловые



Фиг. 2. Пепловые частицы в соляной глине, целиком замещенные мозаичным аутигенным кварцем
Николи +, увел. 400



Фиг. 3. Пепловая частица, замещенная аутигенной гидрослюдой
Николи +, увел. 400

частицы оказываются целиком замещенными одним аутигенным кварцем, имеющим мозаичную структуру (фиг. 2). В меньшей степени обычно наблюдается замещение пепловых частиц аутигенной гидрослюдой и еще реже одновременно гидрослюдой и кварцем.

В то же время в образцах витрокластических туфов, сложенных одними пепловыми частицами, видно замещение их исключительно гидрослюдой. Гидрослюда замещает обломки стекла целиком. При этом, как и в случае замещения отдельных пакетов и пластинок биотита, наблюдается рост кристаллов гидрослюды перпендикулярно длинной стороне частицы (фиг. 3). Часто процесс разложения пепловых частиц сопровождается выделением из их состава окислов титана, которые в виде точечной вкрапленности лейкоксена остаются внутри контуров частиц вулканического стекла или выносятся за пределы частиц и окаймляют их в виде аморфной массы гидроокислов титана.

Во всех изученных образцах соляных глин и туффитов наблюдаются биотит и мусковит. В некоторых образцах листочки слюд являются преобладающим терригенным компонентом.

Биотит количественно преобладает среди слюд и в некоторых образцах составляет до 10—15%, обычно же его содержание колеблется от 1 до 7%. Характерно, что ни в одном образце не встречено ни одного свежего листочка биотита, весь он изменен в той или иной степени. Трудно сказать, был ли он принесен в бассейн свежим и изменился в осадке или уже был до этого затронут процессами изменения. Но и в этом последнем случае увеличение степени его измененности уже в осадке солеродного бассейна не вызывает сомнения. Размер пластинок биотита колеблется от 0,02 до 0,3 мм по длине и от 0,007 до 0,02 мм по толщине. Почти все пластинки биотита деформированы в разной степени, изогнуты, расщеплены на концах, часто разбухшие.

Характер изменения биотита в осадке неодинаков. Одна группа изменений включает гидратацию, хлоритизацию и гидрослюдизацию. В этом случае все преобразования происходят как бы «в рамках» пластинки самого биотита.

При гидратации биотит частично обесцвечивается, обычно имеет зеленоватую окраску по Ng и желтовато-зеленую или бесцветную по Np. Двупреломление его несколько понижается по сравнению с нормальным (0,01—0,02). При этом происходит значительный вынос железа, которое часто в пределах пластинки или рядом образует точечную вкрапленность гидроокислов железа. При хлоритизации биотит становится светло-зеленоватым, двупреломление его резко понижается (0,008), он почти изотропен в скрещенных николях. А при гидратации и хлоритизации контуры пластинок и спайность биотита сохраняются почти полностью. В основном изменяются только его оптические свойства в связи с изменением состава.

В случае превращения биотита в гидрослюду идет тот же процесс выноса железа из пластинки минерала, что приводит к его полному или частичному обесцвечиванию, исчезает даже слабый плеохроизм. В скрещенных николях наблюдается поляризационная окраска типичной гидрослюды. Обычно пластинки разбухают по оси *c*, расщепляются по краям, теряют свои четкие контуры, но сохраняют следы трещинок спайности. В скрещенных николях можно видеть, что они как бы расплываются и растворяются в массе глинистого цемента. Это свидетельствует достоверно о том, что процесс происходил в осадке, на месте.

Гидрослюда, в которую переходит триоктаэдрический биотит, не изучалась, но рентгеноструктурное исследование фракции <0,001 мм показало полное отсутствие каких-либо смешанно-слоистых образований и триоктаэдрических гидрослюд при наличии триоктаэдрического хлорита и диоктаэдрической гидрослюды. Это дает основание считать, что гидрослюда, возникшая по биотиту, тоже диоктаэдрическая, хотя структурный характер такого перехода до сих пор остается неясным.

Все вышеописанные процессы связаны с видоизменением биотита в новых физико-химических условиях в диагенезе. Они сходны с процессами эпигенетического «приспособления» биотита, описанными А. Г. Коссовской (1962) для мезозоя Верхоянья и А. Г. Коссовской, В. А. Дрицем и В. А. Александровой (1963) для угленосных свит Вилюйской впадины.

Интересно отметить, что в нашем случае переход биотита в диоктаэдрическую слюду при полном отсутствии смешанно-слоистых структур происходит в условиях диагенеза (может быть, отчасти начального ка-

тагенеза) в солеродном водоеме при нормальных температурах и давлении, в то время как описанный А. Г. Коссовской и др. (1963) сходный процесс идет в условиях глубинного катагенеза в геосинклинальном разрезе в условиях повышенных температур и давления. И, если при глубинном катагенезе калий, необходимый для образования диоктаэдрической гидрослюдой из биотита, выделялся при разрушении в этих условиях калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов, то в условиях соляного бассейна месторождения Туз-Таг источником калия были рапа и калий, высвобождавшийся при разложении вулканического стекла. В ряде случаев повышенное содержание магния в рапе солеродного бассейна вызывало преобразование биотита и в триоктаэдрический хлорит.

Изменение биотита другого рода происходит совершенно иным путем. В этом случае в диагенезе идет частичное или полное растворение и вынос компонентов минерала с последующим заполнением его «оболочки» новыми аутигенными минералами — диоктаэдрической гидрослюдой, триоктаэдрическим хлоритом, кварцем и доломитом. Причем биотит, как уже отмечалось выше, был предварительно гидратирован и изменен. Растворение и замещение такого биотита обычно начинается вдоль трещин спайности, при этом могут замещаться как отдельные пакеты биотитовой пластинки, так и вся пластинка минерала целиком. В последнем случае следы трещинок спайности иногда сохраняются, а иногда и нет. В отличие от процессов стадийного изменения биотита, когда все преобразования минерала идут в пределах самой пластинки и изменяется лишь ее состав, при изменениях биотита с растворением и выносом его компонентов формирование новых аутигенных гидрослюдой и хлорита в пределах зерна минерала происходит иначе. Их кристаллики обычно растут в свободном пространстве перпендикулярно направлению трещин спайности, образуя как бы крустификационные полосы на месте бывших пакетов биотита. Замещение аутигенным мозаичным кварцем и карбонатом происходило также по отдельным пакетам биотитовой пластинки. Карбонат как бы внедряется внутрь листочка биотита по спайности, раздвигая и замещая пакеты и деформируя пластинку минерала.

Мусковит в отличие от биотита в соляных глинах при процессах диагенеза и последующих изменениях не испытывает почти никаких видоизменений. Можно отметить незначительное расщепление и некоторую деформацию его пластинок.

Обломочный кварц наблюдается во всех образцах алевритовых глин в количестве от 3—5 до 10—15%. Более высокое содержание его отмечено в подсолённой толще и в терригенных пачках собственно соленосной толщи. Размер зерен кварца колеблется от 0,01 до 0,15 мм. Преобладают угловатые и полугловатые обломки. По морфологическим особенностям можно выделить кварц прозрачный, без включений и с включениями рутила и хлорита, и кварц мутный, с многочисленными точечными включениями, часто расположенными цепочками. Наблюдаются вторичные изменения обломочного кварца — коррозия зерен глинистыми минералами, гидрослюдой и хлоритом, также частичное или полное растворение кварца. Кроме того, многие зерна кварца замещаются в разной степени ангидритом и карбонатами.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы соляных глин и витрокластических туфов представляют собой аутигенные новообразования. Рентгеноструктурное исследование фракции <0,001 мм позволило выявить присутствие

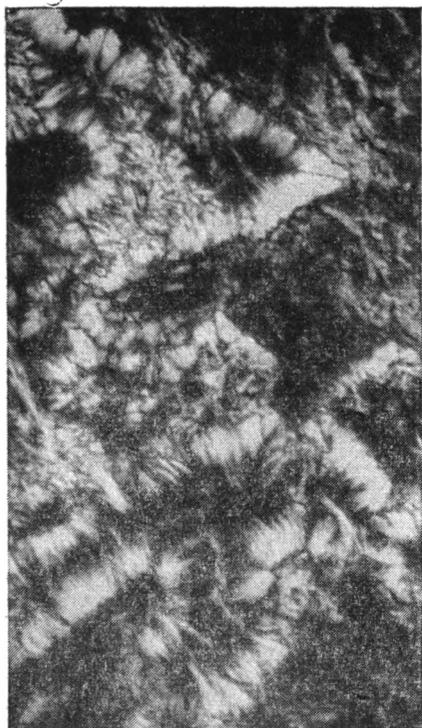
двух глинистых минералов: гидрослюды и хлорита (табл. 2). Их рефлексы на рентгенограммах отчетливо разделяются, а после обработки образцов 10%-ной HCl (кипячение в течение двух часов), приводящей к полному разрушению хлорита, на рентгенограммах остаются линии одной гидрослюды (см. табл. 2). Она индицируется по линиям $c \frac{d}{n} = 10,3$; 4,99; 3,53—3,55; 1,50 Å. Величина рефлекса (060) $c \frac{d}{n} = 1,49$ —1,50 Å указывает на диоктаэдрический тип гидрослюды. Величины рефлексов (111), (021), (112), (022), (112), (113) и (023) свидетельствуют о том, что диоктаэдрическая гидрослюда относится к низкотемпературной полиморфной модификации 1М. На порошковых рентгенограммах обычно наблюдаются четкие рефлексы, что характерно для новообразованных минералов, незатронутых процессами разложения.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (Å) и относительные интенсивности отражений на рентгенограммах хлоритово-гидрослюдистых соляных глин (фр. <0,001 мм)

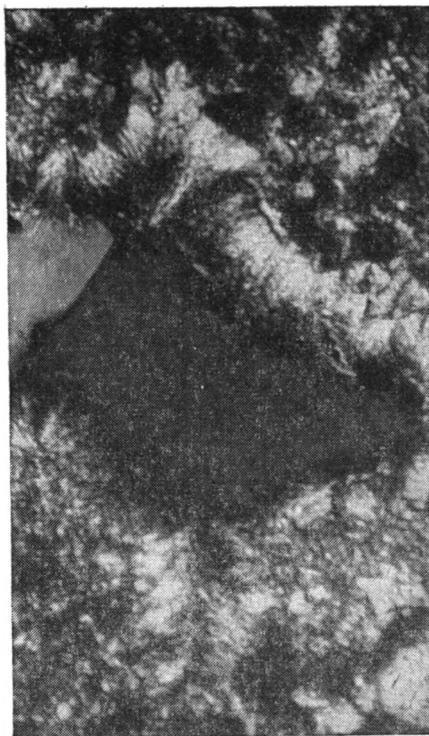
| Обр. 65 | | | | Обр. 27 | | | hkl гидрослюды | hkl хлорита |
|-----------------|---------------------------------------|---------------------------|----------------------------------|-----------------|---------------------------------------|---------------------------|----------------|-------------|
| природный | ориентированный насыщенный глицерином | ориентированный прогретый | ориентированный обработанный HCl | природный | ориентированный насыщенный глицерином | ориентированный прогретый | | |
| $l \frac{d}{n}$ | $l \frac{d}{n}$ | $l \frac{d}{n}$ | $l \frac{d}{n}$ | $l \frac{d}{n}$ | $l \frac{d}{n}$ | $l \frac{d}{n}$ | | |
| 5 14,8 | 8 14,2 | 7 14,4 | 1 13,7 | 5 14,8 | 6 14,8 | 10 14,2 | | 001 |
| 5 10,3 | 8 10,1 | 6 10,1 | 5 10,5 | 5 10,3 | 5 10,1 | 5 10,2 | 001 | |
| 5 7,2 | 10 7,1 | 6 7,1 | — | 5 7,2 | 9 7,1 | 1 7,0 | | 002 |
| 1 4,99 | 2 4,99 | 4 4,99 | 3 5,00 | — | 2 4,99 | 5 5,0 | 002 | |
| — | 7 4,7 | 4 4,7 | — | — | 5 4,7 | — | — | 003 |
| 7 4,54 | — | 1 4,48 | 7 4,54 | 7 4,56 | 1 4,52 | 3 4,50 | 020, 110 | — |
| 5 4,26 | 4 4,22 | 4 4,24 | 8 4,29 | 5 4,29 | 4 4,28 | 4 4,26 | 111 | — |
| — | 1 3,92 | 1 3,94 | 1 3,95 | — | — | — | 021 | — |
| — | — | — | 2 3,68 | — | — | — | 112 | — |
| 4 3,55 | 10 3,52 | 9 3,52 | — | 4 3,52 | 9 3,55 | 4 3,49 | — | 004 |
| 10 3,55 | 10 3,33 | 10 3,33 | 10 3,35 | 10 3,35 | 10 3,35 | 10 3,35 | 022, 003 | — |
| 3 3,06 | 2 3,08 | 2 3,06 | 3 3,08 | 3 3,04 | 2 3,06 | 2 3,07 | 112 | — |
| 2 2,83 | 4 2,83 | 5 2,83 | 1 2,81 | 3 2,82 | — | 6 2,80 | — | — |
| — | — | — | — | — | 4 2,84 | — | — | 005 |
| — | 1 2,67 | — | — | — | 1 2,67 | 1 2,65 | 023 | — |
| 6 2,57 | 3 2,56 | 4 2,57 | 6 2,57 | 6 2,57 | 4 2,57 | 4 2,57 | 200, 131 | 131, 202 |
| 5 2,441 | 3 2,441 | 4 2,436 | 5 2,457 | 5 2,441 | 3 2,452 | 4 2,441 | 004, 202, 131 | — |
| 3 2,378 | 1 2,347 | 1 2,357 | 4 2,388 | 4 2,373 | 2 2,383 | — | 201, 152 | 006 |
| 4 2,257 | 3 2,261 | 3 2,271 | 4 2,280 | 5 2,261 | 4 2,261 | 2 2,261 | 203, 132 | — |
| — | — | 1 2,221 | 2 2,234 | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 1 2,173 | — | — |
| 3 2,124 | 3 2,120 | 3 2,120 | 5 2,124 | 2 2,124 | 3 2,124 | 2 2,120 | 202, 133 | — |
| 5 1,987 | 6 1,980 | 6 1,983 | 5 1,976 | 5 1,976 | 5 1,990 | 5 1,990 | 005 | 007 |
| 2 1,874 | 2 1,874 | 1 1,862 | — | 1 1,871 | 2 1,877 | 1 1,859 | — | — |
| 5 1,816 | 5 1,802 | 5 1,807 | 6 1,816 | 5 1,813 | 5—4 1,816 | 5 1,816 | — | — |
| 1 1,738 | — | — | — | 1 1,733 | — | — | — | — |
| 1 1,701 | 1 1,704 | 1 1,706 | 1 1,699 | — | — | 1 1,696 | 205, 134 | — |
| 2—11 1,661 | 3 1,652 | 4 1,657 | 5 1,664 | 3 1,664 | 4 1,661 | 2 1,666 | 204, 135 | — |
| 1 1,562 | 4 1,556 | 1 1,564 | — | 1 1,568 | 2 1,564 | — | — | — |
| 5 1,535 | 4 1,528 | 4 1,528 | 6—5 1,539 | 6 1,533 | 4 1,537 | 5 1,537 | — | 060, 331 |
| 5 1,501 | 3 1,494 | 2 1,495 | 6—5 1,501 | 5 1,499 | 3 1,499 | 3—2 1,502 | 060, 331 | — |
| 2 1,453 | — | — | 4 1,452 | 3 1,452 | 2 1,453 | 1 1,448 | — | — |
| — | 1 1,445 | 1 1,447 | — | — | — | — | — | — |
| 1 1,408 | 1 1,409 | 1 1,411 | — | 1 1,414 | — | — | — | — |
| 4 1,372 | 3 1,383 | — | 6 1,373 | 4 1,373 | 3 1,372 | 5—4 1,375 | — | — |
| — | 3 1,363 | 5 1,369 | — | — | — | — | — | — |
| — | — | 1 1,339 | 1 1,334 | — | — | — | — | — |
| 2 1,319 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 3 1,293 | — | — | 3 1,299 | — | — | — | — | — |
| — | — | 2 1,279 | 3 1,285 | — | — | — | — | — |
| — | — | 3 1,246 | 4 1,253 | — | — | — | — | — |
| — | — | 1 1,218 | 3 1,224 | — | — | — | — | — |
| — | — | 2 1,194 | 4 1,198 | — | — | — | — | — |
| — | — | 3 1,177 | 4 1,179 | — | — | — | — | — |
| — | — | — | 3 1,150 | — | — | — | — | — |

Насыщение ориентированных образцов глицерином и прокаливание при 550° в течение двух часов не вызывает никаких изменений, не считая некоторого увеличения величин интенсивностей рефлексов (001), (002). Сравнение величин интенсивностей рефлексов (001), (002), (003) ориентированного препарата обнаруживает, что аутигенная гидрослюда является главным образом глиноземистой (четкий рефлекс cd



Фиг. 4. Аутигенная гидрослюда, выполняющая пустоты в цементе соляной глины

Николи +, увел. 120



Фиг. 5. Пора в цементе соляной глины, выполненная аутигенной гидрослюдой (I) и кварцем (II)

Николи +, увел. 120

(002) = 4,99 Å). К сожалению, химические анализы фракции $<0,001$ мм отражают состав смеси гидрослюды и хлорита и не могут быть использованы для характеристики состава каждого минерала в отдельности. Как видно из табл. 3, для глинистой фракции характерно высокое содержание K_2O (6,08—7,70%), MgO (6,52—11,92%) и довольно низкое содержание Fe_2O_3 (2,10—3,69%) и FeO (1,43—3,24%). Такие компоненты, как MgO и закисное и окисное железо, по-видимому, входят в решетку хлорита, хотя не исключено, что в диоктаэдрической гидрослуде часть Al^{3+} в октаэдрах решетки замещена Mg^{2+} , но достоверно это неизвестно.

Исследование под микроскопом в шлифах показало, что диоктаэдрическая гидрослюда полиморфной разновидности 1M представляет собой частью продукт стадийного превращения пластинок биотита, частью же в очень значительных количествах возникает в качестве новообразованного минерала, кристаллизуясь заново из алюмосили-

Таблица 3

Химический состав соляных глин (фр. > 0,001 мм)

| № образца | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O+ | H ₂ O- | CO ₂ | C | Сумма |
|-----------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-----------------|------|-------|
| 8 | 47,60 | 23,62 | 0,52 | 2,10 | 2,49 | 0,72 | 6,52 | — | 6,78 | 7,30 | 1,50 | 0,08 | 0,21 | 99,44 |
| 15 | 53,28 | 19,39 | 0,38 | 2,51 | 3,24 | 0,96 | 7,24 | — | 4,96 | 4,97 | 1,43 | 0,32 | 0,70 | 99,38 |
| 46 | 50,08 | 22,21 | 0,29 | 3,00 | 1,43 | 0,72 | 7,18 | 0,38 | 7,70 | 4,97 | 1,57 | 0,02 | 0,16 | 99,72 |
| 65 | 47,32 | 20,55 | 0,27 | 2,80 | 3,12 | 1,04 | 11,92 | 0,46 | 3,50 | 6,66 | 1,28 | 0,38 | 0,27 | 99,57 |
| 93 | 48,80 | 20,86 | 0,33 | 3,69 | 2,56 | 1,16 | 7,72 | 0,10 | 6,08 | 6,57 | 1,10 | 0,34 | 0,14 | 99,51 |

катных растворов. На это указывают формы выделения гидрослюд и форма ее частиц, наблюдаемые в шлифах и в препаратах под электронным микроскопом.

Гидрослюда в виде агрегата тонкоигольчатых кристалликов размером 0,001—0,007 мм создает основную глинистую массу алевроитовых соляных глин. Часто кристаллики гидрослюд образуют ярко поляризуемые, ориентированные, одновременно гаснущие агрегаты в цементе или дают тонкие каемки вокруг обломочных зерен кварца и пепловых частиц.

Наиболее ярко процессы аутигенного образования гидрослюд проявляются при заполнении пор и пустот в цементе, а также при раскристаллизации участков цемента. В этом случае игольчатые кристаллики гидрослюд образуют крустификационные каемки шириной 0,01—0,02 мм по краю раскристаллизованных участков или окаймляют поры и пустоты размером 0,1—0,2 мм (фиг. 4). В центральных частях таких пор, как правило, выделяются кристаллический ангидрит или галит. Это указывает на то, что шетки и каемки из игольчатых кристаллов гидрослюд интенсивно росли на тех участках, где происходила активная собирательная перекристаллизация хомогенных минералов породы — галита и сульфата кальция.

Нередко в центральных частях пустот, окаймленных новообразованной гидрослюдой, выделяются аутигенный кварц и реже опал (фиг. 5). По всей вероятности, это выкристаллизовывался тот избыточный кремнезем, который оставался в растворе после формирования аутигенной гидрослюдой. Часто с наружной стороны каемки гидрослюд, окружающей пору, выполненную ангидритом, наблюдается более тонкая каемка из тонкодисперсных окислов и гидроокислов титана (фиг. 6). Гидрослюда крустификационных каемок обладает признаками роста в свободном пространстве, на месте в породе. Для нее характерен игольчатый габитус некоторых кристалликов, длиной 0,01—0,05, толщиной 0,001—0,003 мм. На электронно-микроскопических снимках отчетливо видны удлиненные пластинки с резкими кристаллографическими очертаниями, обычно увенчанные на концах гранями (фиг. 7, 8).

Причина роста кристаллов глинистых минералов в одном направлении не совсем ясна. Она обычно присуща аутигенным глинистым минералам, кристаллизующимся из растворов в свободном пространстве. Как считают Росс и Хендрикс (Ross, Hendricks, 1945), замеще-

ние в решетке глинистых минералов ионов Al^{+3} на Mg^{+2} или Fe^{+3} , имеющих большой ионный радиус, вызывало преимущественный рост пластинок толщиной в один слой (30—100 Å) в одном направлении. Ч. Уивер (Weaver, 1953) считает, что удлиненная форма кристаллов характерна для диоктаэдрических минералов со структурой 2:1, даже при отсутствии и замены в решетке Al^{+3} на более крупный Mg^{+3} и Fe^{+3} .

Гидрослюда крустификационных каемок ярко поляризует в желтых тонах. Величины светопреломления минерала несколько колеблются в разных образцах. Так, иногда $Ng' = 1,567—1,572$ и $Np' = 1,558—1,561$ (на границе с галитом и ангидритом), а в другом случае $Ng' = 1,584—1,587$ и $Np' = 1,578—1,581$ (раскристаллизация отдельных участков цемента). Вероятно, такая разница в величинах показателей преломления связана с некоторыми колебаниями состава катионов в решетке гидрослюды, генерировавшейся из растворов, в которых могли быть переменные количества MgO и Fe .

Кроме выделений, в цементе наблюдается замещение аутигенной гидрослюдой обломков различного состава. Наиболее интенсивно идет процесс замещения гидрослюдой пепловых частиц. Как уже отмечалось при описании самих пепловых частиц, сначала происходило разложение и вынос вещества вулканических стекол, а затем в освободившихся пространствах выкристаллизовывалась гидрослюда. Обычно наблюдается рост крустификационных каемок от стенок внутрь обломка, а так как пепловые частицы чаще всего тонкие и вытянутые, то кристаллики гидрослюды растут перпендикулярно длинным сторонам частиц (см. фиг. 3). В некоторых образцах пепловых туфов гидрослюда замещает все без исключения пепловые частицы и цемент, состоявший из более мелких обломков вулканического стекла. Кроме пепловых частиц, наблюдается замещение гидрослюдой пластинок измененных триоктаэдрических слюд. Довольно редко можно видеть замещение всего листочка биотита целиком. Чаще происходит замещение отдельных пакетов. В этом случае, вероятно, имел место тот же процесс, что и при замещении пепловых частиц. Биотитовая пластинка частично или полностью растворялась, а на освободившемся месте выпадала аутигенная гидрослюда. Отдельные кристаллики-иголки и гидрослюды росли перпендикулярно спайности биотита, образуя крустификационные каемки внутри пластинки биотита. В случае полного замещения листочка биотита аутигенной гидрослюдой сохраняются отчетливые трещинки спайности, а гидрослюда кристаллизуется

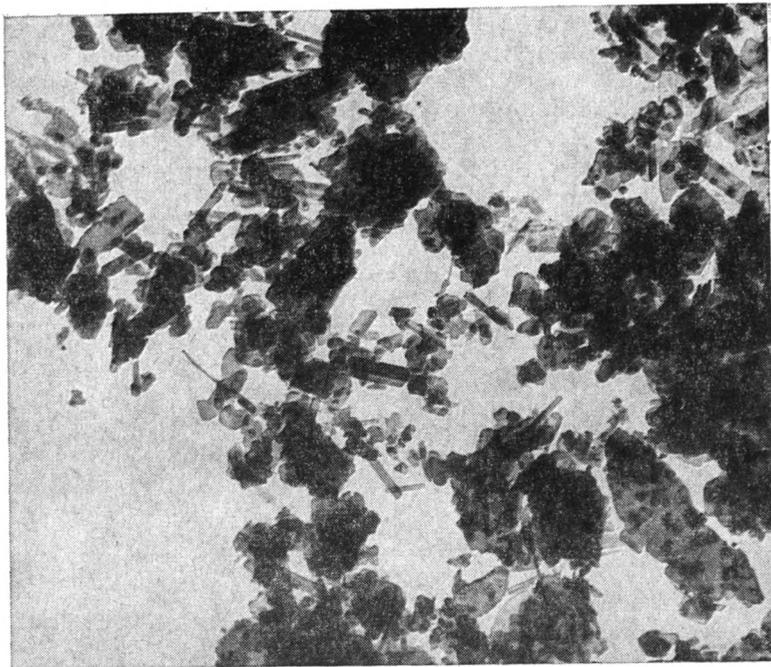


Фиг. 6. Каемка аутигенного лейкокса (темная), аутигенной гидрослюды (I) вокруг поры, выполненной ангидритом (II)

Без анализатора, увел. 120

перпендикулярно этим трещинкам. Если пластинка биотита была очень тонкой и длинной, то гидрослюда выполняла его целиком.

Очень редко наблюдаются случаи частичного или полного замещения гидрослюдой обломочных зерен полевых шпатов. Как и при процессах замещения биотита, аутигенная гидрослюда растет перпендикулярно двойниковым швам. После замещения сохраняются лишь следы альбитовых двойников.



Фиг. 7. Электронно-микроскопический снимок соляной глины (фр. <math><0,001\text{ мм}</math>) Видны полупрозрачные удлиненно-пластинчатые кристаллы аутигенной гидрослюды и хлорита с четкими кристаллографическими ограничениями. Кроме этого присутствуют пластинки обломочной слюды неправильной формы. Увел. 20 000

Аутигенная гидрослюда, замещающая обломки, по внешнему виду мало отличается от гидрослюды, развитой в цементе, отмечается лишь более низкое светопреломление: $Ng' = 1,563-1,566$ и $Np' = 1,555-1,558$.

Хлорит определяется по базальным отражениям с $\frac{d}{n} = 14,2-14,8; 7,2; 3,52-3,55 \text{ \AA}$ и др., которые сохраняются при прокаливании образца при температуре 550° в течение двух часов и при насыщении глицерином. При кипячении в 10%-ной HCl в течение двух часов все линии хлорита исчезают, происходит его полное разложение (см. табл. 2). Сравнение интенсивностей первых пяти базальных рефлексов показывает, что для (001), (002), (003), (004) и (005) характерен примерно один и тот же порядок величин — от средних до сильных. Это типично для железисто-магнезиальных моноклинных хлоритов, в которых не более 30% октаэдрических положений заняты ионами железа (Вгownp, 1961). Интенсивности рефлексов (002) и (004) несколько выше, чем интенсивности (001) и (003), что также указывает на преобладание ионов Mg^{2+} в октаэдрах по сравнению с железом. При прокаливании хлорита при температуре 550° в течение двух часов все линии хлорита сохраняются, возрастает интенсивность рефлекса:

(001) $c \frac{d}{n} = 14,4 \text{ \AA}$ и уменьшаются интенсивности рефлексов (002), (003) и (004). Судя по величине рефлекса $c \frac{d}{n} (060) = 1,535 \text{ \AA}$ и по интенсивности рефлекса (003), аутигенный хлорит имеет триоктаэдрическую структуру. Следовательно, новообразованный хлорит представляет собой моноклинный триоктаэдрический Fe—Mg-хлорит. В изученных образцах наблюдаются некоторые колебания в содержании железа



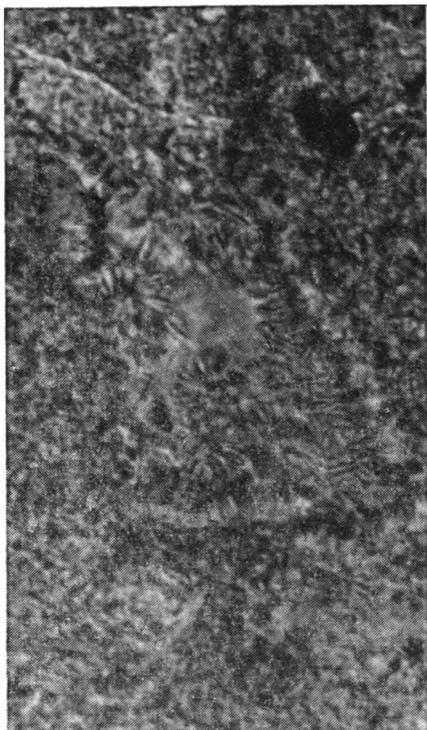
Фиг. 8. Электронно-микроскопический снимок соляной глины. Глинистая фракция состоит из удлиненно-пластинчатых кристаллов аутигенной гидрослюдь и их сростков. Увел. 10 000

и магния. Так, в образцах из подсоленосной толщи, нижней соляной и алевритово-глинистой пачек соленосной толщи аутигенный хлорит более железистый, чем в глинах верхних частей разреза, так как после прокалывания их при 550° в течение двух часов рефлексы $c \frac{d}{n} = 7,1; 3,5$ и $4,7 \text{ \AA}$ сильно ослабевают.

Для аутигенного хлорита, так же как и для гидрослюдь, характерна удлиненная форма кристалликов, размером от $0,001\text{--}0,005$ до $0,01\text{--}0,05 \text{ мм}$ при толщине $0,001\text{--}0,005 \text{ мм}$. Минерал слабо плеохроирует от светло- или желтовато-зеленого по Ng до бесцветного по Np. В скрещенных николях хлорит имеет очень низкое двупреломление, почти изотропен. Показатели преломления аутигенного хлорита $N_g' = 1,587\text{--}1,591$, $N_p' = 1,567\text{--}1,572$. На электронно-микроскопических снимках кристаллики аутигенного хлорита не такие прозрачные и тонкие, как кристаллики гидрослюдь, и не образуют агрегатов. На снимке глинистой фракции, обработанной 10%-ной HCl (кипячение в течение

двух часов), остаются обычно узкие длинные кристаллики гидрослюда, а более широкие пластинки хлорита исчезают.

Если аутигенная гидрослюда одинаково интенсивно развивается в цементе, в пустотах и по обломкам пепловых частиц, биотита и полевых шпатов, то аутигенный хлорит в большей степени замещает пепловые частицы и биотит и в меньшей степени выкристаллизовывается в цементе. Наиболее интенсивно аутигенный хлорит замещает пепловые частицы. Тонкоигольчатый хлорит, так же как аутигенная гидрослюда, целиком заполняет «контуры» предварительно вынесенного вещества вулканического стекла, очень часто вместе с аутигенным кварцем.



Фиг. 9. Аутигенный игольчатый хлорит, выполняющий пору в соляной глине. Без анализатора, увел. 400

Процесс замещения пепловых частиц, пластинок биотита и полевых шпатов идет совершенно так же, как и при замещении их гидрослюдой, только хлоритовые иголки не всегда растут перпендикулярно спайности, а иногда кристаллизуются в виде массы беспорядочно расположенных мелких (0,003—0,005 мм) кристалликов-иголок. В скрещенных николях такие образования хлорита изотропны.

В цементе аутигенный хлорит обрастает стенки пор размером 0,1—0,15 мм обычно вместе с воднопрозрачным аутигенным кварцем, реже с опалом, которые выделяются позже хлорита (фиг. 9). В некоторых пустотах хлорит выделяется вместе с аутигенной гидрослюдой и опалом. В этом случае первой выделяется гидрослюда, а в центральных частях наблюдаются иголки хлорита в массе опала.

Заканчивая описание аутигенных глинистых минералов соляных глин, надо еще несколько слов сказать об их соотношениях между собой и с другими аутигенными минералами — кварцем, карбонатами, ангидритом и галитом. После того как в диагенезе происходило полное разложение и вынос вещества вулканического стекла и обломков полевых шпатов и изменение и частичное растворение пластинок триоктаэдрических слюд, из алюмосиликатных растворов начинали выкристаллизовываться аутигенные минералы в следующей последовательности: диоктаэдрическая гидрослюда типа 1М — триоктаэдрический Fe—Mg-хлорит и, наконец, кварц или опал. Аутигенный кварц в свою очередь часто замещается карбонатом или ангидритом, которые выделяются в результате собирательной перекристаллизации. Аутигенная гидрослюда часто окаймляет поры в цементе соляных глин, которые выполнены галитом.

Трудно сказать, что вызывало в одних случаях замещение обломков вулканического стекла, биотита и полевых шпатов гидрослюдой,

в других случаях — хлоритом, хлоритом и кварцем или одним кварцем. В одних и тех же образцах можно наблюдать замещение обломков всеми тремя аутигенными минералами по отдельности, в других образцах наблюдается замещение и цемента и обломков вулканического стекла одной гидрослюдой. По-видимому, алюмосиликатные растворы, которые были источником аутигенных минералов, содержали переменное количество катионов K^+ , Mg^{2+} , железа, но довольно постоянное количество SiO_2 , Al_2O_3 . В зависимости от этого в разных участках осадка генерировалась гидрослюда, для которой необходим был K^+ , Al^{3+} и SiO_2 , после чего из остаточного раствора выпадал кварц. В тех участках, где K^+ было мало, а Mg^{2+} был преобладающим катионом, генерировался в основном хлорит и затем кварц.

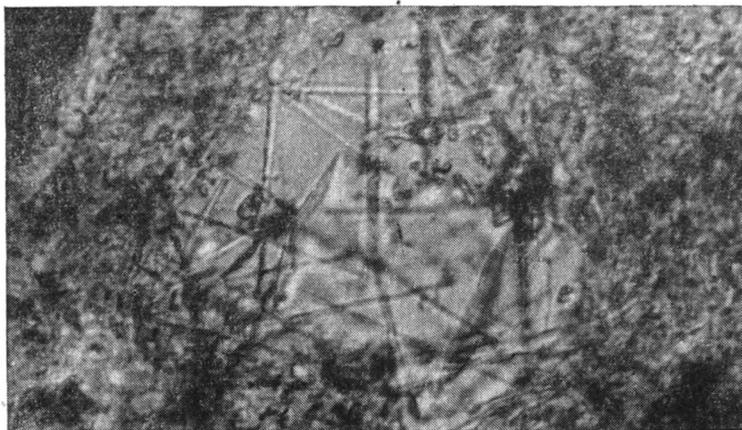
4. АУТИГЕННЫЕ КВАРЦ, ТУРМАЛИН, ТИТАНОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

Выше уже указывалось, что в соляных глинах встречается аутигенный кварц. Количественно он распространен в соляных глинах гораздо больше, чем обломочный. Формы его проявления разнообразны: он образует стяжения округлой, вытянутой и причудливой формы размером от 0,03 до 0,50 мм, иногда достигая размеров $0,3-0,4 \times 1,50-2,00$ мм. Для таких стяжений характерна мозаичная структура кварцевых зерен, реже — это скопление хорошо образованных кристаллов кварца. Кроме этого, аутигенный кварц выделяется в пустотах вместе с гидрослюдой. Часто аутигенный кварц целиком замещает пепловые частицы. По всей вероятности, частицы вулканического стекла совершенно растворялись, а в пределах их контуров выпадал кремнезем (см. фиг. 2). Очень часто пепловые частицы замещаются кварцем вместе с аутигенным хлоритом. Аутигенный кварц обычно вместе с аутигенным хлоритом, турмалином и титановыми минералами садится и на месте растворенных и вынесенных зерен обломочного кварца и полевого шпата.

Трудно сказать, в какой первоначальной форме выпадал аутигенный кремнезем. Это мог быть опал, который затем перекристаллизовывался в кварц. В шлифах наблюдается выделение опала в пустотах вместе с аутигенной гидрослюдой и хлоритом. Но не исключено, что из раствора выпадал непосредственно и кварц. Аутигенный кварц характеризуется обычно прозрачностью и отсутствием включений, но иногда по границам некоторых зерен в «мозаичных» стяжениях наблюдаются включения глинистых частиц, захваченные в момент кристаллизации кремнезема.

Наряду с обломочным турмалином в соляных глинах подсоленосной, соленосной и надсоленосной толщ распространен турмалин аутигенный, в виде тонких призматических кристаллов длиной от 0,01—до 0,06 мм, толщиной 0,003—0,007 мм. Эти новообразованные кристаллы обычно бледно-желтого или светло-зеленого цвета, очень слабо плеохроирующие или не плеохроирующие. Светопреломление минерала: $Ng' = 1,654-1,657$, $Np' = 1,624-1,628$, $Ng' - Np' = 0,029-0,030$, удлинение отрицательное, погасание прямое. По своим оптическим свойствам аутигенный турмалин ближе всего к магнезиальному турмалину — драгиту состава $H_4NaMg_3Al_6B_3Si_6O_{31}$. Призматические кристаллики турмалина выделяются в пустотах, образовавшихся после выщелачивания обломочных зерен, часто разрастаются от стенки до стенки, пересекаются, образуя густую сеть кристалликов (фиг. 10). Очень часто в пустотах турмалин выделяется вместе с аутигенным кварцем, заполняющим промежутки между кристалликами, и аутиген-

ным хлоритом, который образует крустификационные каемки по краям пор. Кроме этого, довольно часто наблюдается нарастание призматических кристалликов аутигенного турмалина на обломочные зерна турмалина. Аутигенные кристаллики обычно растут с более тонкой стороны обломка, там, где наименее интенсивна окраска зерна, и располагаются более или менее параллельно удлинению обломка турмалина. Длина таких кристаллов от 0,015 до 0,035, толщина 0,001—0,003 мм. По своим свойствам они сходны с аутигенным турмалином, выделяющимся в пустотах, и отличны от материнского зерна как окраской и плеохроизмом, так и показателями преломления.



Фиг. 10. Кристаллы аутигенного турмалина, частично замещенные доломитом (I) в поре в соляной глине
Без анализатора, увел. 400

Случай образования аутигенного турмалина неоднократно отмечались в литературе. Так, Ц. Н. Питковская (1940) описала вторичное нарастание турмалина на обломочные зерна турмалина в глинисто-карбонатных породах брекчиевидной толщи соляных поднятий в Ромнах и Исачках. Н. Я. Тихомирова (1956) отметила нарастание новообразованных кристалликов турмалина на материнские зерна, а также регенерацию обломочных зерен турмалина в глинисто-доломитово-ангидритовых породах нижней части нижнекембрийских отложений, вскрытых Бельской скважиной. В. С. Попов, Т. С. Садыков (1962) наблюдали аутигенный турмалин в породах месторождения каменной соли Ходжа-Мумын. Здесь аутигенный турмалин встречен в виде единичных мелких призматических кристалликов в соляной глине, в измененном ангидрите, в галите. Как отмечают авторы, турмалин всегда ассоциирует с хемогенными минералами.

На месторождении Туз-Таг аутигенный турмалин в некоторых образцах соляных алевритовых глин развит в большом количестве. Намечается последовательность его выделения в ряду других диагенетических аутигенных минералов: хлорит — турмалин — кварц. В ассоциации с гидрослюдой аутигенный турмалин не наблюдается, видимо, он выкристаллизовывался из тех же более магнизальных растворов, что и аутигенный хлорит. Что касается источников Na^+ и B^+ для образования турмалина, то ими могли быть соляная рапа водоема и пепловые частицы, выделявшие оба названные элемента при своем

разложении. При более поздних процессах происходило полное или частичное замещение турмалина и кварца доломитом, при этом сохранялась форма кристаллов как турмалина, так и кварца.

Наряду с аутигенной гидрослюдой и кварцем в соляных алевроитовых глинах в значительном количестве присутствуют аутигенные титановые минералы. Формы выделения двуокиси титана различны: а) бесструктурные сгустки аморфного лейкоксена, рассеянные беспорядочно в цементе, размером от 0,01—0,06 мм; б) каемки аморфного лейкоксена, выделяющегося вместе с аутигенной диоктаэдрической гидрослюдой в цементе вокруг пустот, выполненных ангидритом (см. фиг. 6); в) кристаллики брукита и анатаза и их агрегаты, рассеянные в цементе, размером 0,01—0,05 мм, возникающие в результате раскристаллизации сгустков аморфных гидроокислов титана. Можно наблюдать все стадии раскристаллизации аморфного лейкоксена в брукит и анатаз. Иногда такие хорошо раскристаллизованные кристаллики брукита наблюдаются внутри контура пепловой частицы, замещенной аутигенным кварцем; г) кристаллы брукита в ассоциации с аутигенным хлоритом, турмалином и кварцем, замещающие поры, оставшиеся после выщелачивания обломочных зерен. Брукит выделяется одновременно с аутигенным кварцем и турмалином, но несколько позже аутигенного хлорита.

Анатаз и брукит образуют квадратные и прямоугольные кристаллы, окрашенные в желто-бурый цвет. Отличаются они в скрещенных николях, где брукит имеет аномальную интерференционную окраску в оранжево-малиновых тонах и не погасает полностью.

Источниками TiO_2 для формирования аутигенных титановых минералов были главным образом пепловые частицы и в меньшей степени биотит. При разложении пепловых частиц содержащаяся в них двуокись титана выделяется часто в виде густой точечной вкрапленности лейкоксена внутри обломков вулканического стекла или в промежутках между ними. Во то же время часть TiO_2 переходит в раствор вместе с Al, Si, Mg, B и другими компонентами и участвует в образовании аутигенных минералов. Так, в цементе, в пустотах двуокись титана в виде каемки аморфного лейкоксена выделялась одновременно или несколько раньше аутигенной гидрослюды (см. фиг. 6). При разрушении биотита также наблюдается выделение точечной, часто густой вкрапленности гидроокислов титана в пределах пластинок минерала.

5. ВЫВОДЫ

М. Г. Валяшко (1962) выделяет в истории формирования соляных месторождений три фазы: открытого бассейна (или озерную), погребенного бассейна и залежи. Каждая из этих фаз имеет свою специфику и характеризуется определенными условиями развития диагенетических процессов. Процессы диагенеза, протекающие в первую фазу развития месторождения, М. Г. Валяшко относит к процессам раннего или озерного диагенеза, во вторую фазу — просто диагенеза и в третью фазу — позднего диагенеза.

В фазу раннего диагенеза происходит интенсивное преобразование соляных минералов в рыхлом обводненном осадке с высокой (15—20%) пористостью. Соляные минералы приобретают полногранную форму, метастабильные соляные минералы переходят в стабильные, частично стирается первичная слоистость. Во вторую фазу (просто диагенеза) в погребенном осадке объем рассола становится меньше объема отложений, его циркуляция замедляется. Сверху отлагаются

хемогенно-терригенные осадки, а затем снова соляные осадки нового цикла. Диагенетические процессы направляются в сторону установления равновесия минералогического состава соляных минералов с составом погребенного рассола. Продолжается процесс кристаллизации скелетных форм соляных минералов. По всей вероятности, в конце этой фазы начинается обезвоживание гипса. Третья фаза (позднего диагенеза) наступает тогда, когда вышележащие породы начинают уплотнять соляные осадки. Происходит отжим рассола, пористость сокращается. Короче говоря, осадок превращается в породу. Диагенетические процессы идут медленнее уже в твердых фазах, в основном, на границах между кристаллами. Наиболее заметным является процесс обезвоживания гипса в ангидрит. Выделяющаяся при этом вода выжимается вверх, воздействуя на своем пути на соляные минералы. Остаточные маточные рассолы в то же время движутся вниз благодаря их высокой плотности, что, собственно, и снижает разрушающее действие воды дегидратации гипса на соляные минералы. Более поздние процессы изменения соляной породы будут уже относиться к катагенетическим.

Аналогичные этапы формирования соляных отложений выделял А. А. Иванов (1953), называя их сингенетическим, диагенетическим, эпигенетическим метаморфизмом. Во второй этап диагенетического метаморфизма, по данным А. А. Иванова, происходит ряд явлений, ведущих к превращению рыхлых соляных осадков в горные породы. Для соляных минералов это прежде всего процессы собирательной перекристаллизации, возникновения вторичных структур, взаимодействия соляных минералов друг с другом и т. д.

Эти фазы, или этапы, в истории формирования соляных месторождений выделены для собственно соляных минералов и пород. Нам интересно, в какой из этих этапов в хемогенно-терригенном осадке происходили, во-первых, процессы изменения и растворения обломочных силикатных и алюмосиликатных зерен и, во-вторых, процессы образования новых аутигенных силикатных минералов.

Для осадков водоема, в котором идет садка галита с примесью ангидрита и карбонатов, иногда сильвина и карналлита, характерна высокая степень минерализации растворов, пропитывающих осадок (25—30%). Величины рН обычно составляют 6—7.

При микроскопическом изучении хемогенно-терригенных пород наблюдается тесная связь процессов образования аутигенных, алюмосиликатных и силикатных минералов с процессами диагенетической собирательной перекристаллизации хемогенных компонентов (галита, ангидрита, карбонатов).

Кроме того, при изучении всего разреза было отмечено, что степень изменения обломочных минералов, а также количество новообразованных минералов совершенно не зависит от положения породы в разрезе, а возрастает с увеличением засоленности терригенных пород. Например, удлиненно-пластинчатые аутигенные гидрослюда и хлорит в слабо засоленных породах нижней части разреза присутствуют в небольшом количестве и обычно плохо окристаллизованы. В средней и верхней частях разреза, где больше соляных пород, удлиненно-пластинчатые минералы часто преобладают в глинистой фракции и представлены прекрасно образованными кристаллами.

В морских бассейнах аридной зоны при низких соленостях аутигенное глинообразование подавлено. Но уже с повышением солености (выше 3—5%) в осадках отмечаются процессы изменения триоктаэдрических слюд в аутигенную диоктаэдрическую удлиненно-пластин-

чатку гидрослюду (Ратеев, 1964). При солености 5—15%, когда шло доломитообразование, в диагенезе формируются Mg-силикаты — сепиолит и отчасти палыгорскит (Ратеев, 1963, 1964). При солености 15—27% в водоемах, отвечающих садке сульфата кальция, отмечено образование Mg-гидрохлоритов (Писарчик, 1956).

Повышение солености до 25—32%, когда водоем вступает в галитовую и калие-магниевую стадии, как мы видели на нашем материале, вызывает активное разложение ряда обломочных зерен и стимулирует образование новых минералов.

В начальную стадию галитонакопления, когда пресные воды внесли много терригенной мути, происходило разбавление и понижение солености. Осадок в этот момент был пропитан водой примерно той же минерализации, при которой он осаждался. Но позднее по мере повышения солености рапы бассейна эта более минерализованная вода с большим удельным весом постепенно вытесняла менее минерализованную воду и постепенно заменяла ее в иловых отложениях. В водоеме с очень высокой минерализацией внос терригенной мути не вызывал опреснения, и в этом случае иловые воды сразу оказывались высокоминерализованными, в осадке вместе с терригенным материалом кристаллизовался галит, сильвин и другие минералы. В этом случае процессы приспособления терригенного материала к новым физико-химическим условиям шли сразу же после осаждения его на дно.

Для генерации аутигенных минералов был необходим целый ряд компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , Mg^{2+} , K^+ , TiO_2 , B_2O_3 . На Туз-Таге основным источником SiO_2 , Al_2O_3 , а также TiO_2 , B_2O_3 и др. было легко разлагаемое в этих условиях вулканическое стекло и в значительно меньшей степени триоктаэдрические слюды и шпаты. Обычно в тех прослоях, где нет примеси пепловых частиц или их очень мало, процессы аутигенного минералообразования идут слабее. Здесь главным образом происходят процессы стадийного преобразования триоктаэдрических слюд, разложения полевого шпата. Диоктаэдрическая гидрослюда типа 1M выделяется в цементе, реже целиком замещает пластинки биотита и образует оторочки вокруг зерен кварца, но в незначительных количествах. В тех прослоях, где много пепла, интенсивно генерируется гидрослюда. Турмалин также отмечается только в тех прослоях, где есть примесь пеплового материала.

Высокоминерализованные воды, насыщавшие сначала рыхлый осадок, а позднее поровые рассолы, в уже плотной породе были источником таких элементов, как натрий, калий и магний, необходимых для образования гидрослюды и хлорита.

По всей вероятности, процессы изменения обломочных зерен и формирования новых алюмосиликатных минералов, находящихся в полном соответствии с физико-химическими условиями среды соляного водоема, охватывали все три диагенетические фазы истории формирования соляного месторождения (Валяшко, 1962) и, возможно, заканчивались уже при процессах начального катагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд. МГУ, 1962.
- Иванов А. А. Геологические условия формирования месторождений калийных солей Восточного Прикарпатья. Тр. Карп. н.-и. ин-та, вып. 1, 1949.
- Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1953.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С. Геология

- и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 68, 1961.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Коссовская А. -Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Пастухова М. В. Вещественный состав соляных пород соленосной толщи среднего девона Тувинской автономной области. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.
- Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Материалы по литологии, нов. сер., вып. 1, ВСЕГЕИ, 1956.
- Питковская Н. Н. Об аутигенном турмалине в брекчии солевых поднятий в Ромнах и Исачках. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 6, 1940.
- Попов В. С., Садыков Т. С. Аутигенный турмалин из месторождения каменной соли Ходжа-Мумын. Докл. АН СССР, т. 145, № 5, 1962.
- Ратеев М. А., Осипова А. Н. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 112, 1964.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Тихомирова Н. Я. О новообразовании турмалина в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. Материалы по геол. и полезн. ископ., ч. 1, нов. сер., вып. 8, ВСЕГЕИ, 1956.
- Яржемская Е. А. Вещественный состав галапелитов. Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954.
- Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского Соляного месторождения, Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.
- Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group. Their origin and relation to soils and clays. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, v. 205B, 1945.
- Werver C. F. A lath chaped non expandel dioktahedral 2 : 1 clay mineral. Amer. Mineralogist, v. 38, № 3—4
- X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Ed. by G. Brown, London, 1961.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
28.VII.1964

УДК 552.51 : 551.734.3(471.503)

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ (ПСАММИТОВЫЕ) ПОРОДЫ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ

И. В. ХВОРОВА, Т. Г. ЕЛИСЕЕВА

В статье рассматриваются структурно-текстурные особенности морских вулканогенных обломочных пород улутауской свиты Южного Урала и условия их формирования. Породы эти состоят из материала эксплозивных преимущественно подводных извержений, претерпевшего определенную дифференциацию, а иногда и переработку в седиментационной обстановке. Отложение его осуществлялось в основном подводными пепловыми потоками различного характера. Одни из них возникали во время или сразу после извержения, другие — не были непосредственно связаны с ним и появлялись в результате различных причин на склонах подводных вулканических построек. Такие потоки выносили ранее накопившийся еще не консолидированный, но иногда уже окатанный, вулканокластический материал.

Вулканогенные обломочные породы все больше привлекают к себе внимание. Как известно, специальной комиссией, избранной Всесоюзным вулканологическим совещанием, разработана классификация этой группы пород (1962), и, таким образом, положено начало упорядочению номенклатуры. Однако для геологов, изучающих древние вулканогенно-осадочные толщи, не менее важно, чем выработка единой номенклатуры, установление критериев для правильной диагностики пород. При этом основываться только на современных вулканогенных накоплениях не всегда можно, так как они не охватывают всего разнообразия древних, особенно морских, осадков. Большое значение вследствие этого приобретает изучение структурно-текстурных особенностей обломочных пород, развитых среди различных вулканогенно-осадочных формаций. Наиболее благоприятны для такого изучения породы псаммитовой размерности, структура которых обычно лучше всего отражает динамику среды осадкообразования, а состав — источник материала.

Такие породы известны во всех геосинклинальных областях, в частности широко распространены на Восточном склоне Южного Урала, в Магнитогорском синклинии. Здесь они присутствуют во многих стратиграфических подразделениях и особенно обильны в морском вулканогенно-обломочном комплексе улутауской свиты. Результаты петрографического изучения псаммитовых пород этой свиты и изложены в данной статье.

Улутауская свита была выделена на Восточном склоне Южного Урала Л. С. Либровичем (1932, 1936), который отнес к ней мощную (1500 м) толщу преимущественно туфогенных отложений, залегающую выше бугылыгырских яшм (кобленц — эйфель); в кровле этой толщи были обнаружены известняки с остатками фауны верхов живетского яруса, что позволило определить возраст свиты как среднедевонский. Некоторые исследователи (Шарфман, 1959; Нестоянова, 1960) стали относить к улутауской свите и бугылыгырские яшмы, что, однако, принципиально

не изменило общей стратиграфической схемы девонских отложений Южного Урала.

Характеризуя впервые свиту, Л. С. Либрович показал, что она представлена преимущественно различными туфами (кислыми, средними, основными) и туфогенными отложениями: туфо-песчаниками и туфосланцами. Свита была разделена на две толщи: нижнюю, состоящую в основном из кислых туфов, и верхнюю, в которой преобладает материал андезитовых порфиритов; к нему в некоторых пачках примешан материал кварцевых альбитофиров. Рассматривая латеральные изменения отложений, Л. С. Либрович указал, что местами туфы нижней толщи замещаются эффузивной фацией — кварцевыми альбитофирами.

Геологи, изучавшие улутаускую свиту в других районах Южного Урала, дополняли и уточняли ее характеристику. Так было установлено, что в одних районах (Баймакский, Орский) свита сложена почти исключительно туфами и туфогенно-осадочными накоплениями (Шарфман, 1960), а в других (Абзелюловский, Учалинский) — присутствуют, кроме того, эффузивные образования: кварцевые порфиры, альбитофиры, андезито-дациты и диабазы (Нестоянова, 1960).

Петрография обломочных улутауских пород и особенности их стратификации полнее всего освещены В. С. Шарфманом (1960), различавшим среди них туфы, туфопесчаники и туффиты. Туфы представлены риолито-дацитовыми, андезитовыми и смешанными (полимиктовыми) разновидностями. Туфопесчаники, как пишет В. С. Шарфман, по составу аналогичны туфам смешанного состава, но отличаются лучшей сортировкой и окатанностью зерен, отсутствием пирокластического материала в цементе и отчетливой слоистостью.

Проведенное нами петрографическое изучение улутауских псаммитовых пород позволяет дополнить их характеристику и установить некоторые новые типы вулканогенных обломочных накоплений. Чтобы по возможности точнее определить минеральный и гранулометрический состав пород, кроме обычного их петрографического изучения, мы провели подсчет зерен в шлифах линейным методом геометрического анализа при помощи столика Андина. Всего было проанализировано 30 шлифов, отобранных из характерных и наименее измененных образцов.

По преобладанию той или иной фракции среди туфов выделяются все гранулометрические типы, установленные для терригенных псаммитовых пород. Однако, вследствие плохой сортировки материала, многие образцы туфов трудно отнести к тому или иному типу. В этом случае приходится в названии указывать две преобладающие фракции (например, мелко-среднезернистый туф).

Кроме туфов, в улутауской свите много пород, состоящих из обломочного вулканокластического материала. Обычно такие породы называют здесь туфопесчаниками (Шарфман, 1960 и др.). Согласно упоминавшейся в начале статьи классификационной схеме, туфопесчаник представляет собой породу, состоящую из смеси терригенного и пирокластического материала, причем последний присутствует в количестве менее 50%. Улутауские туфопесчаники, как будет показано, не отвечают такому определению. Они образовались в результате перемыва рыхлого пирокластического материала (тефры) в том бассейне, куда он был выброшен. Породы эти принадлежат эпикластическим вулканическим отложениям (Wentworth, Williams, 1932), не нашедшим определенного места в указанной классификационной схеме. Такие породы иногда называют вулканическими песчаниками, однако, если стремиться к тому, чтобы термин по возможности точнее отражал происхождение осадка, то их лучше определять как туфогенные песчаники.

Улутауские отложения изучались нами в южной половине синклиория: по р. Таналык, в Сибайском и Аскарковском районах, где было составлено несколько полных разрезов свиты. Во многих местах по берегам речек и склонам оврагов наблюдаются сплошные обнажения довольно мощных пачек, в которых хорошо виден характер напластования.

Так как мы поставили перед собой вполне определенную задачу: дать характеристику основных типов псаммитовых вулканокластических пород, то не будем подробно останавливаться на характеристике всей свиты, в частности, на ее фациальных изменениях и составе. Рассмотрим лишь общий характер туфогенно-осадочных толщ и особенности их стратификации, основное же внимание уделим петрографии обломочных пород.

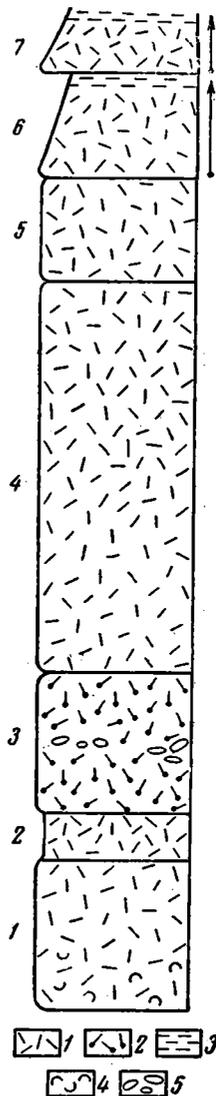
ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩ

Состав и особенно мощность улутауской свиты изменчивы. В одних местах она превышает 2000 м, в других сокращается до нескольких сот метров.

Несмотря на фациальные изменения отложений, вызванные либо общим их погрубением, либо появлением эффузивных образований и массивных агломератов, характерный облик свиты везде сохраняется. В ней всегда преобладают горизонтально-наслоенные толщи, в которых фанеромерные породы (крупно-, средне- и мелкообломочные) чередуются с пелитоморфными, образуя, как писал В. С. Шарфман, флишеподобные ритмы. Эти толщи характеризуются неравномерной наслоенностью: в одних пачках она более, в других менее грубая, но в целом много крупнее типичной флишевой стратификации и отличается от нее значительно меньшей монотонностью и правильностью.

Чтобы дать представление об улутауских вулканогенно-обломочных отложениях, приведем описание пачек с разным характером стратификации.

Строение нижней части свиты можно наблюдать во многих местах. Она хорошо обнажается, например, у дер. Ярлыкапово на р. Большой Кизил. В самом низу здесь развита пачка светло-зеленых массивных грубых плохо отсортированных литокристаллических туфов, в которых обычно много гранофировых и сферолитовых фрагментов; по составу это туфы кварцевых кератофиров и в них нередко рассеяны небольшие обломки (1—1,5 см) последних (лапилли). В некоторых слоях много туффитовых галек. Пласты таких туфов имеют толщину 2—3 м и разделены небольшими пакетами, образованными чередованием мелкозернистых туфов и тонкозернистых кремнистых туффитов, нередко с характерными сингенетическими деформациями. Кроме того, в пачке встречаются пласты светлых массивных мелкозернистых туфов, сильно



Фиг. 1. Разрез массивно-слоистой пачки (мощность 40 м)

1 — туф плагноклазового порфирита; 2 — туф смешанного состава; 3 — тонкозернистый туф; 4 — примесь раковинного детрита; 5 — примесь туффитовых галек. Стрелки показывают направление уменьшения размера фрагментов в пласте (graded bedding и doublygrading)

окремнелых и пренитизированных. Отметим, что не везде в основании свиты развиты туфы, местами им соответствуют гравелиты и песчаники, состоящие из материала, сходного с туфовым, но окатанного.

Отложения более высоких частей свиты особенно хорошо обнажены по берегам р. Таналыка, близ дер. Султангужиной, где в крупных обрывах можно наблюдать сплошные разрезы. Рассмотрим строение двух существенно различных пачек.

Первая пачка относится к нижней половине свиты и изучалась по правому берегу реки, в 1,5 км выше упомянутой деревни. Внизу обрыва здесь развиты тонкозернистые породы, а в 25 м выше основания обрыва появляются более грубые отложения, послойный разрез которых приводится (фиг. 1).

- | | |
|---|--------|
| 1. Туф плагиоклазового порфирита (кристалло-литокластический) с незначительной примесью кварцевых и пироксеновых зерен. В нижней части туф крупнозернистый, сверху постепенно переходит в средне-мелкозернистый. Характерно присутствие небольшого количества мелкого раковинного детрита (брахиоподы, иглокожие) | 6 м |
| 2. Чередование крупно- и среднезернистых туфов | 1,5 » |
| 3. Туф кристалло-литокластический смешанного состава. В кристаллической фракции много кварца, полевых шпатов и пироксена. Внизу слоя порода грубозернистая, выше становится менее грубой. В средней части слоя редко рассеяны мелкие гальки тонкозернистого туфита | 6 » |
| 4. Туфы плагиоклазовых порфиритов массивные кристалло-литокластические, грубо- и крупнозернистые; характерна крупная неправильная отдельность, перпендикулярная слоистости | 15,5 » |
| 5. Туф плагиоклазового порфирита массивный витро-кристалло-литокластический средне-, мелкозернистый, сильно пренитизированный | 4,5 » |
| 6. Туф — внизу грубозернистый массивный с лапиллями, кверху постепенно переходящий в мелкозернистый и в самом верху — в тонкозернистый (туфовый турбидит) | 4 » |
| 7. Туф — внизу крупнозернистый, выше постепенно переходящий в мелко- и затем в тонкозернистый (туфовый турбидит) | 2 » |
- Мощность всей пачки около 40 м.

Приведенный разрез характеризует отложения, представленные относительно грубыми и массивными туфами, имеющими широкое распространение в улутауской свите; пласты с градационной сортировкой материала (graded bedding) появляются только в самом верху рассмотренного разреза. Состав туфов здесь преимущественно средний (плагиоклазовые порфириты), и в 40-метровой толще присутствует только один слой смешанного состава.

Разрез второй пачки дает представление об отложениях заметно иного строения. Он составлен на левом берегу той же реки, ниже дер. Султангужиной. Отложения эти стратиграфически залегают немного

- | | |
|--|-------|
| 1. Туф тонкозернистый кристалло-литовитрокластический, голубовато-серый, крепкий, микрослоистый. Кристаллическая фракция представлена альбитом, но попадаются единичные обломки кварца и пироксена | 0,5 м |
| 2. Туф средне-мелкозернистый кристалло-литовитрокластический смешанного состава. В нижней части он несколько грубее, чем в верхней; здесь в нем заметны мелкие сингенетические деформации. Внизу наблюдаются тонкие горизонтальные прослойки более грубого материала, в которых присутствует раковинный детрит и известняковые обломки | 1,0 » |
| 3. Туф тонкозернистый, микрослоистый | 0,3 » |
| 4. Туф кристалло-литокластический резко смешанного состава, с градационной сортировкой материала (туфовый турбидит). О гранулометрии и составе туфа дает представление диаграмма (см. фиг. 8) | 1,7 » |
| 5. Туф тонкозернистый, микрослоистый, пологий на слой 1 | 0,9 » |
| 6. Туф средне-мелкозернистый | 0,2 » |
| 7. Туф мелкозернистый с тонкими прослойками среднезернистого | 0,3 » |
| 8. Туфы тонкозернистые, микрослоистые | 2,0 » |
- Общая мощность пачки около 7 м.

ниже предыдущих. Снизу вверх здесь развиты следующие породы (фиг. 2).

В отличие от рассмотренных выше отложений, здесь развиты преимущественно мелко- и тонкозернистые туфы, среди которых преобладают тонкослоистые разновидности. Однообразие разреза нарушается появлением пластов (слои 2 и 4) более массивного сложения с нерезко выраженной градационной отсортированностью материала. По составу туфы смешанные (полимиктовые) и в них довольно много витрического компонента.

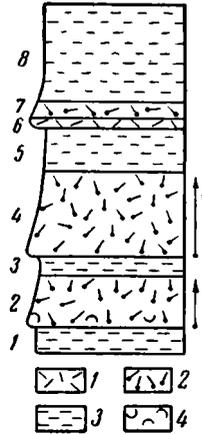
В некоторых разрезах ритмичная стратификация выражена гораздо отчетливее. Такие толщи можно наблюдать, например, по р. Большой Уртазымке, восточнее дер.

Баймаргузино. Здесь массивнослоистые туфовые накопления, сходные с теми, что описаны в первом разрезе, чередуются с мощными пачками кристалло-литокластических туфов преимущественно смешанного состава, для которых характерно многократное переслаивание туфов и туффитов, образующих пакеты, несколько напоминающие некоторые флишевые многослой.

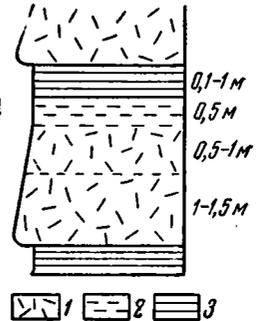
Туфовая часть таких пакетов имеет следующее строение (фиг. 3). Внизу развит грубо-крупнозернистый, кристалло-литокластический туф (1—1,5 м). Выше он постепенно сменяется средне-мелкозернистой породой, причем количество кристаллов в ней заметно увеличивается; иногда в этой части пласта заметна горизонтальная слоистость (0,5—1 м). Еще выше порода становится мелко- и тонкозернистой, в ней возрастает количество связующей массы и появляются единичные остатки радиолярий или спикул губок (10—20 см — 0,5 м). Туфовые пласты в рассматриваемых пачках имеют однообразное строение, отличаясь только мощностью, которая варьирует от 1 до 2,5 м, и общей гранулометрической характеристикой: нижняя часть в одних пластах представлена более, в других — менее крупным материалом. Самая характерная черта таких туфовых пластов — постепенное изменение структуры от подошвы к кровле (graded bedding).

Верхняя туффитовая часть пакетов образована зеленой или серой крепкой породой, представляющей собой тончайший кремнисто-хлоритовый или хлоритово-эпидотовый агрегат; иногда в нем рассеяны остатки радиолярий. Часто в такой породе резко выражена тонкая слоистость, обусловленная прослойками туфового материала алевритовой или мелкопсаммитовой размерности. В одних случаях слоистость горизонтальная, в других — мелкая косо-волнистая. Мощность туффитовых пакетов различна: 10—20 см до 1 м. Характерно, что их контакт с вышележащим туфовыми пластами очень резкий.

Таким образом, улутауская свита характеризуется очень неравномерной стратификацией. Пачки относительно грубых массивно-слоистых ту-



Фиг. 2. Разрез относительно тонкослоистой пачки (мощность 7 м). Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Схема строения пластов туфовых турбидитов

1 — туф, внизу более грубый, сверху мелкий; 2 — туф тонкозернистый; 3 — туффит

фов в ней чередуются с пачками менее крупнонаслоенными, в которых много пластов с отчетливой градационной сортировкой материала, и с пачками довольно тонкослоистыми, содержащими большое количество мелкозернистых туфов и туффигов.

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД (ПСАММИТЫ)

Четыре компонента различаются в обломочных (псаммитовых) породах улутауской свиты: литический, кристаллический, витрический (собственно обломочная часть) и связующая масса, образованная в основном вторичными минералами. Относительное их количество, гранулометрия и форма обломков определяют структурный тип пород. В зависимости от состава обломочного компонента здесь выделяются четыре группы: 1) туфы кварцевых кератофигов, в которых преобладают кварц, полевые шпаты (альбит и кали-натровый полевой шпат) и обломки кварцевых кератофигов; 2) туфы плагиоклазовых порфиригов, состоящие в основном из полевых шпатов и литокластов; здесь же присутствует небольшая и непостоянная примесь кварца и обломков кварцевых кератофигов. Между обеими группами нет четкой грани, и некоторые породы представляют собой смесь того и другого материала; 3) туфы резко смешанного состава, в которых, кроме упомянутых выше фрагментов, много цветных минералов, обломков сильно измененных основных вулканических пород, шлаковых и витрических фрагментов; основной материал всегда преобладает; 4) туфы авгитовых порфиригов, состоящих из авгита, плагиоклаза, основных литокластов и шлаков; кварц и обломки кислых пород отсутствуют.

Чем больше в породе основных продуктов, тем сильнее выражены вторичные минеральные преобразования. Породы четвертой группы обычно настолько изменены, что их первичные структурные особенности затושеваны. Вследствие этого мы их исключили из рассмотрения.

Улутауские породы сложены в основном вулканокластическим материалом (ювенильным и резургентным¹); иногда здесь же наблюдается очень небольшая примесь раковинного детрита, окатанных обломков известняков и изредка яшм (собственно осадочный компонент). Кроме того, в некоторых слоях присутствуют обломки жильных и гидротермально измененных пород, происхождение которых не ясно: они могут быть либо резургентными, либо вулканотерригенными.

Так как мы поставили задачу выяснить, какое влияние на исходный вулканокластический материал оказали седиментационные процессы, то в основу типизации и характеристики пород положим не состав, а структурные признаки. По этим признакам здесь можно выделить туфы и туфогенные песчаники. Первые состоят из необработанного материала, вторые — из окатанных фрагментов. Подчеркнем, что степень окатанности обломков в разных породах сильно варьирует, и встречаются образцы, которые можно отнести как к туфам, так и к песчаникам. Это обстоятельство является главным аргументом в пользу туфогенной, а не вулканотерригенной природы песчаного материала; иначе говоря, последний возник в результате переработки рыхлых продуктов выбросов, а не эрозии вулканических построек.

Туфы

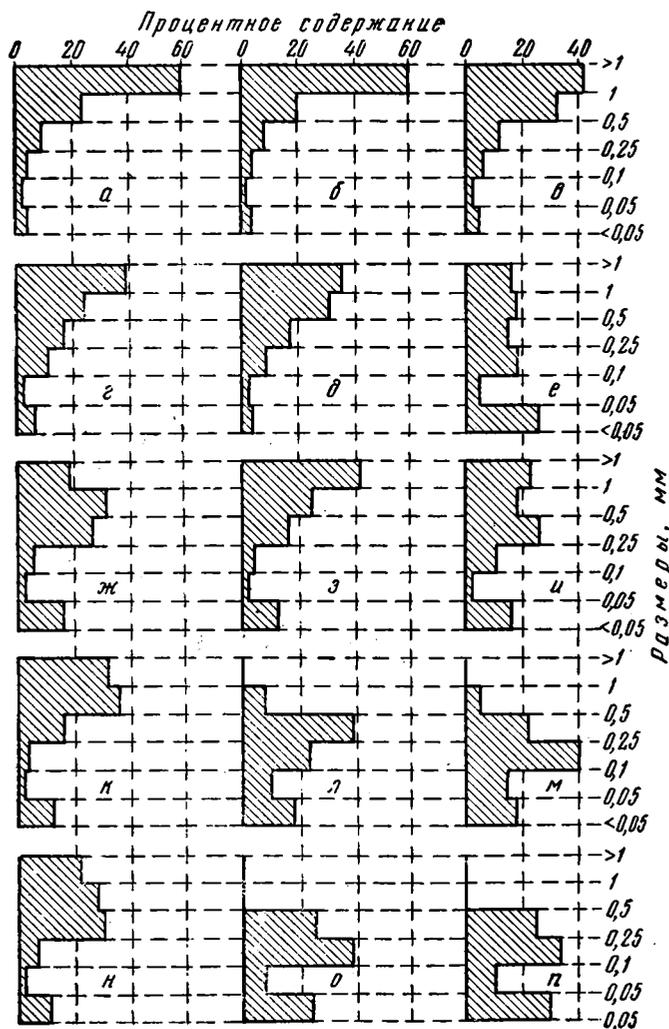
В высоких обрывах, сложенных улутаускими отложениями, без труда можно различать два типа туфовых пластов, одни из них имеют однородное, массивное строение, в других отчетливо видна прямая гра-

¹ Обломки, возникшие от раздробления при извержении более древних пород (материал предыдущих извержений данного вулкана, а также породы фундамента).

дационная сортировка материала (graded bedding), выраженная, однако, не всегда одинаково четко. Петрографическое изучение показало, что породы, слагающие такие пласты, обладают и некоторыми структурными отличиями. Туфы с градиционной сортировкой можно отнести к тому генетическому типу вулканокластических накоплений, который был нами назван туфовым турбидитом (Хворова, Елисеева, 1963). Как массивные туфы, так и турбидиты представлены породами разного состава и среди них встречаются все упомянутые выше группы.

Массивные туфы

Внешне это зеленовато-серые крепкие породы с беспорядочной текстурой, образующие пласты мощностью от 1,5—2 до 6 м. Отчетливого изменения размерности обломочного материала в пределах пласта обычно не заметно, и только вверх наиболее мощных пластов

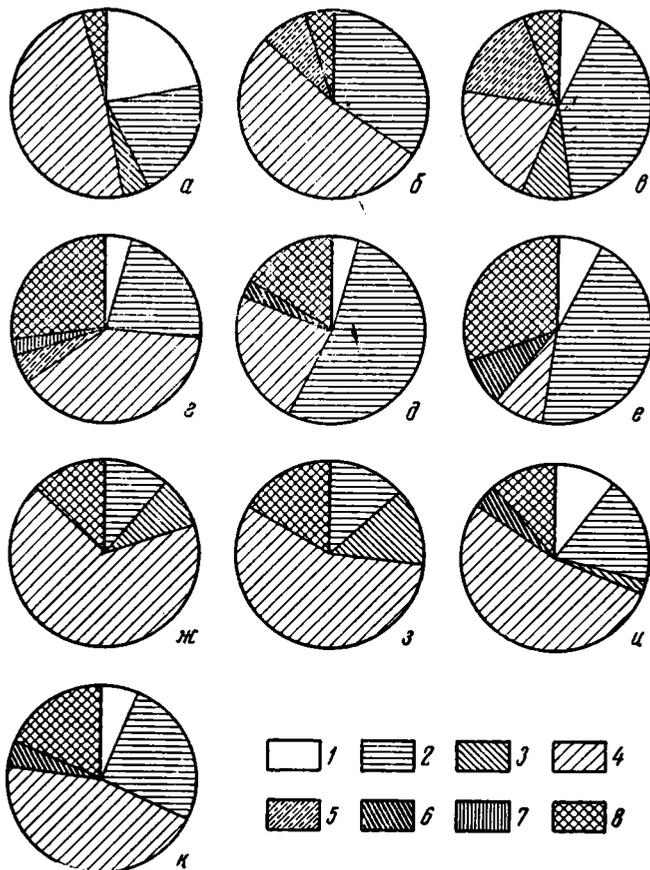


Фиг. 4. Диаграмма гранулометрического состава различных типов вулканокластических пород

а—д — массивные туфы; е—и — туфовые турбидиты; к—п — туфогенные песчаники

материал становится мельче. В нижней части слоев, но не в основании, иногда попадает мелкая галька и редкие крупные (5×40 см) плоские обломки тонкозернистого туффита.

Несмотря на то, что здесь присутствуют туфы разного состава, в структурном отношении все они представляют одну группу, отличаясь лишь некоторыми деталями. Прежде всего их объединяет сходный гранулометрический состав. О гранулометрии пород дают представления



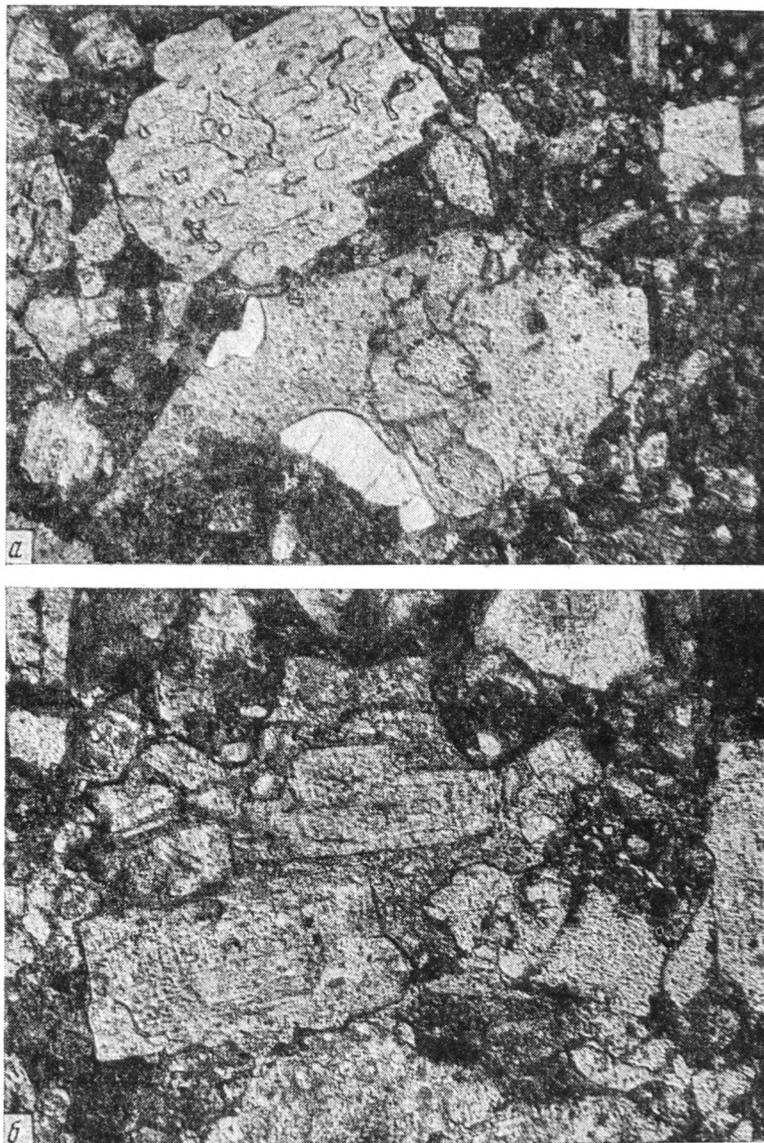
Фиг. 5. Диаграммы состава вулканокластических пород *a—д* — массивные туфы; *е—з* — туфовые турбидиты; *и—к* — туфогенные песчанки. 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — цветные минералы; 4 — литокласты; 5 — хлоритовые витрокласты; 6 — рудные минералы; 7 — обломки известняков; 8 — связующая масса

диаграммы (фиг. 4, *a—д*). Преобладает крупный и средний псаммит, количество же мелкого и особенно тонкого материала небольшое; связующая масса скудная. Все это придает диаграммам специфический, одновершинный характер.

Рассмотренные туфы относятся к категории кристалло-литокластических. Естественно, что и литическая и кристаллическая фракции отличны в породах разного состава (фиг. 5, *a—в*).

Основная часть материала, слагающего массивные туфы, не подвергалась обработке.

Литокласты имеют неправильную, нередко удивительно прихотливую форму, причем среди них различаются фрагменты двух типов. Одни из



Фиг. 6. Фотографии шлифов, иллюстрирующие форму литокластических фрагментов

a — остроугольный обломок кварцевого кератофира. Николь один, увел. 45; *б* — обломок плагиоклазового порфирита. Николь один, увел. 60

них — угловаты, часто остроугольны, с четкими контурами, которые срезают попадающиеся у поверхности обломка фенокристы (см. фиг. 6, *a*). Можно предположить, что такие фрагменты возникли главным образом от дробления твердых лав (резургентный материал). Чаще всего они представлены кислыми, реже средними породами. Литокласты другого типа имеют либо неправильную, но «обтекаемую» форму, «корявую» поверхность и не очень четкие контуры (главным образом основные литокласты), либо форму, «приспособленную» к заключенным в них фенокристам (см. фиг. 6, *б*); здесь же встречаются обломки с «торчащи-

ми вкрапленниками. Форма этих обломков указывает на большую пластичность материала и, вероятно, они представляют собой ювенильные продукты выброса. Это подтверждается и тем, что слагающие их породы менее окристаллизованы.

Характерно, что там где в средних туфах наблюдается примесь кислых фрагментов, последние представлены исключительно обломками первого типа. В смешанных же туфах материал основного состава имеет «ювенильный облик» (второй тип обломков), а кислый и средний обычно образован «резургентными фрагментами».

Кристаллокласты в рассматриваемых туфах чаще остроугольной и гипидиоморфной формы, причем последняя особенно характерна для плагиоклазов; среди кварцевых зерен много оплавленных.

Несмотря на то, что основная масса обломочного материала не носит следов обработки, в некоторых пластах попадает незначительное количество хорошо окатанных зерен, причем среди них есть чуждые вмещающему туфу (например, пироксеновые песчинки в кислом туфе). Очевидно, эти зерна представляют собой осадочную примесь.

Связующая масса в породах скудная, и многие обломки соприкасаются или даже плотно прилегают. В кислых туфах широко развиты явления растворения и регенерации, а в средних и смешанных они почти отсутствуют, но здесь обычны структуры взаимного приспособления форм, сопровождаемые пластическими деформациями зерен.

Состав и структура рассмотренных пород указывает на то, что они образованы не обработанным в седиментогенезе вулканокластическим материалом (почему их и следует относить к туфам), но последний был хорошо отдифференцирован: большая часть мелкой и практически вся тонкая фракции были удалены до или в процессе отложения осадка.

Туфовые турбидиты

Здесь рассматриваются породы с градационной отсортированностью материала внутри пластов. Как увидим, не все они имеют одинаковую структуру. Одни из них представляют собой типичные туфовые турбидиты, другие относятся к ним условно.

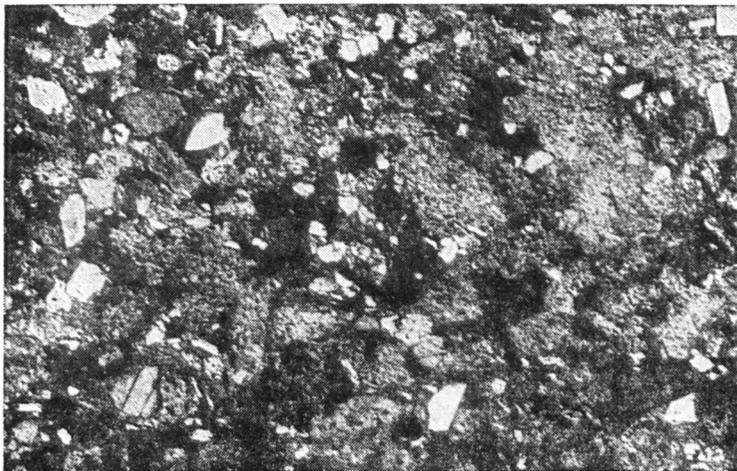
Внешне породы похожи на рассмотренные выше и образуют правильные пласты толщиной от 0,5 до 2—3 м. Внизу они крупно, средне- или мелкозернистые, кверху постепенно переходят в более тонкозернистые. В основании иногда присутствует гравий и мелкая галька эффузивных пород, а изредка и известняков.

Среди рассматриваемых отложений наиболее широко распространены кристалло-литокластические туфы, но встречаются и существенно витрические.

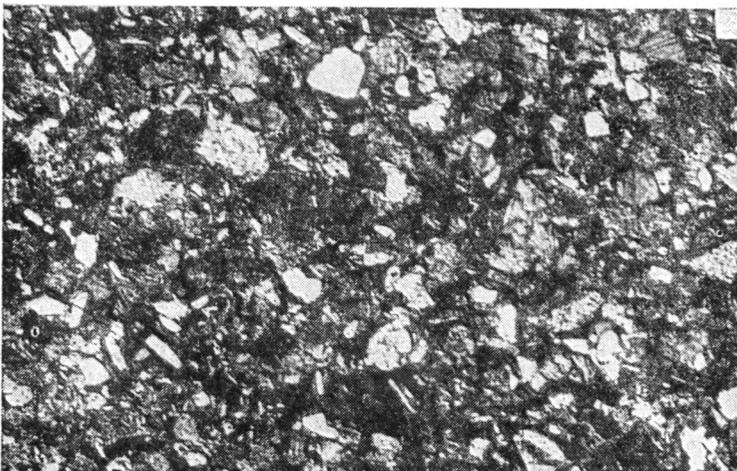
Кристалло-литокластические туфы представлены кислыми, средними и смешанными разностями; все они имеют специфическую диаграмму гранулометрического состава (см. фиг. 4, *e—u*). Характерная ее особенность — двухвершинный (а иногда и трехвершинный) облик; одна вершина отражает обилие связующей массы, вторая — преобладание мелкой или средней фракции. Сортировка материала здесь, как правило, намного хуже, чем в массивных туфах.

Чтобы проследить особенности вертикальной отсортированности материала, мы брали для гранулометрического анализа шлифы из одного слоя, но с разных уровней. При этом, кроме обычных туфов с отчетливым однонаправленным уменьшением медианного размера фрагментов, были встречены несколько необычные отложения (фиг. 7), представление о структуре которых дают диаграммы (фиг. 8), составленные для образцов, взятых с четырех уровней слоя толщиной 1,7 м. Мы видим,

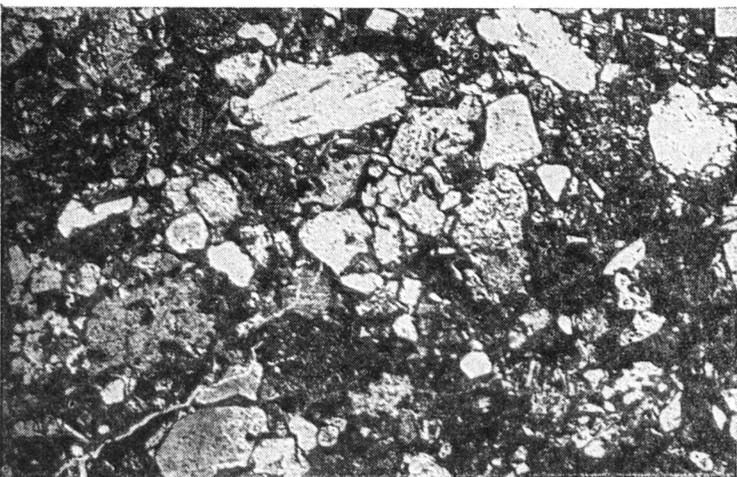
a



b

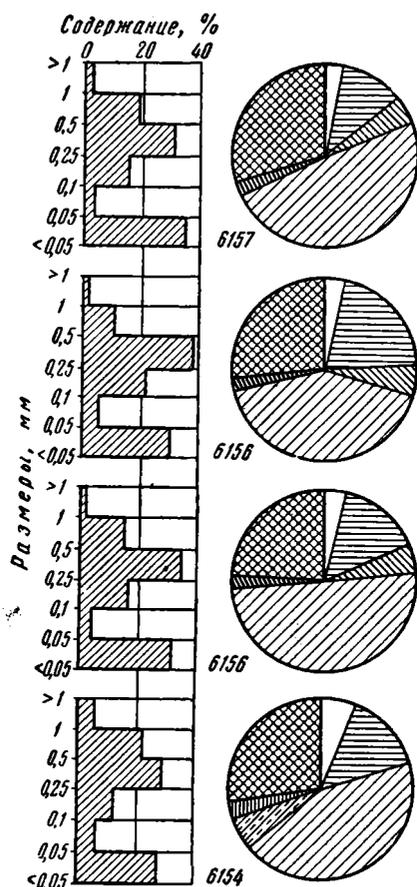


в



Фиг. 7. Фотографии шлифов из нижней (*a*), средней (*б*) и верхней (*в*) части единого туфового пласта. Николь один, увел. 20

что гранулометрический состав в вертикальном разрезе изменяется не резко и главным образом за счет относительного количества фракций 0,1—0,25 и 0,5—1 мм. Характерно, что в самом верху слоя прямая градиционная сортировка нарушается вследствие увеличения крупной фракции, за счет более мелких, т. е. здесь происходит некоторое погрубение материала. Это связано с появлением вверху пласта неправильных плохо окристаллизованных фрагментов, отличающихся от других литокластов расплывчатыми контурами и поразительным однообразием состава (см. фиг. 7, в); фрагменты эти крупнее остальных обломков и, если их не принимать в расчет, то градиционная сортировка проявится отчетливо. Интересно отметить, что пласты со сходным строением были обнаружены в миоцене Японии (Fiske, Mastuda, 1964). Там такое строение обусловлено прогрессивным увеличением кверху количества пемзовых фрагментов более крупных, чем остальная часть материала; такая структурно-текстурная особенность пластов была названа двойной отсортированностью (*doublygrading*). Ее появление связывают с особенностью некоторых подводных извержений. Полагают, что в первых порциях выбрасываемого материала присутствует много твердых обломков (раздробленные пробки и стенок жерла), к которым затем примешивается все больше лавовых фрагментов (ювенильный материал); часть последних «простреливается» через толщу воды, уходит в воздух, вспенивается, становится легкой и в осадок попадает позднее плотного материала. Механизм формирования рассматриваемых улутауских туфов был, очевидно, несколько иным, так как в литокластах, обогащающих верхнюю часть пластов, не заметна пористость; однако накопление внизу пластов почти одного резургентного материала и увеличение кверху примеси ювенильного позволяет считать, что его разделение в слое было predeterminedо разделением при выбросе.



Фиг. 8. Диаграммы, иллюстрирующие изменение гранулометрии и состава туфового пласта от подошвы к кровле. Условные обозначения см. на фиг. 5

Связующая масса в рассматриваемых туфах довольно обильна: в более грубых разностях она составляет несколько больше 10%, а в мелкозернистых достигает 30%. Образована она вторичными минералами: хлоритом, кварцем, плагиоклазом, пренитом, лейкоксеном, набор которых различен в породах разного состава.

Как мы уже отмечали, кристалло-литокластические туфовые турбидиты представлены и кислыми, и смешанными, и основными разностями; о их составе можно судить по диаграммам (см. фиг. 5, 2—3). Со-

став и форма обломков здесь те же, что и у соответствующих массивных туфов, поэтому подробно рассматривать эти признаки нет необходимости.

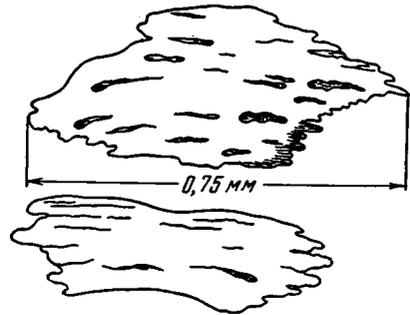
Вместе с тем туфовые турбидиты обладают некоторыми особенностями, интересными с точки зрения выяснения механизма формирования улутауских туфовых отложений. В разрезах одной и той же толщи иногда встречаются турбидиты и массивные туфы, обломочная часть которых настолько сходна, что не вызывает сомнения идентичность исходного материала. При этом, однако, в турбидитах литокласты составляют грубую и большую часть крупной фракции, а кристаллы — главную массу средней и мелкой. В массивных туфах нет отмеченного гранулометрического разделения литокластов и кристаллов. Если при этом учесть, что турбидиты хуже отсортированы и связующая масса в них обильнее, то можно заключить, что они состоят из вулканокластического материала менее дифференцированного в седиментационной обстановке и ближе отражающего состав исходных взрывных продуктов.

Кристалло-литовитрокластические туфы относятся к категории туфов смешанного состава. Внешне это голубовато-серые, крепкие породы, образующие пласты мощностью от 25 см до 1—2 м. Чаше они мелко-, средне- или крупнозернистые, довольно хорошо отсортированные, реже грубозернистые. Почти всегда заметна прямая градиционная сортировка материала. Иногда контакт между мелкозернистой и лежащей выше более грубой породой очень неровный, вследствие внедрения одного осадка в другой.

Состоит туф из обломков трех категорий, указанных в названии. Относительное их количество варьирует, но лито- и витрокласты всегда преобладают, причем некоторые слои образованы преимущественно последними. Витрокласты обычно замещены хлоритом или очень тонким хлоритово-кварцево-полевошпатовым агрегатом, но иногда более поздними новообразованиями пренита, кальцита или кварца. Форма обломков причудливая, резко остроугольная, либо обтекаемая, характерная вообще для черепков вулканического стекла. Кроме того в значительном количестве присутствуют витрокласты с параллельно расположенными хлоритовыми и лейкоксоновыми «штрихами» (фиг. 9). Такие «слоеватые» обломки представляют собой сплюснутые кусочки пемзы или шлака. На периферии фрагментов присутствуют тонкие лейкоксоновые каемки, возникновение которых, очевидно, связано с выносом титана из стекла во время его девитрификации.

Литокласты представлены главным образом неправильными измененными обломками основных эффузивов, имеющими очень неровную поверхность; размеры их приблизительно те же, что у витрокластов. В незначительном количестве здесь же встречаются обломки плагиоклазовых порфиритов или кератофиров, причем иногда они резко выделяются величиной, много большей, чем величина основной части породообразующих фрагментов.

Кристаллическая фракция состоит из кварца (остроугольные и оплавленные зерна, иногда с сохранившейся полевошпатовой каймой),



Фиг. 9. Витрические фрагменты (кусочки сплюсненной пемзы)
Зарисовка шлифа

полевого шпата (угловатые обломки и идиоморфные кристаллы) и пироксена (угловатые обломки).

В целом материал не обработан, хотя отдельные литокласты и кристаллы несут следы окатывания.

Связующая масса скудная. Образована она хлоритом, выполняющим промежутки между соприкасающимися обломками. Широкое развитие имеют конформные и инкорпорационные структуры.

Текстура беспорядочная, причем некоторые плоские фрагменты располагаются почти перпендикулярно к слоистости.

Скудность связующей массы отличает рассмотренные породы от типичных турбидитов, к которым мы относим их только на основании отчетливой градационной слоистости,

Туфогенные песчаники

Внешне это зеленовато- или голубовато-серые крепкие породы, образующие правильные слои толщиной от 30—40 см до 1—2 м. В них почти всегда наблюдается градационная сортировка материала. Они похожи на туфовые турбидиты, от которых в полевых условиях часто не отличимы, и только в относительно грубых слоях можно визуально заметить окатанность зерен. В основании пластов иногда наблюдается скопление галек кремнистых тонкозернистых туффитов, а сверху — нередко отмечается тонкая слоистость.

Среди песчаников по составу различаются те же группы, что и среди туфов.

Песчаники, соответствующие кислым и средним туфам, представляют собой смесь в различных пропорциях обломков пород (кислых и средних), полевых шпатов и кварца. Если применить к ним классификационную схему, составленную для терригенных песчаников, то они попадут либо в семейство граувакк, либо в семейство аркоз. От терригенных песчаников они, однако, существенно отличаются. Полевые шпаты в них всегда преобладают над кварцем, а иногда вообще составляют основную массу обломочного материала (полевошпатовые песчаники). Литические обломки однообразны и среди них отсутствуют метаморфические породы и очень редки осадочные.

Песчаники смешанного состава сходны с соответствующими кристалло-литокластическими туфами и относятся к категории резко полимиктовых. В некоторых слоях существенное значение имеют хлоритовые или хлоритово-эпидотовые «комочки», представляющие измененные окатанные кусочки стекла.

О гранулометрии песчаников дают представления диаграммы (см. фиг. 4, $k-n$), из которых видно, что более грубые разности состоят из смеси грубо- и крупнозернистого материала, а менее грубые — из зерен фракций 0,25—0,50 или 0,1—0,25 мм. Чем грубее порода, тем меньше в ней связующей массы (хотя она всегда составляет более 10%), однако, двувершинный характер вырисовывается и здесь довольно четко.

Степень обработанности зерен в разных образцах различна, и можно наметить ряд от очень слабо обработанных осадков до таких, где почти все зерна угловатоокатанные (фиг. 10). При этом особенно наглядно изменяется форма плагиоклазовых фрагментов: в первых много призматических и таблитчатых фрагментов, во-вторых — изометричных, угловатоокатанных.

Связующая масса (от 10 до 30%) хлоритовая или хлоритово-серицитовая, причем иногда в ней много сгустков окислов железа. Местами, где обломочные зерна соприкасаются, наблюдаются следы их растворения и регенерация кварцем и альбитом.



Фиг. 10. Туфогенный песчаник кислого состава. Шлиф. Николь один, увел. 20

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ изложенного материала позволяет сделать некоторые выводы об особенностях формирования улутауских вулканогенных осадков.

Все рассмотренные туфы и туфогенные слои отложились в море и образованы пирокластическими продуктами. Как всегда в таких случаях возникает вопрос: были ли извержения подводными или вулканы, поставившие вулканокластический материал в бассейн, располагались на прилегающей суше и островах. Такой вопрос постоянно поднимается в связи с изучением морских туфогенных толщ и по этому поводу имеется довольно обширная литература. По данным вулканологов из теоретических расчетов известно, что на больших глубинах эксплозии невозможны (по одним данным ниже 2000 м, по другим — ниже 500 м). Большинство древних морей, располагавшихся в пределах континентов, имело глубину меньше указанной, и отрицать возможность подводных эксплозий в них нельзя. На основании анализа геологических данных, многие исследователи пришли к выводу, что подводные извержения могут поставлять большие массы обломочных продуктов. Часто встречаются мощные туфовые морские накопления, образованные исключительно однообразным свежим, совершенно необработанным пирокластическим материалом, в котором нет терригенной примеси. Тектурные и структурные особенности таких накоплений в ряде случаев указывают на отложение подводными потоками. Оба эти обстоятельства, если рассматривать их

вместе, являются заслуживающим внимания аргументом в пользу подводного положения питающих вулканов.

Интересные соображения о характере подводных извержений приводит Фиске (Fiske, 1963), изучавший одну из эоценовых формаций штата Вашингтон. В этой формации широко распространены морские туфы, состоящие главным образом из мелкораздробленных плотных (не везикулярных) фрагментов. По характеру они сходны, как считает автор, с материалом крупных наземных фреатических извержений. Последние, правда, не дают большого объема вулканокластики, что объясняется малым количеством воды в наземных условиях, но при подводном положении вулкана, когда запас воды не ограничен, продолжительность таких извержений и количество продуктов выброса могут быть большими.

Посмотрим, что представляет собой материал, слагающий улутауские породы. Исходя из некоторых особенностей, здесь можно выделить три категории осадков.

1. Осадки из однородного по составу необработанного вулканического материала; посторонняя примесь здесь если и присутствует, то она небольшая и представляет собой продукт дробления пробки и пород фундамента. Очевидно, это продукты выброса вулкана или даже одного извержения.

2. Осадки из разнородного по составу необработанного материала. Формирование последнего не всегда было одинаковым. Иногда сложный состав обусловлен почти одновременным выбросом резургентных и ювенильных фрагментов (слои с doubly grading), а иногда, возможно, смешением продуктов извержения нескольких вулканов, действовавших почти одновременно.

3. Осадки из довольно хорошо обработанного однородного или смешанного материала, представляющего собой перемытую в мелководных условиях вулканокластику.

Рассмотренные три категории осадков дают представление об исходных продуктах, образующих различные улутауские породы.

Посмотрим, каковы условия отложения этих продуктов. Как мы видели, в улутауской свите развито два типа пластов: более мощные (до 6 м), относительно грубые, с беспорядочной внутренней текстурой (массивные) и менее мощные (<3 м) с прямой градационной отсортированностью материала. Такие пласты широко распространены среди многих вулканогенно-обломочных формаций и рассматриваются как отложения подводных пепловых потоков. Заметим, что их образование нельзя связывать с простым оседанием материала в толще воды, так как при этом должны возникать слои из хорошо отсортированных частиц с резко выраженным уменьшением величины зерен от подошвы к кровле.

Как было показано, массивные туфы характеризуются лучшей дифференциацией материала: в них полностью отсутствует тонкий пирокластический материал, который в процессе эксплозии был отделен от более крупного псаммитового материала и позднее осел, образовав туффиты. Не ясно, что привело к отделению тонкой пирокластики; может быть это было обусловлено характером эрупции, а может быть какими-то местными палеогеографическими условиями, но несомненно одно, что она была отделена до того как возник пепловый поток. Отсутствие в движущемся песчаном потоке илистого компонента должно было сказаться на его подвижности. Известно, что песчаные суспензии без глинистой примеси способны создавать турбулентные потоки, но протяженность их невелика. Поэтому при одном и том же количе-

стве исходного материала, песчаный (безылистый) поток даст более мощный, но короткий пласт, а поток песчано-глинистый — менее мощный, но протяженный пласт. Может быть это обстоятельство и определяет большую максимальную мощность массивных туфов по сравнению с туфовыми турбидитами.

Как было установлено при изучении терригенной седиментации, суспензионные потоки возникают в определенных условиях: при наличии склона и спазматичного поступления больших масс осадочного материала; землетрясения способствуют их развитию. Условия эти, несомненно, существовали в улутауское время.

Осадки всех трех упоминавшихся выше категорий создавали суспензионные потоки и, судя по этому, они могли возникать в несколько разной обстановке. Иногда они сопровождали подводные извержения и отлагали однородный или, что реже, смешанный (резургентный и ювенильный компоненты), но совершенно необработанный осадок. В других случаях потоки несли смесь вулканического материала разных извержений или даже туфогенный песок и алеврит. Появление каждого такого потока не связано непосредственно с тем извержением, которое породило массу влекомой потоком вулканокластики. Очевидно, местами вблизи очагов, на возвышенных участках рельефа, могло накапливаться большое количество вулканобломочного материала (тефры) и, когда равновесие нарушалось в силу тех или иных причин, возникал поток. Присутствие туфогенных песчаников указывает на существование довольно мелководных участков, где тефра могла перерабатываться. Следует сказать, что в улутауской свите (в нижней части) встречаются пласты игнимбритов, что свидетельствует о существовании временных островов.

Таким образом, изучение вулканогенных обломочных пород дает представление о некоторых чертах улутауского бассейна. Он обладал довольно сложным рельефом. Здесь было много как островных, так и подводных вулканов, располагавшихся на разных глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

- Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
- Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 144, 1932.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 81, 1936.
- Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудоносного района (Восточный склон Южного Урала). Материалы по геолог. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2, 1960.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирландской свиты. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXVIII (3), 1963.
- Шарфман В. С. Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклинория Баймакского района Башкирии. Сов. геология, № 8, 1959.
- Шарфман В. С. Среднедевонские отложения в Орском и Баймакском районах Южного Урала. Материалы по геолог. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2, 1960.
- Fiske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapeosh Formation, Washington, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 74, № 4, 1963.
- Fiske R. S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa formation, Japan. Amer. J. Sci., v. 262, № 1, 1964.
- Wentworth C. K., Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Nat. Res. Conn. Rept. Comm. Sediment. Bull., 89, 1932.

**К ПОЗНАНИЮ ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ
НЕКОТОРЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ЗЕРЕН ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ
И ПЕРЕНОСЕ**

А. Н. СПИЦЫН

В статье описаны полевые и экспериментальные исследования изменений зерен некоторых тяжелых минералов при морозном выветривании и водном переносе и сделан ряд выводов по этим вопросам.

В заключении автором излагается сущность морфолого-статистического метода, примененного им при исследовании изменений форм минеральных зерен.

После выделения из материнской породы терригенные зерна под действием процессов выветривания, разрушения при водной транспортировке и т. п. изменяют свою первичную форму. От морфологических изменений минеральных зерен (уменьшения их размерности) зависит дальность переноса минерала и возможности образования промышленных концентраций. Кроме того, благодаря уменьшению размерности зерен минералы — полезные компоненты — после выделения из материнской породы могут отлагаться в литологически различных осадочных породах: в крупно-, средне- или мелкозернистых песчаных образованиях.

Объектом исследований являлся аксессуарный минерал — лопарит (из группы перовскита) — хрупкий, лишенный спайности, с удельным весом 4,75—4,90, твердостью 5,5—6,0. Лопарит образует хорошо диагностируемые кристаллы — кубы, усложненные двойниками по флюоритовому закону. Химическая устойчивость лопарита исключает возможность его разрушения химическими агентами.

Исследованиям подвергались зерна размером 1—0,25 мм, преобладающие в коренной породе (Кузнецов, 1925). Морфологические показатели зерен лопарита определялись по формулам.

Для сферичности:

$$\Phi_0 = \sqrt{\frac{d}{D}} \text{ (Riley N. A., 1941),}$$

где Φ_0 — коэффициент сферичности зерна; d — диаметр максимально вписанного круга; D — диаметр минимального описанного круга.

Для окатанности:

$$P = \frac{\sum r}{R} \text{ (Wadell H., 1935),}$$

где P — коэффициент окатанности зерна; $\sum r$ — сумма радиусов закругленных углов зерна; R — радиус наибольшего вписанного круга; N — число закругленных углов.

Замеры необходимых для подсчета величин, по нашему мнению, наиболее удобно проводить с помощью концентрических окружностей с одинаковыми расстояниями между ними, нанесенными на пластинку (стеклянную или из органического стекла), которая помещается в окуляре бинокулярной лупы или микроскопа. Подлежащие измерения зерна высыпают на другую стеклянную пластинку (на столике бинокулярной лупы или микроскопа) и несколько раз слабо встряхивают, после чего производят необходимые подсчеты. Такой способ замеров зерен применяется в СССР, США.

1. О РОЛИ ПРОЦЕССА МОРОЗНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ РАЗРУШЕНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН

Как известно, морозное выветривание широко развито в областях Заполярья СССР и зарубежных стран, а в Европе — в Скандинавии и на Кольском п-ове.

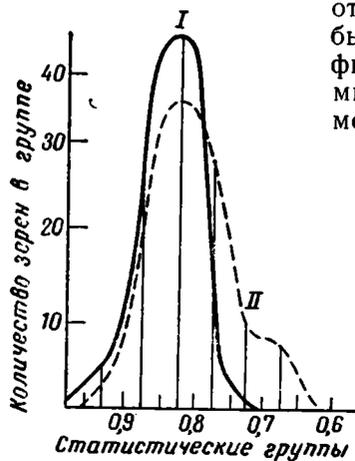
Разрушительная сила морозного выветривания, превышающая по интенсивности деятельность морского прибоя, отмечена в работах Ф. Нансена и Альмана. По их наблюдениям, раскалывание горных пород происходит вследствие расширения трещин, куда проникает влага. К подобному же выводу приходит В. П. Зенкович (1937), проводивший исследования на Кольском п-ове. Он отмечает обширные участки, покрытые обломками пород типа гранито-гнейсов с возвышающимися отпрепарированными дайками пород, устойчивых к морозному выветриванию. Следы деятельности морозного выветривания отмечены в Хибинской, Ловозерской и других тундрах Кольского п-ова (Лаврова, 1960 и др.). Во всех перечисленных работах морозное выветривание рассматривается как сила, разрушающая только горные породы. Между тем одновременно происходит разрушение и минеральных зерен, как в горных породах, так и в различных типах осадочных образований. Вопрос об устойчивости, степени сопротивляемости и морфологических изменениях минеральных зерен при морозном выветривании, не затронутый предшествующими авторами, имеет познавательный и практический интерес, особенно при изучении, прогнозировании и поисках россыпей на Севере.

Наиболее благоприятным объектом для исследования физического разрушения минеральных зерен под действием процессов морозного выветривания являются элювиальные отложения в районах Заполярья¹. Здесь зерна, отделившиеся от коренной породы, не подвергаются ударным и абразивным процессам, и поэтому все их морфологические изменения связаны только с морозным выветриванием.

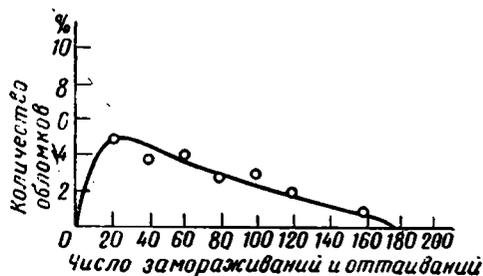
Нами был произведен подсчет количества (в процентах) кристаллов и кристаллических обломков акцессорного лопарита в элювиальных образованиях и в коренной породе. Полученные данные показали, что если в коренной породе крупные обломки кристаллов лопарита отсутствуют, то в элювии они составляют лишь 2—5%. В обоих случаях он представлен хорошо выраженными кристаллами. Подсчеты показали, что либо процессы морозного выветривания практически не захватывают мелкие обломки (в том числе все минеральные зерна в четвертичных образованиях), либо при этом откалываются очень мелкие обломки зерен, что делает процесс трудно уловимым. Для выяснения этого мы применили морфолого-статистический метод,

¹ В статье не рассматриваются минеральные зерна, находящиеся на дневной поверхности в составе материнской породы, вместе с которой они подвергаются физическому разрушению.

результаты которого представлены на фиг. 1. Здесь мы видим две кривые: первая отражает морфологию зерен лопарита из материнской породы, вторая — из элювия. Кривые имеют общую конфигурацию, но вторая несколько сдвинута вправо. Это свидетельствует о морфологических изменениях зерен лопарита в элювии. Из всех зерен лопарита, извлеченных из элювия, 28 имеют коэффициенты сферичности, не встречающиеся у зерен из коренной породы (см. фиг. 1). Но эти 28 зерен соответствуют 28% всех зерен исследуемой пробы (1 единица выбранного масштаба на графике равна 1% зерен пробы). Иными словами, 28% (округлая — 30%) зерен лопарита морфологически изменились в элювии.



Фиг. 1. Кривые изменений коэффициента сферичности зерен акцессорного лопарита из коренной породы (I) и элювиальных образований (II)



Фиг. 2. Кривая процесса откалывания обломков зерен акцессорного лопарита при морозном выветривании (по экспериментальным данным)

Отсутствие резких пиков и незначительное перемещение второй кривой указывают на очень слабые морфологические изменения минерала, например на отщепление и откалывание мелких обломков по микротрещинам подобно расширению трещин в породах. Для проверки этого предположения были проведены экспериментальные исследования, имитирующие замораживание и оттаивание зерен лопарита в естественных условиях. Для этого 100 экз. зерен этого минерала размером $< 1 \text{ мм}$, но $> 0,25 \text{ мм}$ помещали в стеклянный сосуд, покрывали водой и замораживали в холодильной установке. После замораживания зерна оттаивали при комнатной температуре, высушивали и под бинокулярной лупой производили подсчет образовавшихся обломков. Этот процесс производился 200 раз над тремя группами одинаковых зерен лопарита. Средние данные подсчетов сведены на фиг. 2, из которой видно, что наиболее значительное раскалывание зерен акцессорного лопарита произошло в начале эксперимента (до 5% обломков). Далее этот процесс постепенно затухает. Во всех случаях, как показали исследования, происходило отделение очень мелких (меньше $0,1 \text{ мм}$) обломков минерала. Размерность обломков и последовательность их образования может быть объяснена только наличием в кристаллах лопарита микротрещин, наблюдавшихся в некоторых зернах под микроскопом. При замораживании микротрещины расширяются, что приводит после многократного повторения этого процесса к откалыванию мелких частиц зерна.

Результаты экспериментальных исследований, близкие нашим, опубликованы Трикартом (Tricart, 1956), изучавшим физическое разру-

шение различных типов горных пород при морозном выветривании. Он установил, что независимо от температурного режима при эксперименте от пород откалываются кроме крупных обломков мелкие пластинчатые или остроугольные, морфологически тождественные нашим. Их образование Трикарт объясняет присутствием в породах микротрещин, расширяющихся при замораживании.

Таким образом, можно считать установленными следующие факты.

1. Морозное выветривание минеральных зерен является одной из причин, а в элювии практически единственной причиной их физического разрушения, причем в элювии морфологически изменяются ~30% зерен (по сравнению с зёрнами из коренной породы).

2. Морфологические изменения минеральных зерен сводятся к откалыванию очень мелких обломков (пластинчатых, остроугольных и др.) по микротрещинам, имевшимся в зёрнах.

3. Интенсивность физического разрушения минеральных зерен при морозном выветривании зависит от количества в зёрнах трещин и микротрещин. Если новые трещины и микротрещины в зёрнах не возникают, их разрушение морозным выветриванием прекращается.

Процесс физического разрушения минеральных зерен при морозном выветривании, наблюдавшийся нами, имеет много общего с морозным выветриванием горных пород, описанным Ф. Хансеном, Альманом, В. П. Зенковичем и Трикартом. Во всех случаях физическое разрушение происходит по одному общему закону — расширением уже существовавших или образующихся трещин и микротрещин, приводящим к откалыванию обломков пород и минералов.

Морозное выветривание, широко развитое в северных областях СССР и зарубежных стран, имеет, таким образом, специфические черты, поэтому, по нашему мнению, целесообразно выделить кроме известных процессов физического разрушения обломочного материала — удара и абразии — еще один, принципиально отличный, — процесс расщепления. Этот процесс сводится к отщеплению от обломков пород и минеральных зерен мелких частиц, благодаря расширению трещин (и микротрещин) вследствие замерзания воды.

II. О СВЯЗИ ПОТЕРЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН ПРИ ВОДНОМ ПЕРЕНОСЕ С ИХ МОРФОЛОГИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ

1. Постановка задачи

При водном переносе² преобладающим фактором воздействия на зерна тяжелых минералов является процесс абразии, вследствие которого зерна морфологически изменяются — приобретают округлую форму и таким образом теряют часть первичной массы. Возможность образования промышленной концентрации россыпных минералов и дальность их водного переноса зависят в первую очередь от физико-химических свойств минералов, в том числе от степени их сопротивляемости процессам абразии и ударам в пути. При слабой сопротивляемости даже при благоприятных условиях транспортировки минеральные зерна не могут переноситься на большие расстояния в виде зерен песчаной размерности и образовывать крупные скопления вдали от материнской породы (например, киноварь). Но и физически относительно более устойчивые минеральные зерна могут составлять в пробах ничтожное количество, так как большая часть их первона-

² Здесь и в дальнейшем рассматривается водный поток реки равнинного типа.

чальной массы рассеивается среди тонкоалевритовых и глинистых осадков.

Таким образом, весовые потери минеральных зерен, а также переход переносимого водным потоком обломочного материала в более мелкие фракции зависит от морфологических изменений кристаллов при переносе. Поэтому наблюдения над морфологическими изменениями минеральных зерен (вместе с другими методами геолого-минералогических исследований) поможет выявить хотя бы в общих чертах естественные потери массы минерала вследствие процессов абразии (истирания, отщепления осколков, окатывания) и установить пределы ареала его промышленного рассеивания. Результаты подобного исследования излагаются далее.

Исследования проводились двумя взаимоконтролирующими и дополняющими методами. Первый — полевые наблюдения и отбор минеральных проб по пути водного сноса аксессуарного лопарита с последующими выделениями мономинеральных фракций этого минерала и исследованием его морфологических изменений. Вторым методом было экспериментальное исследование связи морфологических изменений зерен пирита, лопарита и киновари с их весовыми потерями.

2. Данные полевых наблюдений

В результате полевых исследований были установлены средние значения коэффициента окатанности (P) для зерен лопарита от начала до конечной точки водной транспортировки этого минерала, на расстояние ~ 250 км. Данные подсчетов сведены в табл. 1.

Таблица 1

Изменения коэффициента окатанности аксессуарного лопарита при водном переносе

| Тип отложений | Дальность переноса, км | Среднее значение коэффициента окатанности (P) |
|--|------------------------|---|
| Коренная порода | 0 | 0 |
| Элювиальные, делювиальные, коллювиальные отложения; аллювий горных рек | До 6 | 0—1 |
| Водно-ледниковый, речной | 16 | 21 |
| То же | 25 | 28 |
| » » | 105 | 38 |
| Морские отложения (последледниковые) | 180 | 40 |
| То же (современные) | 250 | 58 |

Из данных, приведенных в таблице, видно, что первые морфологические изменения зерен лопарита, связанные с процессом абразии, появляются на расстоянии около 16 км от начала водного переноса. Здесь зерна лопарита приобретают (в массе) слабоугловатую форму. Слабая окатанность зерен ($P=25-38$) наблюдается и на расстоянии около 105 км от начала переноса. Окатанные зерна лопарита (в массе) появляются лишь в 180 км от начальной точки. Здесь средний коэффициент окатанности ($P=40$). Наконец, в современных пляжевых морских отложениях зерна лопарита достигают окатанности, близкой к хорошей ($P=58$). Таким образом, лопарит при водном переносе довольно устойчив к абразионным процессам. Окатанные и хорошо

окатанные (в массе) зерна встречаются только на большом расстоянии от начала водного переноса (180—250 км).

Необходимо учесть, что в обоих случаях опробованные отложения не являются аллювиальными, а генетически связаны с морской и речной деятельностью, что в значительной степени способствовало усиленной абразии и увеличению коэффициента окатанности. Однако даже в условиях морской обработки средний коэффициент окатанности зерен лопарита не достигает значений выше 58.

На фиг. 3 представлена кривая изменения окатанности зерен лопарита при водном переносе. Здесь хорошо видно, что абразионные процессы воздействуют на морфологические изменения зерен лопарита не постепенно, а скачкообразно. В нашем случае для зерен акцессорного лопарита размером 1—0,25 мм это скачкообразное изменение наблюдается на расстоянии 30 км от начальной точки водного переноса. Далее воздействие абразии на транспортируемые зерна лопарита становится более слабым, что видно по выполаживанию кривой. Очевидно, именно в интервале 0—30 км осуществляется максимальное воздействие абразионных процессов на зерна лопарита; здесь интенсивно происходят их морфологические преобразования и, в связи с этим, наибольшая потеря массы минеральных зерен.

3. Данные экспериментальных исследований

Данные полевых исследований, однако, не дают нам представления о количественных весовых потерях, связанных с абразионными процессами. Для решения этого вопроса были проведены экспериментальные исследования, заключавшиеся в следующем. Зерна лопарита помещали в металлический барабан, заполненный водой, и вращали со скоростью ~4 км/час, что примерно соответствует скорости реки равнинного типа. Каждый оборот оси барабана соответствовал 0,5 м пути, пройденного зерном в водной среде. Предельный путь экспериментального переноса равнялся 35 км, т. е. такому расстоянию, на протяжении которого, по данным полевых исследований, происходит максимальное воздействие абразионных процессов на транспортируемые зерна лопарита.

Таблица 2

Изменение коэффициента окатанности и весовых потерь зерен лопарита, пирита и киновари (по экспериментальным данным)

| Исследованный минерал | Первичная морфологическая форма | Физические свойства | | | Весовые потери после 35 км переноса, % |
|-----------------------|--|---------------------|--------------|-----------------|--|
| | | твердость | удельный вес | прочие | |
| Лопарит | Двойниковые формы с частыми, относительно плоскими выступами | 5,5—6,0 | 4,75—4,89 | Сп. нет, хрупок | ~40 |
| Пирит | Двойниковые формы, близкие к сфере, без острых углов, но с остроугольными включениями сфалерита и галенита | 6,5 | 4,3—5,2 | Сп. нет | ~20 |
| Киноварь | Землистые, бесформенные массы | 2,0—2,5 | 8,0—8,2 | Сп. совершенная | ~90 |

После прохождения определенного отрезка пути зерна лопарита извлекали из барабана, высушивали, просеивали через сито; каждая ситовая фракция взвешивалась, и после этого производились необходимые морфологические исследования зерен. Затем зерна всех фрак-

ций снова смешивались, их помещали в барабан с водой, и эксперимент продолжался. Данные экспериментальных наблюдений сравнивались с результатами полевых исследований.

Кроме лопарита экспериментальному исследованию подвергались киноварь и пирит, обладающие физическими свойствами, более или менее отличными от свойств лопарита (табл. 2). Если экспериментальные исследования проводились верно, то кривые морфологических изменений при водном переносе пирита и лопарита должны быть близкими, но кривая киновари — минерала неустойчивого при транспортировке — должна значительно отличаться.

Таблица 3

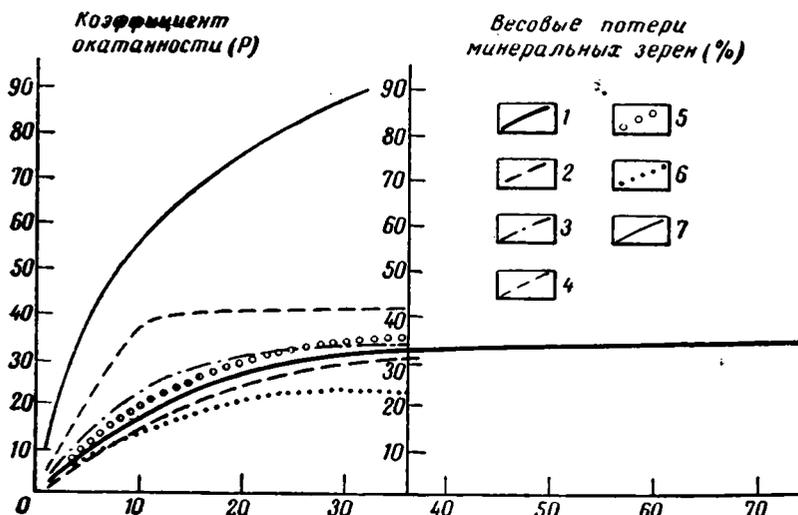
Зависимость весовых потерь лопарита, пирита и киновари от их физических свойств и первичной формы зерна

| Минерал | Дальность переноса, км | Вес сытовых фракций, г | | | Средний коэффициент окатанности, P | | Вес фракции 1—0,25, % |
|----------|------------------------|------------------------|----------------------|-----------------|--------------------------------------|----------------------|-----------------------|
| | | фракция 1—0,25 мм | фракция 0,25—0,15 мм | фракция 0,15 мм | фракция 1—0,25 мм | фракция 0,25—0,15 мм | |
| Лопарит | 0 | 10,00 | — | — | — | — | 100,0 |
| | 5 | 8,79 | 0,87 | 0,34 | 10 | 6 | 87,9 |
| | 10 | 8,04 | 0,66 | 1,30 | 15 | 12 | 80,4 |
| | 20 | 7,83 | 0,80 | 1,37 | 22 | 17 | 78,3 |
| | 35 | 6,43 | 1,07 | 2,70 | 31 | 28 | 64,3 |
| Пирит | 0 | 10,00 | — | — | — | — | 100,0 |
| | 5 | 9,15 | 0,27 | 0,58 | 14 | 6 | 91,5 |
| | 10 | 8,78 | 0,28 | 0,94 | 23 | 11 | 87,8 |
| | 15 | 8,32 | 0,39 | 1,29 | 25 | 13 | 83,2 |
| | 20 | 8,08 | 0,34 | 1,58 | 28 | 20 | 80,8 |
| 35 | 7,72 | 0,47 | 1,81 | 31 | 23 | 77,2 | |
| Киноварь | 0 | 10,00 | — | — | — | — | 100,0 |
| | 10 | 5,81 | 1,54 | 2,65 | 38 | 30 | 58,1 |
| | 35 | 1,12 | 2,88 | 6,00 | 41 | 40 | 11,2 |

Данные эксперимента сведены в табл. 3 и изображены на фиг. 3. При сравнении кривых морфологических изменений зерен лопарита по полевым и экспериментальным данным видно, что они очень сходны: довольно резкий подъем на протяжении 0—30 км, выполаживание после 30—35 км; обе кривые почти параллельны. Это подтверждает правильность проведенного эксперимента. Сравнивая кривые морфологических изменений зерен лопарита, пирита и киновари, мы видим, что они имеют и сходные, и различные черты. Общим для них является подъем кривых в начале водного переноса. Это свидетельствует об интенсивном воздействии абразионных процессов на минеральные зерна и, следовательно, на их значительные морфологические изменения на этом участке. Дальнейшее выполаживание кривых свидетельствует об ослаблении или изменении характера абразионных процессов, а в связи с этим и о замедлении морфологических преобразований зерен. Различия кривых заключаются, во-первых, в том, что выполаживание каждой из них начинается в разных точках, и, во-вторых, в том, что коэффициенты окатанности (P) зерен в этих точках также различны. Так, кривая морфологических изменений киновари начинает выполаживаться на расстоянии около 8 км от начала водного переноса ($P=36$), пирита — на расстоянии около 20 км ($P=28$) и

лопарита — около 30 км ($P=28$). Это может быть объяснено различием первичной формы зерен и их физических свойств.

Лопарит — минерал с относительно большой твердостью (6, 5), что препятствует его быстрому морфологическим преобразованиям. Однако окатанности его зерен способствует первичная форма — двойники



Фиг. 3. Зависимость весовых потерь минеральных зерен лопарита, пирита и киновари от их морфологических изменений при водном переносе (по полевым и экспериментальным данным)

Кривые изменения окатанности зерен: 1 — лопарита (по полевым наблюдениям), 2 — лопарита, 3 — пирита, 4 — киновари (по экспериментальным данным). Кривые весовых потерь зерен размером 1—0,25 мм, 5 — лопарита, 6 — пирита, 7 — киновари

по флюоритовому закону с частыми, хотя и не резкими выступами на поверхности кристаллов. Постепенное откалывание этих выступов при процессах абразии замедляет приобретение зернами лопарита окатанной формы, а это влечет выполаживание кривой окатанности.

Пирит также обладает значительной твердостью; его первичная форма близка к сфере (пентагон-додекаэдр в комбинации с кубом). Но в пирите наблюдаются относительно крупные включения сфалерита и галенита, которые образуют резкие остроугольные выступы на поверхности кристаллов пирита. В начале водного переноса эти выступы легко разрушаемых минералов (сфалерит и галенит неустойчивы при водной транспортировке) быстро уничтожаются, что отражается на характере кривой морфологических изменений пирита — ее быстром подъеме (~20 км). Далее воздействию абразийных процессов и морфологическим изменениям зерен пирита препятствует как их первичная (близкая к сфере) форма, так и, возможно, значительная твердость минерала. Что касается киновари, то она представлена землистыми, плотными образованиями с небольшой твердостью (2,0—2,5). Благодаря последней и отсутствию крупных кристаллических форм (как у лопарита и пирита) этот минерал легко и быстро подвергается воздействию абразийных процессов, и уже на расстоянии около 8 км (от начала переноса) его зерна приобретают окатанную форму.

Если скорость морфологических преобразований минеральных зерен в начале водного переноса зависит от их первичной формы и

физических свойств, то те же факторы контролируют и характер приобретаемой зернами окатанности. Наиболее высокий коэффициент окатанности ($P=36$) наблюдается в нашем случае у зерен киновари — минерала с небольшой твердостью и отсутствием крупных первичных кристаллических форм. Поэтому зерна киновари легко подвергаются морфологическим изменениям уже в начале водного переноса. Зерна пирита ($P=28$) приобретают окатанность главным образом благодаря близости форм кристаллов к сфере, чему, безусловно, способствует освобождение их в начале водного переноса от легко разрушаемых инородных тел (включений сфалерита и галенита). Для зерен лопарита, осложненных нечеткими двойниковыми выступами, процесс окатывания является наиболее длительным и постепенным. Сопrotивляемость химически однородных и относительно плоских (по сравнению с включениями в пирите) двойниковых выступов приводит к тому, что хорошую окатанность зерна этого минерала получают только после более длительного переноса, чем зерна пирита.

Обратимся теперь к весовым потерям минерального вещества при переносе. Как видно из графика (см. фиг. 3), наибольшая потеря первичной массы наблюдается в начале водного переноса, на участке, где процесс абразии наиболее интенсивен. С ослаблением абразийных процессов и уменьшением морфологических преобразований зерен наблюдается и уменьшение весовых потерь (пирит, лопарит). Таким образом, весовые потери зависят от интенсивности абразийных процессов и от морфологических изменений зерен.

Весовые потери в зернах киновари происходят так же, как и в зернах пирита и лопарита; они легко объясняются различием физических и морфологических свойств этих минералов. В начале водного переноса у зерен киновари откалываются остроугольные и резкие формы. Далее происходит снятие верхней оболочки зерна, его окатывание, истирание. Эти процессы по-разному влияют на зерна минералов с различной твердостью. Так, если зерна лопарита и пирита теряют при этом небольшое количество первичной массы, зерна киновари с небольшой твердостью, «мягкие», в подавляющем большинстве переходят в более мелкие ситовые фракции или распыляются. При этом морфологическая форма зерна остается почти неизменной, так как снимается только верхний слой. Можно считать, что весовые потери минеральных зерен при водном переносе вследствие воздействия процессов абразии связаны с их морфологическими изменениями и зависят, кроме того, от первичной формы зерна, а также от его физических свойств.

Итак, можно считать установленными следующие факты.

1. Весовые потери минеральных зерен при водном переносе являются следствием абразийной деятельности и связаны с их морфологическими изменениями, зависящими от интенсивности абразии первичной формы зерна и физико-химических свойств минералов.

2. В абразийном процессе можно выделить две стадии.

- а. Первая стадия заключается в откалывании и отбивании острых выступающих углов (например, у пирита и лопарита) и образовании формы, близкой к округлой. Эта стадия связана с началом водного переноса обломочного материала и является наиболее интенсивно изменяющей морфологию зерен. Бесперывное поступление свежих обломков несколько снижает здесь средний коэффициент окатанности зерен мелких фракций (у нас фр. 0,25—0,15 мм) и не допускает резкого преобладания среди вновь образованного обломочного материала тонкозернистых и пылевидных частиц (у нас фр. $<0,15$). В эту ста-

дию происходят большие весовые потери в минеральных зернах с большой твердостью.

б. Вторая стадия абразионного процесса заключается в истирании, окатывании зерен, снятии их верхнего слоя, придания им более совершенной округлой формы. Абразионные процессы действуют здесь значительно слабее, чем в начале переноса. Поэтому для этой стадии характерно постепенное увеличение коэффициента окатанности зерен крупных и мелких фракций, уменьшение весовых потерь минеральных зерен с большой твердостью, увеличение их у «мягких» зерен, легко истираемых, и преобладание тонкозернистого и пылевидного материала (см. табл. 3).

Графически первая стадия абразионного процесса выражается в резком поднятии кривой изменения коэффициента окатанности, а вторая — в ее выполаживающемся продолжении. Выводы, подобные нашим, были сделаны для крупных обломков пород Крумбайном (Krumbein, 1941).

3. Как видно из проведенных нами исследований, уменьшение размеров зерен и морфологические их изменения связаны с физико-химическими свойствами минералов и их первичной формой. Это опровергает выводы Т. В. Фрайза (Freise, 1931) и Г. О. Тиля (Thiel, 1940) об отсутствии зависимости сопротивляемости минеральных зерен при водном переносе от их физических свойств (твердости, удельного веса и др.). Эта зависимость хорошо видна на различии морфологических изменений и весовых потерь пирита, лопарита и киновари.

III. О ПРИМЕНЕНИИ МОРФОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ФОРМ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН

При изучении осадочных образований различного минерального состава их возраста и генезиса вместе с другими исследованиями производится анализ морфологии минеральных зерен породы. Согласно принятым у нас и за рубежом методикам, при морфологических исследованиях устанавливаются величины, характеризующие геометрические особенности зерен — степень их сферичности, изометричности, окатанности, дисимметрии, которые подсчитываются по соответствующим формулам (см. стр. 70).

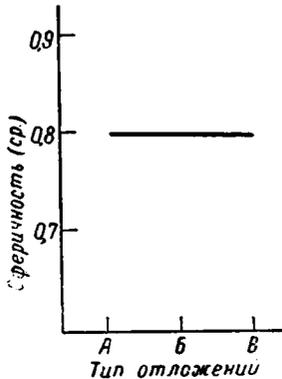
Полученные после вычислений показатели морфологии зерен, как правило, используются для построения различных графиков, в основу которых обычно положены средние значения коэффициентов — сферичности, окатанности и пр. Однако этот прием часто не дает четкого результата. Рассмотрим это на примере.

При исследованиях на Кольском п-ове нами был установлен средний коэффициент сферичности (Φ) для зерен одного и того же минерала из морских (подстилающих), моренных и ледниково-морских (покрывающих) четвертичных отложений³. Средние арифметические коэффициенты сферичности для каждой пробы оказались следующими: для зерен из морских отложений 0,8, моренных 0,8, ледниково-морских 0,8. Полученные коэффициенты нанесены на график (фиг. 4), на котором мы видим прямую линию, параллельную горизонтальной оси. Создается впечатление, что исследованные минеральные зерна из генетически различных и разновозрастных четвертичных образований, морфологически совершенно одинаковы (по степени окатанности). Мы не имеем возможности установить ни процесса морфологических из-

³ Для каждой пробы было определено 200 зерен.

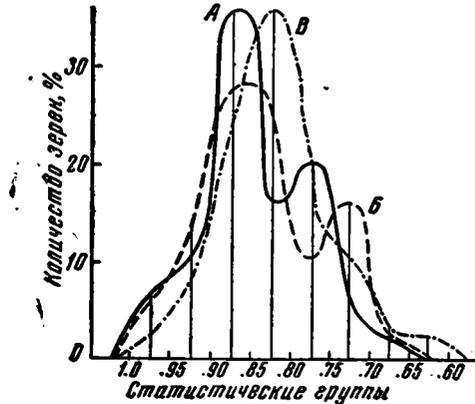
менений минеральных зерен, ни количества и характера источников питания осадка обломочным материалом. Для выяснения этих вопросов был применен метод, названный нами морфолого-статистическим.

В настоящее время у нас и за рубежом в различных областях исследований все шире используется математическая статистика. Суть предлагаемого нами морфолого-статистического метода, включающего элементы математической статистики и данные геометрической формы



Фиг. 4. Средние коэффициенты сферичности зерен в различных типах разновозрастных четвертичных отложений

А — морские отложения;
Б — морена. В — ледниково-морские отложения



Фиг. 5. Кривые изменения коэффициента сферичности минеральных зерен в морских (А), моренных (Б) и ледниково-морских (В) четвертичных разновозрастных отложениях

зерен, сводится к следующему. Минеральные зерна, для каждого из которых определен коэффициент сферичности, были разделены на статистические группы. В каждую группу включались зерна с очень близкими коэффициентами сферичности от 1,0, характеризующего зерна, близкие к сфере (в данном случае отлично окатанные), до 0,60 — почти игольчатых обломков. Группы выделялись таким образом, что зерна различались по значению коэффициентов сферичности не более чем на 0,05. Таким образом были выделены статистические группы, объединяющие зерна с коэффициентами сферичности от 1,0 до 0,95, от 0,949 до 0,90 и т. д. до 0,60. На горизонтальной оси графика в избранном масштабе откладывались числовые значения коэффициентов сферичности, а выделенные статистические группы показаны в точках, совпадающих с серединой отрезка, ограниченного соответствующими крайними значениями этого коэффициента. На вертикальной оси откладывалось содержание (в процентах) минеральных зерен каждой группы. На фиг. 5 мы видим кривые распределения минеральных зерен различной сферичности разновозрастных осадочных четвертичных образований по каждому генетическому типу.

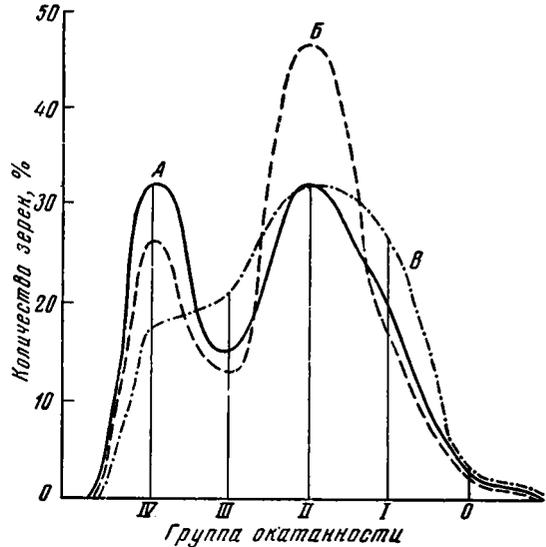
Кривая А характеризует распределение зерен с различной сферичностью из морских отложений, подстилающих морену. Здесь хорошо видно два пика — левый и правый. Первый соответствует зернам более или менее близким к сфере, иначе говоря, хорошо или отлично окатанным, очевидно, поступившим из более древних отложений с уже

окатанными обломочным материалом⁴. Правый пик указывает на присутствие в пробе значительного количества менее близких к сфере форм (относительно слабоокатанных), что соответствует второму источнику питания данных отложений — коренной, материнской породе.

В моренных отложениях (кривая *Б*) поступающий из подстилающих морских образований уже окатанный материал (левый пик) интенсивно дробится, на что указывает сдвиг всей кривой вправо. Смещение в ту же сторону правого пика в данном случае свидетельствует об образовании дробленого материала при ледниковом переносе. Во время таяния ледникового покрова обломочный материал (в том числе исследуемые минеральные зерна) попадал из морены (одного источника питания) в условия морского перемива, что вызвало, с одной стороны, общее увеличение коэффициента сферичности зерен в ледниково-морских отложениях, а с другой — наличие одного пика на кривой *В*.

Таким образом, кривые (фиг. 5) наглядно показывают процесс морфологических изменений минеральных зерен, кроме того, они указывают на наличие количества источников питания обломочным материалом исследуемого осадка.

Правильность выводов, сделанных на основе морфолого-статистических исследований, подтверждается данными об окатанности тех же зерен в другом районе — Терский берег Белого моря, Кольский п-ов (фиг. 6). На графике видно, что зерна из морских отложений характеризуются двумя степенями окатанности (пики левый и правый — кривая *А*). Это возможно в случае присутствия двух источников питания осадка обломочным материалом — с предварительно окатанными и неокатанными краями. В морене число плохо окатанных зерен увеличивается за счет дробления при ледниковой транспортировке материала, поступающего из подстилающих морских осадков (кривая *Б*, увеличение правого пика сравнительно с тем же пиком на кривой *А*). Наконец, в ледниково-морских отложениях (кривая *В*), где имеется один источник питания (размываемая морена), видим один пик, характеризующий один источник питания и общее усреднение степени окатанности минеральных зерен в условиях морского перемива. При сравнении графиков (см. фиг. 5 и 6) бросается в глаза их большое сходство, что подкрепляет сделанные ранее выводы.



Фиг. 6. Кривые изменения коэффициента окатанности минеральных зерен в морских (*А*), моренных (*Б*) и ледниково-морских (*В*) четвертичных разновозрастных отложениях

⁴ Наличие более древних (подстилающих морские отложения) песков с уже окатанными зёрнами подтвердилось дальнейшими минералогическими исследованиями.

В ряде случаев интересно установить интенсивность морфологических изменений минеральных зерен, что также удобно сделать, используя данные морфолого-статистических исследований (см. фиг. 1).

Установив интенсивность морфологических изменений, а затем форму и размеры полученных обломочков, мы можем приблизительно выяснить, какое количество терригенных зерен перейдет в более мелкие минеральные фракции. Проведя подобные исследования над зернами из элювия, делювия и коллювия, мы сможем получить представление о возможности образования скоплений этого минерала за пределами коренной породы.

Приведенные выше примеры свидетельствуют не только о полной правомочности предлагаемого морфолого-статистического метода исследования. В случаях, когда показателями морфологических изменений минеральных зерен являются коэффициенты их сферичности и изометричности, а окатанность отсутствует (в элювиальных, делювиальных, моренных и других генетических типах четвертичных и более древних осадочных образований), он может быть единственно способным дать ответы на ряд палеогеографических и других вопросов, связанных с исследованиями осадочных пород. Кроме того, при обработке морфолого-статистическим методом данных о степени морфологических различий минералов в различных геологических условиях применение его может быть значительно расширено и он может быть использован для решения практических задач, в частности возможностей россыпеобразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. Наблюдения над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу. Уч. зап. МГУ, вып. 16, 1937.
- Кузнецов И. Г. Лопарит — новый редкоземельный минерал Хибинских тундр. Изв. Геол. ком-та, т. 14, № 6, 1925.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского п-ова. Изд-во АН СССР, 1960.
- Alling H. L. Grain Analyses of minerals of Sand size in Ball mills. J. Sediment. Petrol., v. 14, № 3, 1944.
- Freise I. W. Untersuchung von Mineralen auch Ausbarkeit bei Verfachtung im Wasser. Mineral. und Petrogr. Mitt., Abt. B., Bd. 41, 1931.
- Keunen Ph. H. Experimental abrasion, III. Fluviatille action on Sand. Amer. J. Sci., v. 257, 1959.
- Krumbein W. C. The effect of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. J. Geol., v. 49, № 5, 1941.
- Bilei N. A. Projection sphericity. J. Sediment. Petrol., v. 11, № 2, 1941.
- Schneideholm P. Eine vergleichende Studie über Methoden zur Quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörner. (In Hindlick auf die Verwendbarkeit an Dünnschliffen). Heidelberg. Beitr. Mineral. und Petrogr.,
- Thiel G. O. The Relative resistance to abrasion of mineral Grains of Sand size. J. Sediment. Petrol., v. 10, № 3, 1940.
- Tricart J. Stude experementale du probleme de la gélivation. Biul. pergglac., № 4. Lodz, 1956.

Лаборатория осадочных
полезных ископаемых Госгеолкома СССР
Москва

Дата поступления:
10.VI.1964

УДК 553.492.1(471.54)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРСТОВЫХ БОКСИТОВ НИЖНЕСЕРГИНСКОГО РАЙОНА НА УРАЛЕ

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ

В статье приводятся данные о стратиграфическом положении, условиях залегания и вещественном составе двух бокситовых горизонтов — верхне-эйфельского и верхнефранского. Приводятся микроскопические описания бокситов и бокситового заполнителя карстовых трещин и полостей в известняках подошвы. Установлена механическая дифференциация бокситового материала при заполнении трещин в известняке. Диаспоризация, кальцитизация и пиритизация бокситового заполнителя связываются с гидрохимическим воздействием подземных вод.

Нижнесергинский район находится в центральной части Уфимского амфитеатра, представляющего собой ступенчатый горст, наклоненный к западу и состоящий из надвинутых друг на друга с востока на запад нескольких структурно-фациальных зон.

Известняки и доломиты девонского возраста слагают две полосы — западную, проходящую западнее г. Нижнесергинска в направлении к Михайловскому заводу, и восточную, менее протяженную, прослеженную от окрестностей г. Атига до Свердловской ж. д., севернее которой наблюдается единая полоса выходов средне- и верхнедевонских отложений. В итоге стратиграфического изучения разрезов девона на площади Нижнесергинского и Атигского районов М. Г. Брейвель, И. А. Брейвель, М. В. Шурыгина, Ф. Е. Янет и др. выделили западную и восточную биостратиграфические зоны осадконакопления (фиг. 1).

Синхроничные горизонты этих зон различаются в литологическом и фаунистическом отношении, а также в отношении их бокситоносности. В ряде разрезов западной биостратиграфической зоны установлен верхнефранский бокситовый горизонт, приуроченный к контакту известняков D_3^{1a} и D_3^{16} . Он соответствует орловскому бокситовому горизонту Южного Урала (Тяжева, 1961).

На востоке верхнедевонские отложения отсутствуют, но выявлен верхнеэйфельский бокситовый горизонт, залегающий на контакте известняков D_2^{1a} и D_2^{16} (Нижнесергинское и Атигское месторождения). В разрезах западной биостратиграфической зоны отложения, соответствующие по возрасту известнякам D_2^{1a} , представлены доломитами, бокситы отсутствуют.

1. ВЕРХНЕЭЙФЕЛЬСКИЕ БОКСИТЫ

Наиболее четко условия залегания верхнеэйфельского бокситового горизонта наблюдаются на Нижнесергинском месторождении, описанном в работах Н. И. Архангельского (1934) и Б. М. Федорова (1937).

| Биостратиграфические зоны | | | | | | | | | | | |
|---------------------------|-------------------|-------|--------|-------------|---|----------------------------|--------|-------|-------------------|----------|---|
| Западная | | | | | | Восточная | | | | | |
| Отдел | Ярус | Толща | Породы | Мощность, м | Породы и фауна | Мощность, м | Породы | Толща | Ярус | Отдел | |
| Верхний | Франский | б | | 150-200 | Серые амфиоровые известняки с <i>Gurpidula biplicata</i> Schnit., <i>Theodosia anassofi</i> (Vern.) | | | | | | |
| | | | | 50-60 | Светло-серые массивные известняки с <i>Hypothyridina suboides</i> var. <i>lata</i> Mark | | | | | | |
| Средний | Живецкий | в | | 70 | Серые известняки со <i>Stringocephalus burtoni</i> Defr. и <i>Gyrogonium tsactis</i> (Frech.) | Известняковые конгломераты | | б | в | Живецкий | |
| | | | | 0-20 | Кварцевый песчаник | | | | | | |
| | Зейфельский | а | | 70 | Черные глинистые известняки с конгломератами и <i>Алгура золотая</i> Schnit. | 20-30 | | б | в | Живецкий | |
| | | | | 200-250 | Темно-серые остракодовые и серые амфиоровые известняки с фауной <i>Tryplasma devoniana</i> Sashk., <i>Copchidiella pseudobaschkirica</i> Tschern., <i>Almenia shagapovi</i> J. Breiv. | 200-250 | | | | | |
| Нижний | Медико-лобненский | б | | 300 | Серые зернистые доломиты со <i>Striatopora</i> (?) <i>tschichatschevi</i> Peetz. | | а | в | Медико-лобненский | | |
| | | | | | | | | | | 100 | Светло-серые известняки с <i>Gurpidula ludelensis</i> Khod. |
| | | | | | | | | | | 300-350 | Светло-серые массивные известняки с <i>Rudonides</i> (?) <i>operosa</i> Khod., <i>Machaeraria</i> (?) <i>alypoldea</i> Nik. |
| | | | | | | 50-70 | | | Нижний | | |

Фиг. 1. Сводные стратиграфические колонки девонских отложений центральной части Уфимского амфитеатра. Составили М. Г. Брейвель, И. А. Брейвель, М. В. Шурыгина, Ф. Е. Янет и др., 1961 г.

Месторождение расположено в 0,5 км к югу от г. Нижнесергинска, в обрыве правого берега р. Серга близ насосной станции Нижнесергинского курорта. Здесь на контакте светлых рифогенных известняков D_2^{1a} и темных амфиоровых известняков D_2^{1b} , горизонтально залегает небольшая линзовидная бокситовая залежь. Н. А. Каржавин выяснил, что она имеет мощность 0,25 м и представляет собой фрагмент размытого бокситового горизонта. В местах выклинивания залежи наблюдаются невыдержанные прожилки, благодаря пересечению которых образуются брекчиевидные участки, напоминающие боксит-брекчию.

Боксит сильно трещиноватый, выветрелый, мелкокавернозный, желто-серый; участками буроватый. Под микроскопом он имеет редкособовую структуру; бобовины мелкие и округлые, состоят из изотропного глиноземного материала, содержащего кристаллические выделения

диаспора, и располагаются в базальной массе, сложенной мелкозернистым диаспором, скрытокристаллическим бёмитом и тонкочешуйчатым окисленным лептохлоритом. В форме тонкодисперсной сыпи присутствует гётит. Непосредственно на выходе боксит выщелочен и превращен в железистую губчатую корку толщиной 3—5 см. Многочисленные поры и трещинки в железистой корке выполнены земляным агрегатом, окрашенным благодаря дисперсной примеси гётита в желтовато-белый цвет. На порошковой рентгенограмме земляного агрегата присутствуют основные линии гидраргиллита — 4,9 кХ (0,49 нм); 2,48 кХ (0,248 нм); 2,40 кХ (0,240 нм); 1,46 кХ (0,146 нм) и гётита — 4,18 кХ (0,418 нм); 2,69 кХ (0,269 нм); 2,45 кХ (0,245 нм) и 1,720 кХ (0,172 нм).

В иммерсионном препарате наиболее хорошо образованные удлиненно-пластинчатые выделения гидраргиллита имеют Np' не ниже 1,565 и проявляют другие, типичные для него оптические свойства. За пределами железистой корки содержание гидраргиллита быстро уменьшается. Описанные формы выделений гидраргиллита свидетельствуют о его

вторичном происхождении в условиях приповерхностного выветривания диаспорово-бёмитового боксита. Химический состав боксита приведен в табл. 1 проба 524¹. На термограмме боксита этой пробы (фиг. 2) наблюдаются термоэффекты, подтверждающие присутствие в нем гидраргиллита и гётита (эндоэффект при 330°), диаспора или бёмита (эндоэффект при 620°) и каолинита (экзоэффект при 980°). Как установлено при центрифугировании в жидкости плотностью 3,18, боксит содержит 10—11% диаспора.

Ниже бокситового пласта по всей высоте скального обнажения известняков подошвы расположены гнездообразные и прожилковидные выделения бокситового вещества. Гнезда имеют размеры до 1 м по простиранию и мощность до 0,5 м, вытянуты или согласно с напластованием вмещающих известняков, или же под углом к нему. Контакт бокситовых прожилков и гнезд с вмещающими известняками весьма неровный с многочисленными апофизами, отходящими тонкими невыдержанными прожилками. В окраске бокситового вещества прожилков и гнезд преобладает красновато-серый цвет. В ряде бокситовых гнезд отчетливо выявляется специфическая микротекстура, обусловленная чередованием тонких (мощностью не более 2 мм) полосок светлоокрашенных, существенно кальцитовых, и густоокрашенных, с максимальным содержанием

Таблица 1

Химический состав бокситов и бокситовых пород Нижнесергинского месторождения, масс. %

| № пробы | Компонент | | | |
|--------------------------------|-----------|-------|-------|--------|
| | 524 | 1518* | 528 | 1510* |
| SiO ₂ | 12,67 | 15,04 | 3,57 | 3,67 |
| TiO ₂ | 1,30 | 2,43 | 0,76 | 0,64 |
| Al ₂ O ₃ | 48,00 | 51,31 | 19,35 | 15,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 21,00 | 5,98 | 4,88 | 3,26 |
| FeO | 0,57 | 9,18 | 3,90 | 2,85 |
| MnO | 0,01 | — | 0,01 | — |
| CaO | 0,33 | 0,34 | 35,15 | 39,29 |
| MgO | 1,18 | 1,22 | 0,63 | 0,65 |
| P ₂ O ₅ | 0,137 | 0,28 | 0,115 | 0,16 |
| S | 0,03 | 0,06 | Сл. | 0,02 |
| CO ₂ | 0,88 | 0,12 | 26,90 | 30,77 |
| П. п. п. | 14,72 | — | 31,44 | — |
| H ₂ O ⁺ | — | 12,24 | — | 3,15 |
| H ₂ O ⁻ | — | 1,30 | — | 0,35 |
| C | — | 0,34 | — | 0,18 |
| Сумма | 99,81 | 99,84 | 99,80 | 100,33 |

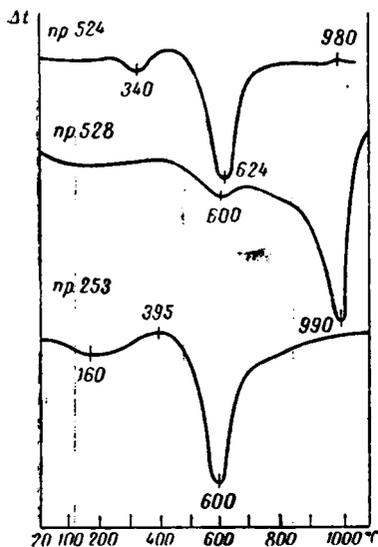
* По материалам Б. М. Федорова (1937).

¹ Пробы для химического и термического анализов отбирались параллельно и приводятся под одинаковыми номерами. Химико-аналитические работы произведены в лаборатории УКТЭ (г. Свердловск).

бокситового материала. Ориентировка микрополосчатости близко соответствует напластованию вмещающих известняков.

В зависимости от соотношения между кальцитом и бокситовым материалом можно выделить бокситы и кальцитизированные бокситы, между которыми существуют разнообразные переходные разновидности. Бокситы в гнездах и прожилках по своему химическому составу мало отличаются от боксита залежи (см. табл. 1, пробы 524 и 1518), однако в отличие от последнего преимущественно состоят из диаспора, слагающего бобовинки и большую часть основной массы. Бобовинки имеют явно аллохтонное происхождение, на что ясно указывают различия в их внешнем облике: среди них встречаются как округлые, так и угловато-округлые индивидуумы; бобовины в большинстве красные вследствие ожелезненности, но встречаются и бобовинки зеленовато-серые. Они не отсортированы, их средний диаметр 0,3—0,5 мм, сложены исключительно тонкокристаллическим агрегатом призматического диаспора. В цементирующей массе диаспор слагает около 60%, остальное приходится на долю бёмита, лептохлорита, каолинита и других минералов. Лептохлорит, плеохроирующий в светло-зеленых тонах, кроме того, иногда слагает редкие бобовинки.

По-видимому, коллоидально-обломочный материал, в том числе и бобовины, был механически внесен в трещины и полости закарстованных известняков подошвы еще в процессе бокситонакопления. Этот привнос сопровождался растворением и замещением известняка, свидетельством чему является отсутствие бобовинок в краевых частях бокситовых прожилков и гнезд. Часть бокситового материала могла проникать в окружающие известняки по трещинам и порам, образуя ореол повышенного содержания глинозема. Позднее бокситовый заполнитель карстовых трещин и полостей подвергался кальцитизации, в результате чего по мере приближения к контакту с вмещающими известняками появляется все больше выделений зернистого кальцита. Наиболее четко этот процесс проявляется в кальцитизированных бокситах, которые почти на 70% состоят из каль-



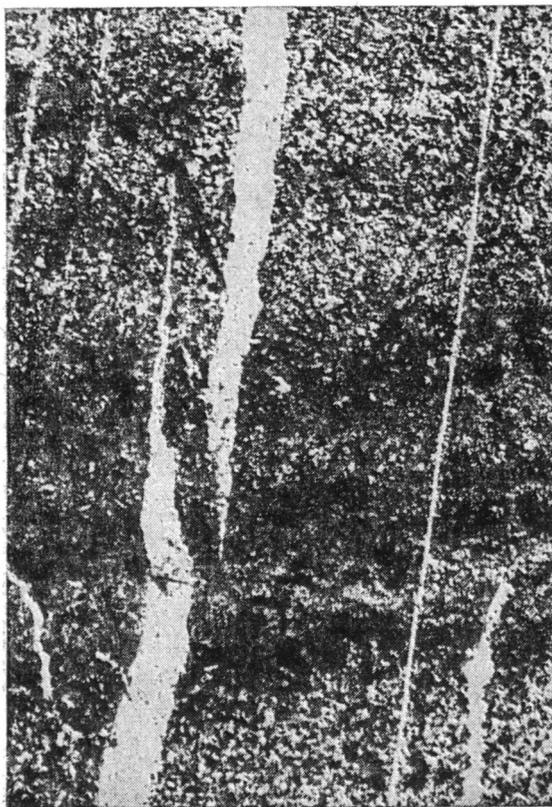
Фиг. 2. Термограммы бокситов Нижнесергинского района (навески 0,2—0,3 г, скорость нагрева 130—150 град/мин)

Таблица 2

Минеральный состав кальцитизированного (проба 528) и пиритизированного (проба 256) бокситового заполнения, %

| Минералы | № пробы, месторождение | | Минералы | № пробы, месторождение | |
|---|------------------------|--------------|----------|------------------------|--------------|
| | 528, Нижнесергинское | 256, «Демид» | | 528, Нижнесергинское | 256, «Демид» |
| Моногидраты глинозема (преимущественно диаспор) | 16,2 | 50,9 | Кальцит | 66,0 | 14,0 |
| Железистый хлорит | 11,0 | 3,7 | Пирит | — | 15,3 |
| Каолинит | 3,3 | 12,9 | Гематит | 1,6 | — |
| | | | Прочие | 1,8 | 3,6 |

цита. Химический состав кальцитизированных бокситов приведен в табл. 1 (пробы 528 и 1510). Результаты приближенного пересчета химико-аналитических данных на минеральные воды показаны в табл. 2 (проба 528). Кальцит составляет 66% породы, в то время как моногидраты глинозема (в основном диаспор) лишь 16,2%. Однако в пе-



Фиг. 3. Полосчатая микротекстура бокситового заполнителя на Нижнесергинском месторождении
Видны клиновидные прожилки кальцита (белое), увел. 10

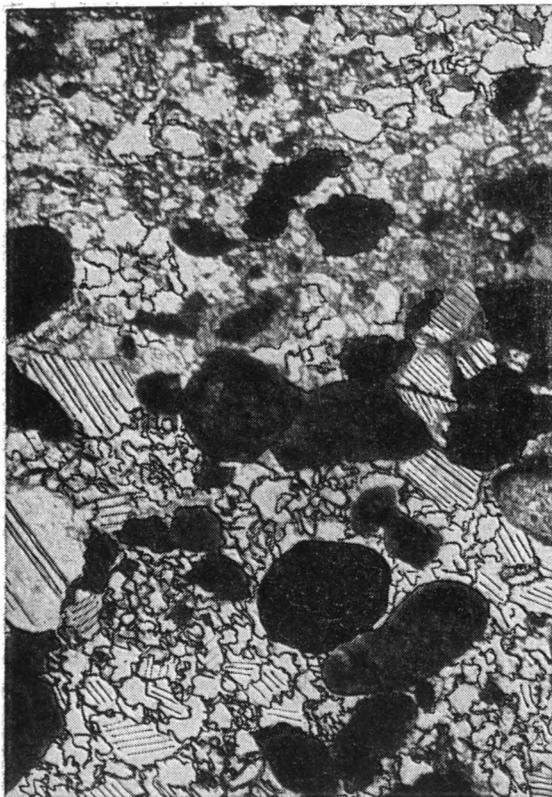
ресчете на бескарбонатную массу диаспор составляет 47,8%. Результаты пересчета хорошо согласуются с данными, полученными при длительной обработке кальцитизированного боксита в 10%-ной HCl. Нерастворимый остаток, состоящий в основном из диаспора и в меньшей степени из каолинита, составляет 21,2% породы.

Термограмма кальцитизированного боксита (см. фиг. 2) показывает присутствие кальцита (эндоэффект при 990°), диаспора (эндоэффект при 600°) и железистого хлорита (смежные эндо- и экзоэффекты соответственно при 170 и 380°).

Микрополосчатость в кальцитизированных бокситах обусловлена чередованием тонких полосок, одни из которых состоят из кальцита с небольшим количеством бокситовых бобовинок, другие — из множества бобовинок, сцементированных кальцитом (фиг. 3 и 4).

Диаметр большинства бобовинок не превышает 0,05 мм, форма их округлая и округловытянутая. Окраска бобовинок в проходящем свете красновато-бурая, хотя некоторые из них имеют зеленовато-серую ок-

раску. Состав большинства бобовинок диаспоровый, имеются единичные лептохлоритовые бобовинки. Диаспор образует в бобовинках агрегат короткопризматических зерен, обладающий преломлением, значительно большим N_0 кальцита, и высоким двупреломлением. Бобовинки располагаются в неравномерно перекристаллизованной кальцитовой массе.



Фиг. 4. Участок той же породы, что и на фиг. 3
Видны бокситовые бобовинки и реликты цементировавшего их бокситового вещества, размещенные в мелкозернистом кальците. Фото при одном никеле, увел. 360

Гранобласты кальцита обычно по отдельности или группами располагаются между бобовинками в микрозернистом кальцитовом агрегате. Отмечается разъедание бобовинок кальцитом снаружи и изнутри. Кроме бобовинок, присутствуют также близкие им по размерам реликты скрепленного бобовинки пелитоморфного бокситового осадка, превратившегося в микрокристаллический агрегат диаспора.

2. БОКСИТЫ ОРЛОВСКОЙ СВИТЫ

Более молодой бокситовый горизонт изучался автором на месторождения «Демид», расположенном в 6 км к западу от ж.-д. станции Нижние Серги. Здесь распространены известняки франского яруса, заполняющие ядро пологой синклинали. Горизонт представлен небольшими залежами на контакте светло-серых известняков толщи D_3^{1a} и серых известняков толщи D_3^6 . В основании бокситовых тел присутст-

вуют бокситовые брекчии. По всей мощности подстилающих светло-серых известняков (в среднем 50 м) прослеживаются прожилковидные, гнездообразные, местами брекчиевидные выделения бокситового материала. Бокситовые гнезда и прожилки встречаются и глубже, в темно-серых и серых известняках толщи D_2^{2b} . Появление многочисленных прожилков и гнезд бокситового вещества, прослеживающихся от подошвы бокситового пласта на глубину более чем 60 м, обусловлено сильной тектонической раздробленностью известняков, что выражается в появлении сложной сети трещин, имеющих зубчато-стилолитовый облик. Присутствуют также более поздние секущие клиновидные прожилки белого кальцита.

В основании залежи, как правило, расположен зеленовато-серый яшмовидный редкобобовый боксит, который ниже цементирует подрудную брекчию. Над зеленовато-серым бокситом залегает красный редкобобовый боксит, переходящий у контакта с перекрывающими известняками в зеленоватую разность. Переход от красных к зеленоватым бокситам и у подошвы, и у кровли постепенный. Контакт волнистый, отмечаются также случаи взаимного проникновения участков одного цвета в поле иной окраски.

Химический состав красных и зеленовато-серых бокситов приведен в табл. 3. Для красных бокситов, сравнительно с зеленовато-серыми, ха-

Таблица 3

Химический состав бокситов и прожилков в подстилающих известняках на месторождении «Демид», масс. %

| № образца | Обр. 253к | Обр. 253с | Обр. 1 | Обр. 2 | Обр. 3 | Обр. 4 | Обр. 256 | Обр. 237 |
|--------------------------------|-----------|-----------|--------|--------|--------|--------|----------|----------|
| SiO ₂ | 9,43 | 12,24 | 7,41 | 5,21 | 6,98 | 11,0 | 12,61 | 27,96 |
| Al ₂ O ₃ | 52,52 | 54,87 | 54,98 | 55,95 | 62,00 | 58,63 | 46,89 | 22,24 |
| TiO ₂ | 2,02 | 2,20 | 2,63 | 2,70 | 3,08 | 2,67 | 2,52 | 1,45 |
| Fe ₂ O ₃ | 18,96 | 13,57 | 21,41 | 23,71 | 14,30 | 14,48 | 0,71 | 0,42 |
| FeO | 2,41 | 1,84 | — | — | — | — | 6,42 | 12,75 |
| MnO | 0,03 | 0,04 | — | — | — | — | Сл. | Сл. |
| CaO | 0,40 | 0,33 | 0,86 | 0,25 | 0,49 | 0,32 | 7,07 | 11,13 |
| MgO | 0,40 | 0,81 | 0,50 | 0,40 | 0,75 | 0,75 | 0,18 | 0,33 |
| K ₂ O | 1,07 | 0,82 | — | — | — | — | 1,05 | 1,13 |
| Na ₂ O | 0,50 | 0,48 | — | — | — | — | 0,40 | 0,40 |
| P ₂ O ₅ | 0,412 | 0,046 | — | — | — | — | 0,153 | 0,875 |
| S | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 5,44 | 9,08 |
| CO ₂ | 0,77 | 0,53 | — | — | — | — | 4,95 | 7,80 |
| П. п. п. | 12,42 | 13,38 | 11,451 | 10,82 | 12,96 | 12,27 | 19,75 | 21,74 |
| Сумма | 100,572 | 100,626 | — | — | — | — | 97,753 | 100,425 |

Примечание. 253к — красный боксит; 253с — зеленовато-серый боксит; 256 — темно-серый пиритизированный бокситовый заполнитель, скв. 38, гл. 48 м, 237 — серый пиритизированный сиаилитовый заполнитель, скв. 37, гл. 60 м; 1—2, 3—4 — соответственно красные и зеленовато-серые бокситы (по материалам Е. А. Смирновой и М. Е. Ненахова).

рактерна меньшая кремнеземистость и пониженное содержание FeO, MgO, S, но в то же время в них отмечается более высокое содержание валового железа и P₂O₅ (возможно, V₂O₅). Комплекс редких элементов довольно стабилен, за исключением Sr, который обнаружен лишь в зеленовато-серых бокситах. Содержание Zn, Cu, Cr в красных бокситах несколько выше, чем в зеленовато-серых (табл. 4).

Минеральный состав красных редкобобовых бокситов преимущественно гидрогематит-бёмитовый. Диаспор присутствует в относительно небольшом количестве в форме тонкокристаллических выделений в бобовинках, а также выполняет трещинки и поры. Бобовинки диаметром

не более 0,05—0,1 мм имеют обломочное происхождение, на что указывает их угловатоокатанная форма, а также разная степень ожелезненности. Диаспор в бобовинках присутствует в виде разобщенных кристалликов, погруженных в скрытокристаллическую бёмитовую массу. Базис, скрепляющий бобовинки, имеет гелевую структуру; после обесцвечивания (т. е. удаления большей части окиси железа) он имеет $N_{cp} = 1,655—1,660$ и, по-видимому, в основном состоит из бёмита.

Таблица 4

Содержание редких элементов* в бокситах месторождения «Демид»
верхнефранского возраста, %

| Разновидность боксита | Cu | Zn | Pb | Ni | Co | Sn | Cr | Zr | Sr |
|----------------------------|-------|------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|------|
| 1. Красный боксит | 0,007 | 0,07 | 0,007 | 0,01 | 0,001 | Сл. | 0,003 | 0,001 | — |
| 2. То же | 0,007 | 0,07 | 0,003 | 0,01 | 0,001 | Сл. | 0,007 | 0,003 | — |
| 3. » » | 0,007 | 0,07 | 0,003 | 0,01 | 0,001 | Сл. | 0,003 | 0,003 | — |
| 4. Зеленовато-серый боксит | 0,003 | 0,01 | 0,003 | 0,01 | 0,001 | 0,0007 | 0,001 | 0,003 | 0,03 |
| 5. То же | 0,003 | 0,03 | 0,001 | 0,007 | 0,001 | Сл. | 0,001 | 0,001 | 0,01 |

* В некоторых образцах были обнаружены также незначительные количества Be, Ga, Y, Yb, V, Sc, B.

Аналогичная редкобобовая структура наблюдается и у зеленовато-серых бокситов. Бобовинки в них целиком или частично слагаются диаспором, скрытокристаллическим бёмитом или железистым хлоритом. В гелевидном бёмитово-лептохлоритовом базисе присутствуют, кроме того, мелкие участки каолинита. Термограмма зеленовато-серого боксита (см. фиг. 2) служит подтверждением того, что основную роль в нем играют железистый хлорит и бёмит.

На месторождении «Демид» в известняках подошвы ниже зоны бокситовой брекчии бурением установлены многочисленные прожилки и гнезда бокситового заполнителя. При изучении его была выявлена определенная закономерность: бокситы, слагающие крупные гнезда мощностью от 0,2 до 1,0 м, являются редкобобовыми и имеют преимущественно диаспоровый состав, в то время как более тонкие прожилки и мелкие гнезда состоят из гелевидного скрытокристаллического вещества, высокоглиноземистый состав которого проявляется при его перекристаллизации в диаспор вдоль более поздних трещинок. Заполнитель еще более тонких трещинок, расположенных в непосредственной близости от бокситовых гнезд выше и ниже их по разрезу, разубожен глинистым материалом и относится по своему вещественному составу к аллиту или сиаллиту.

Для бокситов-заполнителей особенно характерно высокое содержание FeO, CaO, S и CO₂ (см. табл. 3, пробы 256 и 37). Как видно из табл. 2, минеральный состав серых пиритизированных бокситов характеризуется высоким содержанием кальцита и пирита. Свободный глинозем присутствует преимущественно в форме диаспора и в подчиненных количествах в форме бёмита. Связанный глинозем входит в состав алюмосиликатов (каолинит и лептохлорит). В пересчете на бескарбонатный и лишенный пирита материал минералы моногидрата глинозема составляют свыше 70%. Это хорошо согласуется с результатами длительного растворения серого боксита в 10%-ной HCl и последующего разложения пирита в крепкий HNO₃. Нерастворимый мономинеральный остаток в этом случае — 67,44% и состоит из диаспора.

Серый диаспоризированный боксит во многих случаях обладает псевдобобовой структурой, выражающейся в появлении обособленных округлой формы участков, сложенных тонкокристаллическим диаспором. Псевдобобовины разделены прожилковидными выделениями зернистого кальцита. Кальцитизация сопровождается замещением бокситового материала, в том числе и диаспора, кальцитом. Высаживание кальцита и одновременное растворение глинозема свидетельствует о щелочности подземных вод зоны катагенеза [видимо, рН несколько выше 8, исходя из экспериментальных данных О. Магистад (Magistad, 1925) и И. И. Гинзбурга (1947)]. Часть глинозема, как свидетельствуют наблюдения в шлифах, вновь выделяется из раствора вместе с кальцитом в форме довольно хорошо образованных и чистых от включений призмочек диаспора второй генерации.

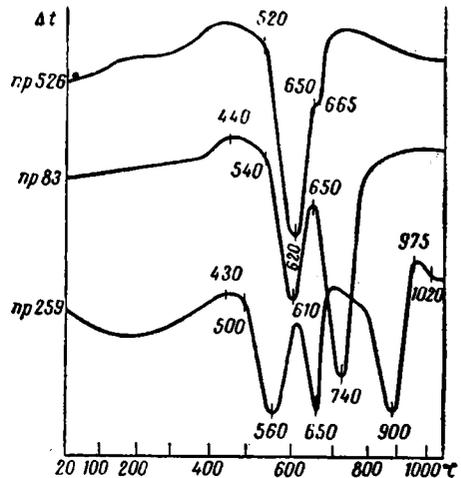
Более поздним является процесс пиритизации. Пирит обычно присутствует вместе с кальцитом в междузерновых пространствах диаспорового агрегата; особенно обильно он развит на контактах бокситовых гнезд и прожилков с вмещающим известняком. На термограммах пиритизированного бокситового заполнителя, предварительно освобожденного от CaCO_3 растворением в 10%-ной HCl , отчетливо проявляется существенно моногидратный состав бокситов и каолиновый состав сиаллита (фиг. 5). На всех термограммах присутствуют четко выраженные экзо- (430—440°) и эндотермические (650—740°) эффекты пирита, причем смещения в температурах, характеризующих эндотермическую реакцию, зависят, по видимому, от содержания пирита.

Аллиты и сиаллиты макроскопически не отличаются от гелевидных бёмитовых бокситов, представляя собой скрытокристаллический агрегат каолинита, лептохлорита и бёмита, подвергшийся кальцитизации и пиритизации.

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ БОКСИТОВ

Приведенные факты показывают, что имеется большое сходство не только в структурно-фациальном положении верхнеэфельского и верхнефранского бокситовых горизонтов, но и в отношении их условий залегания, соотношений с вмещающими породами, вещественного состава и т. п. Это позволяет предполагать для обоих горизонтов близкие условия седиментационной локализации в пределах зоны барьерного рифа (Домрачев, Чочиа, 1957), расположенного на западной окраине Уральской геосинклинали. Западнее рифа находилась область Предуральской структурно-фациальной зоны, представлявшая собой предгеосинклиналиный несколько опущенный край платформы.

Близость рифовой зоны к внутренним геосинклиналиным областям с характерными для них большими амплитудами прогибания, явилась



Фиг. 5. Термограммы бокситового вы-
полнителя

Пробы: 526 — диаспоровый боксит из крупного гнезда, 83 — бёмитовый боксит из прожилка, 259 — сиаллит из тонких прожилков (освобожден от CaCO_3 не полностью). Навески 1,2 г, скорость нагрева 20 град/мин

причиной сильно тектонической трещиноватости карбонатной толщи. В эпохи общего воздымания рифовой области при опускании уровня грунтовых вод трещиноватость известняков способствовала быстрому развитию сложной системы карстовых пустот. Судя по распространенности на глубину глинисто-бокситовых прожилков, уровень подземных вод, очевидно, опускался до 100 м ниже подошвы бокситовых залежей.

Залежи боксита выполняют отрицательные формы карстового рельефа, в то время как на площади более распространенных положительных его форм бокситы отсутствуют. Бокситы, образующие залежи, и бокситы, слагающие гнезда и прожилки в известняках подошвы, имеют близкий химический состав, равнозначны по возрасту, находятся в равноценных тектонических условиях, однако существенно отличаются по минеральному составу. Если бокситовый заполнитель имеет во многих случаях существенно диаспоровый состав (60—70% диаспора), то в пластовых бокситах диаспор присутствует в количестве всего лишь около 10%. При этом метаморфизм, испытанный дислоцированной толщей бокситоносных известняков, не был значителен, о чем свидетельствует слабая перекристаллизованность последних.

Можно предполагать, что одной из причин диаспоризации бокситового заполнителя являлись гидрохимические особенности подземных вод, циркулировавших во вмещающих известняках, на что уже обращали внимание некоторые исследователи (Бенеславский, 1958; Kerpedy, 1959).

Наши наблюдения позволяют согласиться с выводами Б. М. Федорова (1937), допускающего формирование бокситовых гнезд и прожилков одновременно с бокситовым пластом. К аналогичному заключению пришли при изучении на Северном Урале карстовых пустот с бокситовым заполнителем Г. И. Бушинский (1958), И. И. Плотников и Е. Д. Миловидов (1961). М. П. Нагорский (1958) отмечает, что чем глубже проникло бокситовое вещество в толщу известняков подошвы, тем беднее оно глиноземом. Однако причины дифференциации рудного заполнителя остались им не выясненными.

И. И. Плотников и Е. Д. Миловидов установили несколько иную последовательность изменения состава терригенного бокситового заполнителя с глубиной, когда содержание глинозема и кремневый модуль возрастают ниже рудной залежи до глубины 100 м. Далее следует постепенное понижение кремневого модуля вплоть до аллитов (150 м) и сиаллитов (200—300 м). Указанные выше исследователи связывают появление непрерывного ряда от сиаллитов до бокситов с последовательным развитием десилификации алюмосиликатного заполнителя.

Факты свидетельствуют, что на месторождениях Нижнесергинского района система трещин и полостей карстового происхождения заполнялась коллоидально-тонкообломочным материалом, в состав которого входили бобовинки (песчинки), пелитовые частицы, коллоидальные мицеллы. В зависимости от гидродинамической энергии водных потоков и струй отлагались бобовые, редкобобовые и пелитоморфные разности бокситов и аллитов. Одновременно происходила и дифференциация, вызванная различиями в форме переноса компонентов осадка. Глинистые частички переносились, например, в виде тонкой суспензии, в то время как глиноземный материал транспортировался или в бобовинах, или же в виде коллоидных сгустков и хлопьев. Глинистые субколлоиды, по-видимому, обладали в этих условиях большей подвижностью, и именно этим можно объяснить обогащенность тонких «оперяющих» прожилков глинистым веществом при одновременном заполнении круп-

ных «магистральных» трещин и полостей бобовинками боксита и алюмогелем с низким содержанием глинистой фазы. В вертикальном направлении на глубине 40—50 м от подошвы рудного тела бокситовое заполнение тонких трещинок и мелких полостей также сменяется сиаллитовым. Заполнение полостей и трещин сопровождалось процессами растворения окружающих известняков.

Таким образом, уже в процессе заполнения карстовых пустот происходит видимое обособление обломочных бокситов от пелитоморфных бокситовых пород; последние в свою очередь дифференцируются на бокситы, аллиты и сиаллиты. Несомненно, что после отложения заполнитель подвергался дальнейшей десилификации, которая прекратилась при погружении бокситовых залежей ниже уровня застойных вод. Масштабы десилификации установить трудно, однако, не вызывает сомнения, что этот процесс прямо влиял на развитие диаспоризации в бокситовом заполнителе, как на это, например, указывает В. Т. Аллен (1959₁, стр. 84). Согласно его наблюдениям, при десилификации кремнистых глин штата Миссури, состоящих главным образом из каолинита, «наблюдалось изменение этого минерала в диаспор вдоль трещиноватых зон».

Процессы десилификации и диаспоризации, принимая во внимание выводы В. Т. Аллена (1952₂) и С. И. Бенеславского (1962), видимо, сопровождались увеличением пористости бокситового заполнителя, что весьма способствует его последующей кальцитизации. Действительно, диаспор постоянно ассоциирует в данном случае с гидроксидическим кальцитом. Как показывают наблюдения, пелитоморфные и редкособовые разновидности замещаются кальцитом более интенсивно, чем крупно- и густособовые, так как по сравнению с гелевидным или зернисто-диаспоровым цементом бобовины более устойчивы к коррозии. Подобное избирательное действие процессов замещения как бы «проявляет» первичную микрослоистость, образовавшуюся при заполнении карстовой полости тонкообломочным бокситовым материалом.

Таким образом, так называемая «микроросчатость», которую Б. М. Федоров объяснял ритмичным замещением известняка глиноземистым материалом, отражает первичную полосчатость бокситового заполнения, обусловленную ритмичным изменением содержания обломочного материала (бобовин). Вслед за кальцитизацией интенсивно развивалась пиритизация. Характерно, что интенсивная пиритизация проявляется даже в бокситовых гнездах и прожилках, залегающих среди светло-серых слабо битуминозных известняков. Особенно интенсивно пиритизация происходит непосредственно у контакта бокситового выполнения с вмещающим известняком. Эти факты позволяют предположить, что пиритизация развивалась под воздействием сероводорода подземных вод. Содержание сероводорода в водах известнякового массива и до сего времени весьма высокое (например, сероводородные воды Нижнесергинского курорта).

ЛИТЕРАТУРА

- Аллен В. Т. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. В сб. «Происхождение бокситов». Изд. иностр. лит., 1959.
- Аллен В. Т. Зависимость пористости и проницаемости диаспоровых глин от их происхождения. В сб. «Происхождение бокситов». Изд. иностр. лит., 1959₂.
- Архангельский Н. И. Основные черты генезиса уральских бокситов. В сб. «Занедра Урала». Свердловск, 1934.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.

- Бенеславский С. И. Основные вопросы образования минералов окиси и гидроокиси алюминия в бокситах. Тр. Всес. н.-и. алюминиево-магниевого ин-та, № 49, 1962.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Гинсбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, 81, 1947.
- Домрачев С. М., Чочиа Н. Г. Стратиграфия девона Западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 106, 1957.
- Нагорский М. П. Генезис бокситов Салаирского кряжа. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе Североуральских бокситовых месторождений. Сов. геология, № 7, 1961.
- Тяжева А. П. Стратиграфия девонских отложений Западного склона Южного Урала. В кн. «Девонские отложения Башкирии», ч. 1. Стратиграфия. Изд. АН СССР, 1961.
- Федоров Б. М. Бокситы близ Нижнесергинского завода на Урале. Тр. Всес. ин-та минеральн. сырья, вып. 112, 1937.
- Kennedy G. C. Phase relations in the system $Al_2O_3-H_2O$ at high temperatures and pressures. Amer. J. Sci., v. 257, No. 8, 1959.
- Magistad O. The aluminium, content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. Soil Sci., v. 20, No. 3, 1925.

Казанский госуниверситет
им. В. И. Ульянова-Ленина

Дата поступления
10.X.1963

УДК 549.0(552.51)

ОБЗОР И АНАЛИЗ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

(по работам американских и русских литологов
за последние двадцать лет)

В. Д. ШУТОВ

I. ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья посвящена обзору и анализу минералогических классификаций песчаных пород в американской и русской геологической литературе за последние двадцать лет. Разбор эволюции минералогических классификаций песчаников проводился в аспекте выяснения, насколько отдельные классификационные схемы, решая узкоклассификационные и номенклатурные вопросы, способствуют реконструкции генетических особенностей формирования терригенных отложений. Показано, что все развитие классификационных схем направлено в первую очередь на совершенствование действенно-генетических сторон классификаций.

При анализе американских классификаций задача автора сильно упростилась тем обстоятельством, что в 1963 г. полный обзор американских минералогических классификаций песчаников за период 1940—1960 гг. был сделан Клейном в Бюллетене геологического общества Америки (Klein, 1963). Что касается русских работ, то вопрос этот привлек к себе внимание значительно позже, чем в американской литературе,— фактически в последние 10 лет, поэтому отечественная литература по этому вопросу не так многочисленна.

II. ОБЗОР АМЕРИКАНСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

За период с 1940 по 1960 г. американскими литологами было создано 17 минералогических классификаций песчаных пород, основывающихся на следующих критериях: 1) составе; 2) минералогической зрелости; 3) структурной зрелости; 4) флюидальном факторе (показателях вязкости и плотности среды отложения, выраженных процентным содержанием в песчаниках глинистой массы — «matrix»); 5) диастрофизме; 6) первичных текстурных признаках. В основу каждой классификации чаще всего было положено два-три перечисленных критерия (табл. 1).

Уже беглый взгляд на таблицу позволяет выделить в ней три группы классификаций: 1) классификации, развивающие схему Крынина; 2) классификации, близкие к схеме Петиджона; 3) чисто описательные классификации, основывающиеся на данных только вещественного состава пород. Такая группировка не случайна, так как отражает то обстоятельство, что минералогическая основа всех классификаций песча-

ников создана работами Крынина (1940, 1948) и Петиджона (1943, 1949). Все последующие исследователи лишь видоизменяли и развивали первоначальные варианты классификаций указанных авторов. Принципиальная разница между школой Крынина и последователями Петиджона заключалась в том, что последние включали в свои клас-

Таблица 1

Критерии, положенные в основу американских минералогических классификаций¹ песчаников (по Клейну, 1963 г.)

| Авторы классификаций | Критерии | | | | | |
|---|--------------------------|-------------|----------------------|--------------------|---------------------------|--------------------|
| | состав (источники сноса) | диастрофизм | структурная зрелость | флюидальный фактор | минералогическая зрелость | первичные текстуры |
| Крынин (1940) | + | | | | | |
| Крынин (1948) | + | + | | | | |
| Фолк (1954) | + | | + | | + | |
| Губерт (1960) | + | + | + | | + | |
| Ван Андел (1958) | + | | + | | + | |
| Петиджон (1949) | + | | | + | + | |
| Петиджон (1954, 1957) | + | | | + | + | |
| Таллман (1949) | + | | | + | + | |
| Северо-Западная группа (1953) | + | | + | (+) | + | |
| Джилльберт (1954) | + | | | + | + | |
| Бокман (1955) | + | | | | + | + |
| Пекхам (1954) | + | | | | + | + |
| Крук (1960) | + | | | | (+) | + |
| Шрок (1948), Аллинг (1945), Твенховел (1950), Дунбар и Роджерс (1957) | + | | | | | |

¹ Классификации опубликованы в американской геологической литературе в период 1940—1930 гг.

сификации в качестве обязательного компонента глинистую цементирующую массу («matrix»), т. е. в основу их классификации были положены одновременно структурные и вещественные признаки. Крынин и его последователи оперировали всегда только с минералогией собственно обломочных зерен; структурные признаки фигурировали в качестве дополнительных определений, отражающих величину зерен и характер их сортировки.

Оставляя в стороне третью группу, разберем более детально две первые, берущие начало от схем Крынина и Петиджона.

1. Обзор классификаций, развивающих схему Крынина

Классификация П. Д. Крынина (Krynie, 1940). В первоначальной схеме Крынина было выделено шесть типов песчаных образований, отличающихся разным соотношением трех конечных членов в составе терригенного вещества: 1) кварца; 2) полевых шпатов; 3) обломков пород.

В 1948 г. Крынин развил и детализировал свою классификацию, впервые применив к осадочным породам принцип построения треугольной диаграммы состава, заимствованный им из методов классификации изверженных пород (фиг. 1). Среднезернистый песчаный материал в соответствии с его составом разбит в диаграмме на три большие группы:

- 1) кварц+кремнистые обломки (осадочный источник); 2) кварц+кремнистые обломки+обломки пород+слюда+хлорит; полевые шпаты могут присутствовать или отсутствовать (смешанный источник); 3) кварц+полевые шпаты (изверженный источник).

Указанные группы соответствуют главнейшим семействам пород: ортокварцитам, грауваккам и аркозам, которые возникают за счет определенных источников питания, но контролируются в своем распределении, по мнению Крынина, прежде всего диастрофизмом.

Крынин выделил три характерные стадии в общем диастрофическом цикле, отличающиеся определенными ассоциациями песчаных пород:

- 1) стадия пенепленизации (или ранней геосинклинали). Для нее характерна циклическая седиментация на выровненной поверхности после периода длительного выветривания; формируются ортокварциты, чередующиеся с известняками;

- 2) геосинклиальная стадия. Для нее характерна бассейновая седиментация, прерываемая локальными поднятиями и складчатостью; происходит переложение ранее образованных пород низкой степени метаморфизма в центральные части бассейна. Наиболее типичные песчаники представлены темно-серыми и красными граувакками. Вторичная цикличность обуславливает периодическое поступление материала с краевых платформ, в результате чего иногда возникает чередование граувакк с ортокварцитами;

- 3) постгеосинклиальная (посторогенная) стадия наступает после региональной складчатости, внедрения интрузий и общего поднятия складчатой структуры. Песчаные породы этой стадии относятся либо к аркозам, либо к породам, напоминающим песчаники первой стадии (ортокварциты), образование которых связано с разрушением глубинных зон орогена, характеризующихся породами высоких ступеней метаморфизма.

Таким образом, минералогическая классификация песчаников Крынина четко отражает представления ее автора о двух ведущих факторах, обуславливающих формирование того или иного состава песчаных пород: 1) непосредственный фактор — характер материнских пород; 2) косвенный фактор — определенное место в диастрофическом цикле.

Классификация Р. Л. Фолка (Folk, 1954) является дальнейшим развитием схемы Крынина, особенно в части выяснения более детальных связей между песчаными породами и соответствующими материнскими образованиями. Фолк, как и Крынин, характеризует песчаники двумя независимыми параметрами: структурой и составом. Структур-



Фиг. 1. Классификация песчаников по Крынину (1948)

Точки — состав песчаников формации Wolfville (верхний триас) Канады (по Клейну, 1963). Черное поле — состав аркозов Коннектикута (триас) (по Крынину, 1950). Заштрихованное поле — состав триасовых песчаников северной Каролины (по Райномунду, 1955)

ные особенности пород раскрываются Фолком более детально: помимо гранулометрической характеристики вводится понятие о структурной зрелости пород, которая определяется содержанием в песчанике глины, характером сортировки его неглинистой части и степенью окатанности терригенных зерен. Степень структурной зрелости пород указывает на длительность стабильного пребывания обломочного вещества в зоне осадконакопления; она пропорциональна общему расходу преобразующей энергии. Выделяются четыре стадии структурной зрелости.

Незрелая — осадок содержит $>5\%$ глины.

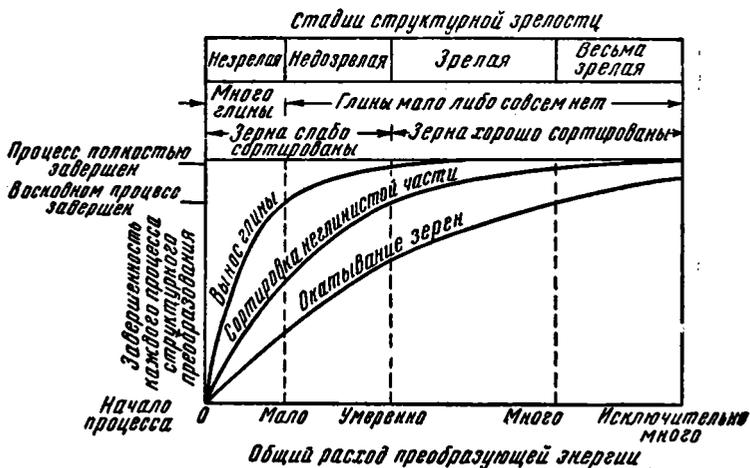
Недозрелая — содержание глины $<5\%$, сортировка отсутствует.

Зрелая — содержание глины $<5\%$, сортировка хорошая.

Весьма зрелая — содержание глины $<5\%$, сортировка хорошая, окатанность хорошая ($\geq 0,35$).

Графически структурное созревание пород показано на фиг. 2.

Треугольная минералогическая диаграмма является последней составной частью в трехкомпонентной классификации Фолка [гранулометрическая характеристика, структурная характеристика (зрелость), минералогический состав]. Конечные члены фолковского треугольника отличаются от схемы Крынина. Желая максимально приблизить минералогию песчаников к минеральному составу исходных материнских пород, Фолк разместил по углам треугольной сетки соответствующие компоненты: из осадочных пород — кварц + кремнистые обломки; из изверженных пород — полевые шпаты + обломки изверженных пород; из



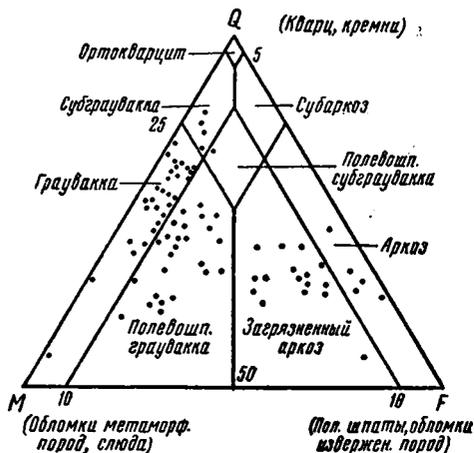
Фиг. 2. Схема структурного созревания пород по Фолку (1954)

метаморфических пород — слюду, обломки метаморфических пород, обломки метаморфического кварцита. Полюса его диаграммы отвечают составу ортокварцитов, аркоз и граувакк (фиг. 3). Им введено понятие минералогической зрелости, определяющейся процентным содержанием зерен обломочного кварца. В отличие от структурной зрелости, минералогическая зрелость отражает суммарные изменения в составе обломочного материала, возникающие как в процессе выветривания источников сноса, так и за счет многократного циклического переотложения обломочного вещества.

Классификация Фолка хорошо подчеркивает независимость структурного и минералогического созревания, дает возможность количест-

венно оценить эти явления, что имеет большое значение при выяснении истории формирования минерального состава песчаных пород.

Классификация И. Ф. Губерта (Hubert, 1960) отличается от классификации Фолка только деталями. Полностью перенеяв трехчленную классификацию Фолка (гранулометрия, структурная зрелость, состав), Губерт несколько изменил конфигурацию полей минералогического треугольника, выделив дополнительные поля между ортокварцитами и аркозами (полевошпатовые кварциты и кварцевые аркозы), а также между ортокварцитами и граувакками (слюдистые кварциты и кварцевые граувакки). Однако на примере изучения формаций Колорад-



Фиг. 3. Классификация песчаных пород по Фолку (1954)

Точки — песчаники формации Wolfville (верхний триас) Канады (по Клейну, 1963)



Фиг. 4. Классификация песчаников по Ван Анделу (1958)

ского передового пояса Губерт показал, что применяемая им классификация отражает не только породы источников сноса, но и характер тектонического режима в питающей области.

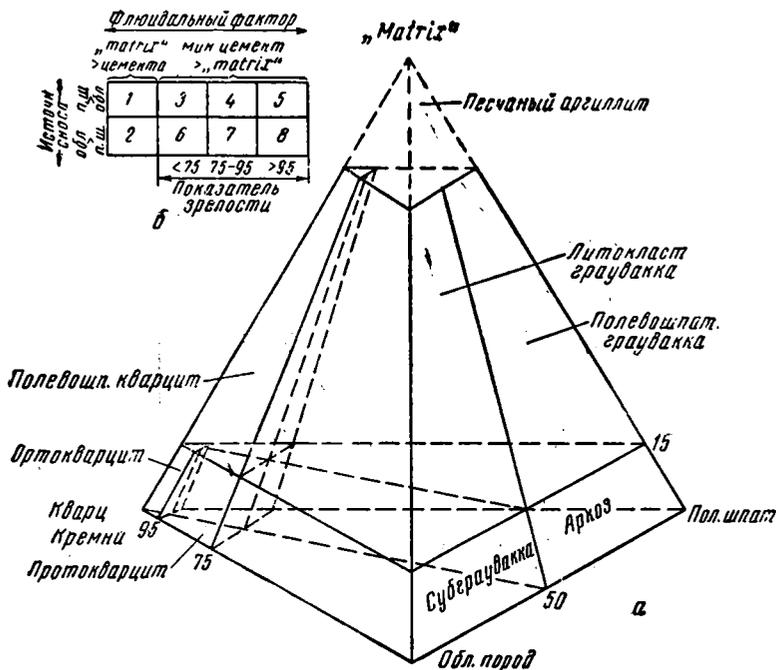
Классификация Т. Х. Вана Андела (Van An del, 1958) является также измененным вариантом трехчленной схемы Фолка. Однако, в отличие от классификации Губерта, в варианте Ван Андела минералогический треугольник Фолка подвергся коренному изменению: изменен состав конечных членов и упрощена конфигурация промежуточных полей. На примере меловых и палеогеновых отложений Венесуэлы Ван Андел показал, что стремление Фолка отразить полюсами минералогической диаграммы соотношение разных генетических типов пород в области источников сноса не всегда себя оправдывает. Это связано как с методическими трудностями разграничения «изверженных», «метаморфических» и «осадочных» обломков, так и с трудностями, возникающими из-за «невывразительности» состава пород в области источников сноса. Поэтому в качестве стандартной минералогической диаграммы Ван Андел предложил треугольник с конечными членами: кварц; полевые шпаты; обломки пород+кремни. В таком варианте конечные члены классификации близки таковым в схеме Крынина, отличаясь от последней присоединением кремней не к кварцу, а к общей группе обломков пород (фиг. 4).

Классификация Ван Андела позволила ее автору вскрыть ряд важных закономерностей в процессе формирования минерального состава песчаников, сводящихся в основном к следующему.

а. Минеральный состав песчаников и его минералогическая зрелость отражают суммарное влияние следующих факторов: петрографии материнских пород, соотношения выветривания и эрозии в области источников сноса, смешение в бассейне материала различных источников сноса.

б. Влияние на минеральный состав песчаников тектонического режима в области источников сноса является косвенным и осуществляется через морфологию этой области.

в. Гранулометрия и структурная зрелость пород контролируется в бассейне обстановками седиментации.



Флюидальный фактор

"matrix" мин цемент
> цемента > "matrix"

| | | | | |
|---------------|---|---|---|---|
| Источн. сноса | 1 | 3 | 4 | 5 |
| обл. п. ш. ш. | 2 | 6 | 7 | 8 |

Показатель зрелости

< 75 75-95 > 95

| | | | |
|---|----------------------------|---|------------------------------|
| Вещество, заполняющее промежутки связующая масса (или цемент) | Обломочная связующая масса | Обломочная связующая масса отсутствует или незначительна - < 15%. Промежутки между зернами свободны или выполнены химически осажденным цементом | |
| Пески или фракция, преобладающая структурный скелет породы | Пол. шп. грауданка | Аркозовые песчаники | Ортокварциты |
| | Литокласт грауданка | Аркоз | |
| Обломки пород > 0,25 мм | Литокласт грауданка | Литокластические песчаники | Обломочная кремнистая порода |
| Обломки пород > 0,075 мм | Литокласт грауданка | Субграуданка | |
| Обломки пород > 0,025 мм | Литокласт грауданка | Протокварцит | < 5% |
| Обломки пород > 0,0075 мм | Литокласт грауданка | Протокварцит | > 5% |
| Обломки пород > 0,0025 мм | Литокласт грауданка | Протокварцит | > 95% |

Фиг. 5. Классификация песчаников по Петиджону (1954, 1957)
 а — тетраэдр состава; б — критерии классификации; в — таблица классификации

2. Обзор классификаций, развивающих схему Петиджона

Петиджоном (1949, 1954, 1957) предложено два варианта классификационной схемы. В первом песчаные породы разделялись им на две группы в зависимости от характера связующей массы. Породы с глинистой «matrix» относились к грауваккам; песчаники с хемогенным цементом, в зависимости от состава обломочной части пород, относились либо к аркозам, либо к кварцитам. Конечными членами этой классификации были: кварц+кремни; полевые шпаты+глина (серицит+хлорит). Во втором варианте (Pettijohn, 1954, 1957) появился и четвертый член — обломки пород, поэтому общая схема приобрела вид тетраэдра или таблицы с восемью полями (фиг. 5).

В новом варианте классификации Петиджона применено три критерия: 1) источник сноса (состава); 2) минералогическая зрелость; 3) флюидалный фактор (плотность и вязкость среды отложения), которые располагаются по трем сторонам классификационной таблицы (см. фиг. 5). Общий состав обломочной части пород и его минералогическая зрелость определяются в плоскости основания классификационного тетраэдра; флюидалный фактор — по вертикальной оси. Предполагается, что сортировка песчаных пород зависит в первую очередь от плотности и вязкости среды отложения. Высокие плотность и вязкость среды способствуют формированию плохо сортированных песков. Именно поэтому турбидиты и флювиогляциальные осадки всегда плохо отсортированы, в то время как пески, не содержащие глину, что свидетельствует о низкой плотности и вязкости среды, характеризуются высокой сортировкой. Однако при этом молчаливо допускается, что глинистая масса в песчаниках имеет всегда только единственное суспензионно-седиментационное происхождение.

Классификация Петиджона подкупает логичностью и компактностью, хотя и содержит ряд произвольных допущений.

Классификация С. Л. Таллмана (Tallman, 1949) очень близка к первоначальной схеме Петиджона (1949); она построена на тех же конечных членах и предусматривает выделение близких минералогических типов песчаника.

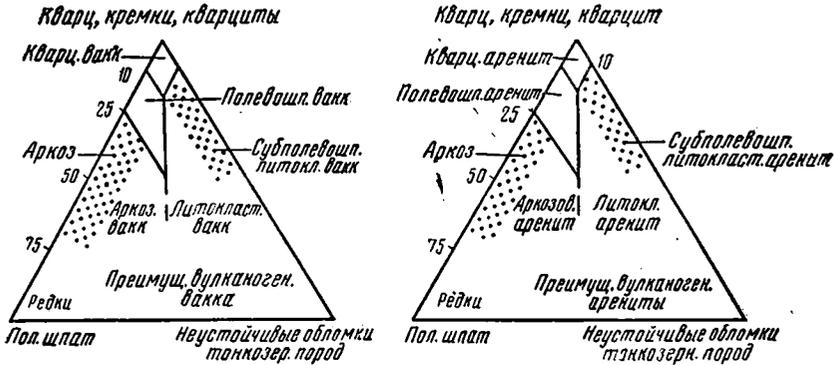
Классификация Северо-Западной группы, предложенная Дапплесом, Крумбейном и Слоссом (Dapples, Krumbain, Sloss, 1953) представляет собой резко ухудшенный вариант схемы Петиджона. В качестве конечных членов классификации фигурируют следующие компоненты: 1) кварц+обломки кремней; 2) калиевые и натриевые полевые шпаты+продукты их изменения; 3) обломки пород+«matrix». Треугольник такого состава помещается в основание трехгранной призмы, на ребра которой наносятся значения показателя сортировки и скоррелированного с ним (?) показателя кварцевости (минералогическая зрелость). В силу такой корреляции некоторые поля от основания треугольной призмы поднимаются вверх до соответствующего уровня показателей сортировки и кварцевости. Чем однороднее минеральное поле, тем более высокую позицию оно занимает в трехгранной призме.

Данная классификация основывается на произвольном допущении наличия строгой коррелятивной взаимосвязи между минеральным составом породы и структурной сортировкой.

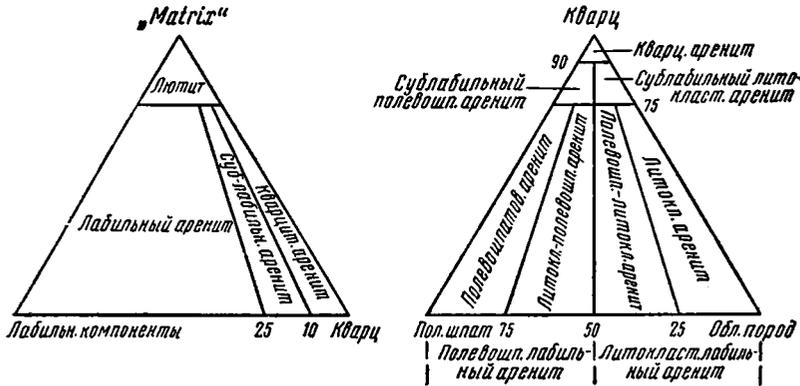
Классификация К. М. Джильберта (Gilbert 1954) представляет собой усложненный вариант последней схемы Петиджона. Четырехкомпонентный тетраэдр Петиджона разделен этим автором на два треугольника в зависимости от общего содержания в породе глинистой связующей массы. Песчаники с содержанием глины более 10% отнесе-

ны к ваккам; отсортированные, промытые песчаники с содержанием глины менее 10% отнесены к аренитам. Как для тех, так и для других даны одинаковые поля со следующими конечными членами: 1) кварц+кремни+кварциты; 2) полевые шпаты; 3) неустойчивые мелкозернистые обломки пород (фиг. 6). Тем самым невольно подчеркивается независимость минералогии обломочной части песчаников от большего или меньшего присутствия в породе глинистой фракции.

Интересно отметить, что Джилберт впервые обратил внимание и отметил на своих диаграммах отсутствие или большую редкость аркозовых пород с содержанием полевых шпатов более 75%. В его классификационных схемах также впервые намечены поля, характерные для размещения вулканогенных песчаников.



Фиг. 6. Классификация песчаников по Джилберту (1954)



Фиг. 7. Классификация песчаников по Круку (1960)

Классификация И. Бокмана (Bokman, 1955). Бокман предложил классификацию, в которой, как и в схеме Петиджона (1949), комбинируются признаки состава пород и их структуры. Отличием от классификации последнего является другой выбор конечных членов: 1) кварц; 2) «matrix»; 3) неустойчивые компоненты (полевые шпаты+обломки пород).

Классификация Бокмана должна рассматриваться как частный случай схемы Петиджона в применении к породам, содержащим незначительное количество полевых шпатов.

Классификация Г. Х. Пекхема (Pekham, 1954), предложенная для морских песчаников, основывается на признаках состава и первичных

текстур пород. По составу своих конечных членов она напоминает схему Бокмана (1949), а по методу разделения всех пород на две группы — схему Джилльберта (1954). Среди морских песчаников Пекхем выделяет две группы.

1. Граувакки, сформированные мутьевыми потоками и характеризующиеся ритмической сортировкой и подошвенными гиероглифами.

2. Аркозово-кварцевые песчаники, сформированные волочением обломочного материала по дну и характерные для ламинарных течений.

Эти группы пород соответствуют отложениям флишевой и молассовой формаций. Подобно схеме Джилльберта для них даны отдельные треугольники с одинаковыми полями по различным их наименованиям.

Классификация К. А. Крука (Сгоок, 1960) составлена в качестве дополнения к схеме Пекхема. Она предусматривает тот случай, когда структурные типы Пекхема проявлены недостаточно отчетливо. Автор предлагает классифицировать песчаники по треугольной диаграмме со следующими полюсами: кварц; обломки пород; полевые шпаты (фиг. 7). Конфигурация его полей подчеркивает направленность минералогического созревания пород. Генетические типы Пекхема (граувакки и аркозово-кварцевые песчаники) заменены автором на «нейтральный» термин — арениты.

Классификация Пекхема — Крука применима к ограниченному кругу пород ряда геосинклинальных формаций.

III. ОБЗОР РУССКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

Основной предпосылкой для минералогической классификации песчаных пород явилось их разделение на мономинеральные, олигомиктовые и полимиктовые типы, предложенные М. С. Швецовым (1932). Им же было высказано соображение о ведущей роли в образовании песчаных пород тектоники, обуславливающей преимущественное развитие мономинеральных и олигомиктовых песчаников — на платформе, а полимиктовых — в геосинклиналях и предгорных прогибах.

В последующие годы детально изучались главным образом платформенные песчаники, для которых были предложены многочисленные минералогические классификации чисто описательного характера (Авдусин, 1935; Пустовалов, 1940, Швецов, 1945 и др.).

Генетическое направление в изучении ассоциаций породообразующих минералов терригенных пород было отнесено на задний план бурным развитием исследований «тяжелых минералов». Со времен классических работ В. П. Батурина (1937), сделавших эпоху в изучении литологии и минералогии терригенных отложений, утвердилось мнение, что единственным «носителем» вещества материнских образований являются минералы «тяжелой фракции». Породообразующие компоненты терригенных пород рассматривались как невыразительный «однородный фон», не пригодный для петростратиграфических и палеогеографических исследований. Поэтому все литологические работы по расчленению и корреляции немых толщ и их палеогеографическим реконструкциям выполнялись на базе изучения тяжелых минералов.

В 50-х годах В. С. Соболевым (1950) и Е. К. Лазаренко (1954) было обращено внимание на несоответствие методов и минералогических объектов исследования в терригенной и изверженной петрографии, что сильно затрудняло, а порой ставило в тупик проведение палеогеографических реконструкций по терригенным компонентам. Это пробудило интерес к изучению породообразующих минералов терригенных пород, в результате чего были проведены специальные литолого-минералогические исследования по обломочному кварцу (Князев, 1951)

и обломочным полевым шпатам (Шутов, 1952, 1956). После 1955 г. было создано шесть минералогических классификаций и, хотя каждая из них базировалась на разном фактическом материале, представляя то чисто региональные схемы, то схемы общего значения, все они ставили перед собой задачу проведения генетической типизации песчаных пород.

В отличие от американских классификаций, все русские схемы основывались на признании ведущей роли тектонического фактора, определяющего в первую очередь соотношение выветривания и эрозии обделестей сноса и, как следствие этого, поступления в бассейны более или менее полимиктового материала. Другие критерии, положенные в основу классификаций разных авторов, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Критерии, положенные в основу русских минералогических классификаций песчаников¹

| Авторы классификаций | Критерии | | | | |
|-------------------------|--------------------------|-----------------------------------|--------|---------------------------|----------------------------------|
| | состав (источники сноса) | тектонический режим области сноса | климат | минералогическая зрелость | участие вулканогенного материала |
| Шаецов (1932, 1945) | + | + | | | |
| Рухин (1956) | + | + | | + | |
| Варенцов (1957) | + | + | | + | + |
| Теодорович (1958) | + | | | | + |
| Коссовская (1959, 1962) | + | + | | + | |
| Страхов (1960, 1962) | + | + | + | + | |
| Казанский (1963) | + | + | (+) | | |

¹ Классификации, опубликованные в русской геологической литературе в период 1932—1963 гг.

Классификация Л. Б. Рухина (1956) является в СССР первым опытом применения минералогической треугольной сетки для классификационных целей. Конечные члены классификации: кварц, полевые шпаты обломки пород. Рухин придавал особое значение содержанию в песчаниках обломочного кварца; его он и положил в основу минералогического разделения песчаных пород на классы. Анализируя химический состав различных песчаников, Рухин выделил среди них ряд групп по процентному содержанию SiO_2 .

1. Чисто кварцевые пески ($\text{SiO}_2=95-99\%$).

2. Олигомиктовые пески ($\text{SiO}_2=80-95\%$).

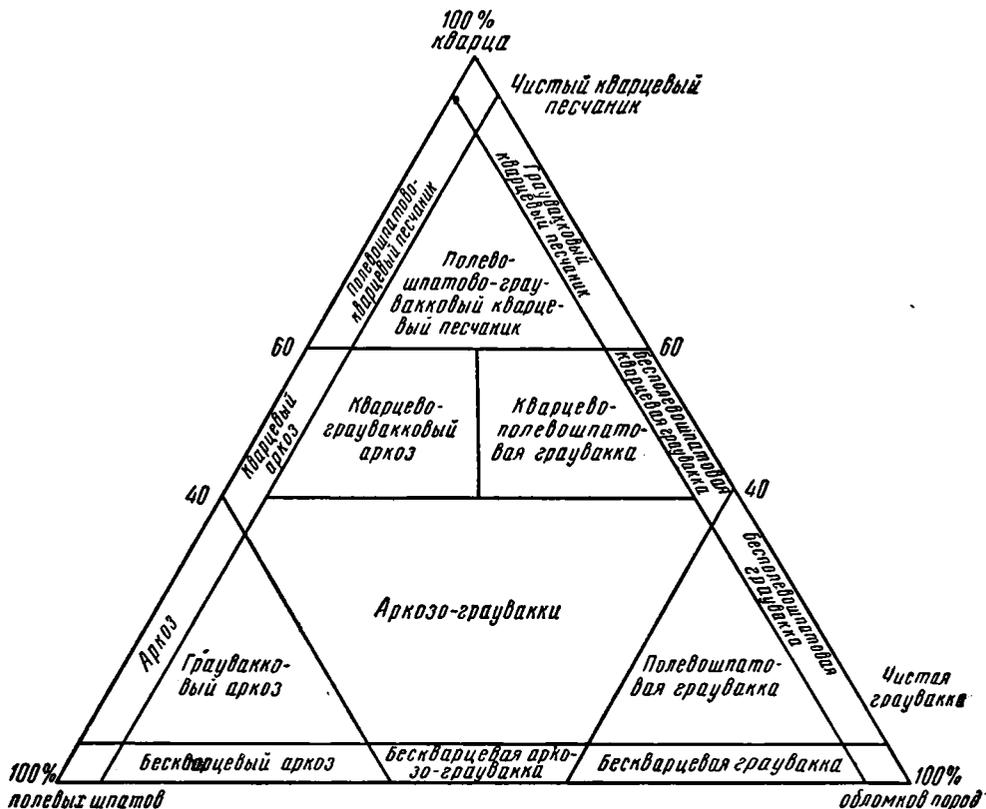
3. Пески промежуточного состава между типичными аркозами и олигомиктовыми породами ($\text{SiO}_2=70-80\%$).

4. Аркозовые и граувакковые пески ($\text{SiO}_2=50-70\%$).

Обращено внимание на то, что по своему химизму последняя группа песчаников близка к среднему составу изверженных пород ($\text{SiO}_2=59,1\%$).

Минералогическая интерпретация выделенных групп легла в основу расчленения треугольника на ряд промежуточных полей (фиг. 8). На треугольнике отражены определенные «уровни» кварцевого созревания пород (горизонтальное членение) и специфика исходных материнских образований (вертикальное или наклонное членение). Нетрудно заметить, что основная идея минералогической классификации Л. Б. Рухина состоит в выделении классов песчаника, возникающих в процессе гипергенной переработки материала изверженных и метаморфических образований. Что касается терминов в наименовании клас-

сов, а также их конфигурации на диаграмме, то, как писал сам автор (Рухин, 1961), они во многом носят еще «следы» гранулометрических классификационных треугольников и нуждаются в соответствующих изменениях после накопления более обширных минералогических данных.



Фиг. 8. Классификация песчаников по Рухину (1956)

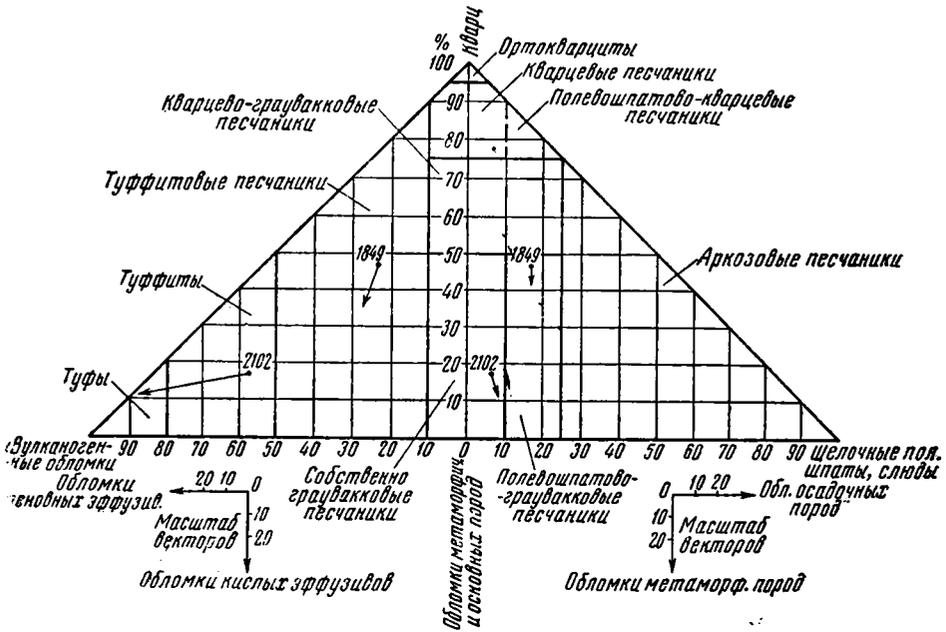
Классификация И. М. Варенцова (1957) разработана на примере изучения среднепалеозойских песчаников Тувинского прогиба. Почти постоянное присутствие среди песчаников вулканогенного материала предопределило создание классификации с четырьмя конечными членами: 1) кварц; 2) щелочные полевые шпаты + слюда; 3) обломки метаморфических и осадочных пород; 4) вулканогенные обломки. Для графического изображения такой классификации И. М. Варенцов избрал развернутый на плоскости прямоугольный тетраэдр, позаимствовав этот принцип из методов в петрохимии изверженных пород А. Н. Заварицкого (1950).

Развернутый прямоугольный тетраэдр образует две координатные плоскости, соответствующие вулканогенным и терригенным породам. Четыре вершины тетраэдра соответствуют 100%-ному содержанию выбранных конечных членов классификации: верхняя — кварц, нижняя — обломки метаморфических и осадочных пород; правая — полевые шпаты, левая — вулканогенные обломки (фиг. 9).

Изображение точек пространственной диаграммы дается в виде двух проекций (бароцентрических) на координатные плоскости, кото-

рые позволяют непосредственно получать процент содержания каждого из четырех компонентов.

Для более полного отражения состава пород вводятся дополнительные характеристики типов обломков пород, которые изображаются в виде соответствующих векторов. На правом поле диаграммы век-



Фиг. 9. Классификация вулканогенно-осадочных песчаников по И. М. Варенцову (1957)

торы указывают на соотношение между обломками осадочного и метаморфического происхождения; на левом, вулканогенном поле они показывают соотношение между обломками основного + среднего состава и обломками кислого + щелочного состава. Границы для выделения отдельных типов пород указаны в диаграмме; в том случае, когда проекции точек попадают в разные классификационные поля, название породы получается в виде сочетания двух терминов, например: туфитовые аркозовые песчаники или туфитово-кварцево-граувакковый песчаник и т. п.

Векторная классификационная диаграмма хорошо отражает сложный, многокомпонентный состав терригенных и терригенно-вулканогенных песчаников. Автор использовал свою диаграмму для прослеживания закономерностей изменения состава песчаников в зависимости от структурно-тектонических особенностей формирования Тувинского прогиба.

Классификация Г. И. Теодоровича (1958) составлена с учетом полноты охвата всех, в том числе и очень редких, сочетаний минералов и обломков пород в составе терригенной части песчаников. Классификация представляет собой обширную таблицу, где по горизонтали даны группы пород различного генезиса: нормально-терригенная группа, терригенно-вулканическая и собственно вулканическая группа, а по вертикали даны типы пород; автор при этом исходил из состава и однородности обломочного вещества: 1) мономинеральные и монопетро-

кластические песчаники; 2) биминеральные песчаники; 3) полиминеральные песчаники; 4) миктитовые или минерально-петрокластические песчаники.

Такая классификация представляет собой полезную сводку о многообразии минерального состава песчаников. Следовало бы только дополнить ее количественными данными и графой распространенности того или иного типа пород, а также указанием конкретных примеров (литотипов) для случаев уникального состава песчаников, таких, как нефелиновые или роговообманковые пески и т. п.

Классификация А. Г. Коссовской (1959, 1962) построена на основе изучения мезозойских песчаников Вилюйской впадины и ее западного обрамления, а также обобщения литературного материала по терригенным породам разного возраста и разных районов (500 анализов). Классификация песчаников базируется на треугольной диаграмме со стандартными конечными членами: кварц, полевые шпаты, обломки пород. Автор отмечает, что создание новой классификации было связано со следующими неудовлетворительными чертами всех предыдущих схем: 1) отсутствием генетического обоснования в конфигурации полей отдельных классов, выделенных в значительной степени по геометрическому принципу; 2) недостаточно полному использованию трех главных компонентов песчаных пород и необходимостью их дополнительной дифференциации для получения более полных сведений о составе пород и, тем самым, о характере их источников сноса.

Анализ размещения на треугольной диаграмме большого числа точек позволил создать новую схему выделения минералогических семейств и групп песчаников (фиг. 10).

В семействе кварцевых песчаников (с коэффициентом зрелости $= \frac{\text{кварц}}{\text{пол. шп.} + \text{осл. пород}} > 1$) выделяются четыре группы песчаников: 1) мономинеральные кварцевые; 2) олигомиктовые кварцевые; 3) грауваково-кварцевые; 4) аркозово-кварцевые. Подчеркивается, что породы этого семейства образовались не за счет непосредственного разрушения кристаллических изверженных и метаморфических образований, а сформировались следующими тремя возможными путями.

1. Обломочный материал указанных песчаников испытал более чем один цикл седиментации, при этом материнскими породами были либо осадочные образования, либо метаморфические породы низких ступеней метаморфизма.

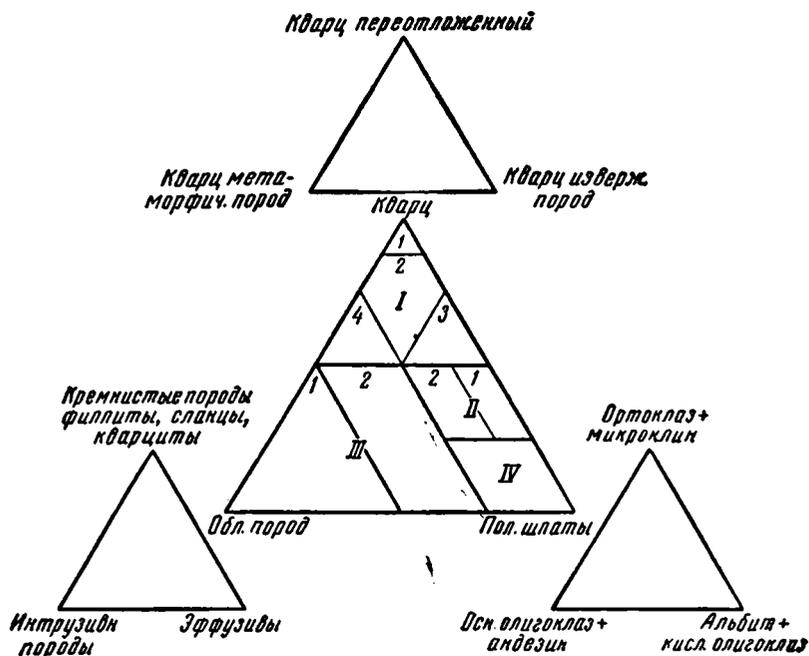
2. Накоплению обломочного материала предшествовало интенсивное химическое выветривание пород в областях сноса.

3. Происходило непосредственное энергичное выветривание самой осадочной толщи.

Полимиктовые семейства — аркозы и граувакки с коэффициентом зрелости < 1 относятся к породам, сформировавшимся преимущественно за один цикл седиментации.

Среди аркозов выделяются две группы: чистые и загрязненные. Кроме того, в поле семейства аркозовых пород выделяется «пустое» пространство, примыкающее к полевошпатовому углу, которое подчеркивает отсутствие или крайнюю редкость аркозовых пород с содержанием полевых шпатов $> 75\%$.

В семействе граувакков выделяются две группы: собственно граувакки и полевошпатовые граувакки. Подчеркивается пространственная неравноценность аркозового и грауваккового полей, определяющаяся, помимо различных источников питания, разными направлениями в минералогическом созревании состава пород этих семейств (см. фиг. 10).



Фиг. 10. Классификация песчаников по А. Г. Коссовской (1959)

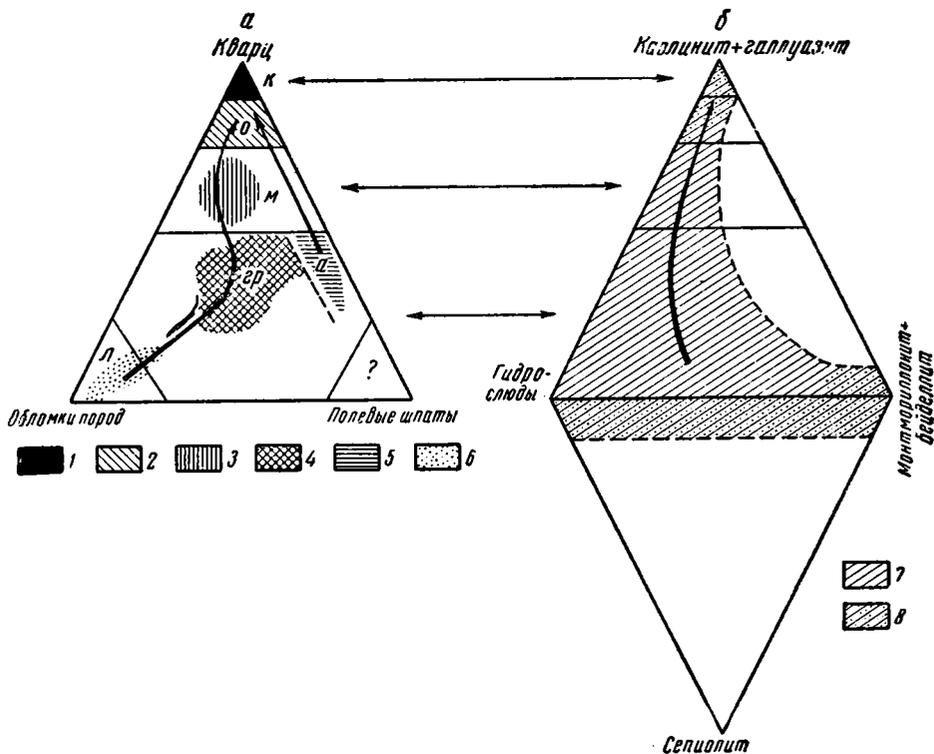
Классификационные поля диаграммы. I — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинерально-кварцевые, 2 — олигомиктовые кварцевые, 3 — аркозово-кварцевые, 4 — граувакково-кварцевые. II — семейство аркоз: 1 — собственно аркозы, 2 — загрязненные аркозы. III — семейство граувакк: 1 — собственно граувакки, 2 — полевошпатовые граувакки. IV — «пустое поле»

В дополнение к основному минералогическому треугольнику даются «дочерние» треугольники, детализирующие состав основных компонентов: кварца, полевых шпатов, обломков пород. Это позволяет получить более полную информацию о составе пород и их источниках сноса и более точно отразить их в общей номенклатуре песчаников.

Классификация Н. М. Страхова (1960, 1962). Как известно, Н. М. Страхов расчленил весь осадочный процесс на четыре типа литогенеза. Для наиболее распространенных типов литогенеза — гумидного и аридного — были предложены минералогические классификации песчаных пород. В отличие от всех предшествующих схем, Н. М. Страхов нашел возможным включить в качестве одного из критериев классификации — климат и, в соответствии с этим, дать две разные схемы для гумидного и аридного типов литогенеза. Другой специфической чертой классификационных схем Н. М. Страхова является включение в них данных по минералогии глин, парагенетически связанных с песчаными породами.

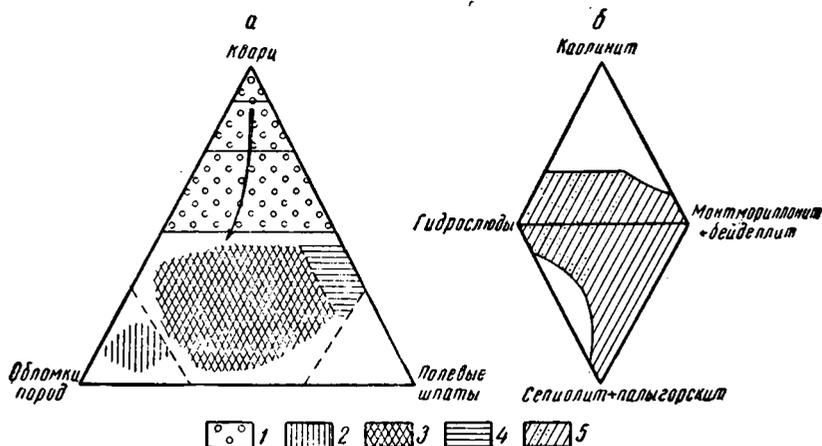
Графически обе классификационные схемы для гумидного и аридного литогенеза представляют собой сочетание минералогического треугольника песчаников с ромбической диаграммой состава глин (фиг. 11, 12).

Минералогические треугольники песчаников, построенные на стандартных конечных членах: кварц, полевые шпаты, обломки пород, разделены, как и в схемах Л. Б. Рухина (1956) и А. Г. Коссовской (1959, 1962), на ряд промежуточных полей. Выделяются следующие группы песчаников: мономинеральные кварцевые (кварца >90%), олигомиктовые (кварца 75—90%), мезомиктовые (кварца 50—75%) и полимиктовые (кварца <50%). Последние в зависимости от содержания в них



Фиг. 11. Классификация песчаных пород по Н. М. Страхову (1960) (треугольник состава песчаников (а) и диаграмма состава глин (б) для гумидного типа литогенеза)

1 — кварцевые мономинеральные пески (к); 2 — кварцевые олигомиктовые пески (о), 3 — кварцевые мезоимиктовые пески (м); 4 — полимиктовые пески — граувакки (гр); 5 — полимиктовые пески — аркозы (а); 6 — полимиктовые пески — лититы (л); 7 — обычные типы глин; 8 — редкие типы глин. Стрелки на графиках показывают направление эволюции минерального состава пород



Фиг. 12. Классификация песчаных пород по Н. М. Страхову (1962) (треугольник состава песчаников (а) и диаграмма состава глин (б) для аридного типа литогенеза)

1 — составы песчаного материала, первично отсутствующие в автохтонных терригенных породах и заносимые за счет размываемых отложений гумидных зон: полимиктовые пески; 2 — лититы, 3 — граувакки, 4 — аркозы; 5 — обогащение гидрослюдой. Стрелка показывает направление эволюции состава обломочных пород

обломков пород и полевых шпатов разделены на лититы (обл. пород >75%), граувакки (обл. пород 10—75%) и аркозы (обл. пород <10%).

Ромбическая диаграмма глин образована равносторонними треугольниками, наложенными друг на друга своими основаниями. Четыре вершины ромба соответствуют следующим компонентам: каолиниту+галлуазиту, гидрослюде, монтмориллониту+бейделиту, сепиолиту+пальгорскиту.

В *гумидном литогенезе* нижняя (полимиктовая) половина треугольника соответствует областям с активным тектоническим режимом — геосинклиналям, передовым прогибам и межгорным впадинам, где эрозия резко превалирует над химическим разложением материала при выветривании. Верхняя часть — соответствует областям с вялым тектоническим режимом, что особенно характерно для платформенных зон. Тот же генетический смысл имеет и диаграмма глинистых пород. По мере перехода от нижней «полимиктовой» половины верхнего треугольника к его вершине увеличивается содержание каолинитового компонента, что соответствует переходу к областям с более вялым тектоническим режимом водосборных площадей, на которых процессы химического выветривания протекают более энергично. Нижний «глинистый» треугольник в гумидном литогенезе практически остается незаполненным.

В гумидном климате могут наблюдаться все стадии последовательного созревания минерального состава как песчаников, так и глин. В зависимости от исходного состава материнских образований, представленных либо изверженными гранитными породами, либо метаморфическими+эффузивными+осадочными образованиями, созревание минерального состава песчаников протекает по различным направлениям, указанным на схеме (см. фиг. 11, а, б). Н. М. Страхов отмечает, что наблюдается известная корреляция в созревании минерального состава песчаников и глин (см. фиг. 11, а), однако она имеет самый общий характер и к тому же сильно затушевывается в морских отложениях.

В *аридном литогенезе* возникают преимущественно полимиктовые песчаники: аркозы и граувакки. Примечательным является тот факт, что полимиктовые породы возникают здесь независимо от характера тектонического режима питающей области. Это связано с резким ослаблением химических процессов выветривания и заменой их чисто механическим процессом разрушения. Минералогический процесс созревания выражается здесь не в последовательном исчезновении нестойких компонентов (при выветривании источников сноса или при повторных циклах переотложения), а в заносе устойчивого кварцевого материала из смежных зон гумидного литогенеза, что схематически и показано на соответствующей диаграмме (см. фиг. 12, а). Таким образом, увеличение «кварцевости» песчаников, приводящее к возникновению мезомиктовых и олигомиктовых ассоциаций, носит в аридной зоне отчетливый аллохтонный характер.

Аналогичным образом распределяются и глинистые минералы. Нижние конечные члены диаграммы (сепиолит+пальгорскит; монтмориллонит; гидрослюды) имеют преимущественно автохтонный характер, причем вероятность автохтонности увеличивается по мере приближения к нижней части диаграммы. Верхняя половина диаграммы характеризует состав глин, заносящихся, как правило, из области гумидного литогенеза и представляющих аллохтонные образования.

Классификация Н. М. Страхова показывает, что комплексный подход к песчаным и глинистым породам является наиболее плодотворным

в создании генетической классификации, максимально раскрывающей все особенности истории формирования терригенных пород.

Классификация Ю. П. Казанского (1963) составлена применительно к песчаным породам палеогена и мела Западно-Сибирской низменности. Треугольная схема имеет стандартные конечные члены: кварц, полевые шпаты, обломки пород.

Классификацией предусматривается выделение семи классов песчаников: 1) кварцевых; 2) полевошпатово-кварцевых; 3) кварцево-полевошпатовых; 4) граувакковидных; 5) аркозовых; 6) граувакковых; 7) аркозо-граувакковых. Нанесенные на диаграмму поля морских и континентальных песчаников попадают в пересечение всех выделенных классов песчаника, что создает впечатление о некоторой искусственности их выделения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный уровень литологии предъявляет к классификации новые требования. Ее роль не должна ограничиваться решением только классификационных и номенклатурных вопросов, а должна быть направлена на выяснение генезиса терригенных пород. Создание такой классификации возможно на базе синтетического объединения сильных сторон разобранных схем. Отправными пунктами могут быть американские схемы Р. Л. Фолка (1954) и Т. Х. Ван Андела (1958) и русские схемы А. Г. Коссовской (1959, 1962) и Н. М. Страхова (1960, 1962).

Учитывая сложный, многопричинный характер связи между отдельными классификационными критериями, представляется правильным не концентрировать все критерии в одной схеме, а растянуть их классификационные связи на ряд дополнительных диаграмм. Именно таким путем создавали свои схемы Фолк (1954), Коссовская (1959, 1962) и Страхов (1960, 1962); вводя подсобные диаграммы для отражения необходимых новых признаков пород или новых критериев, не учтенных в основных схемах.

В соответствии со сказанным нам представляется, что классификация песчаников должна строиться на фоне общей типизации терригенного вещества и иметь четырехчленное строение. Первые две диаграммы должны характеризовать структурное состояние пород: гранулометрический состав и характеристику их структурной зрелости, которые целиком могут быть заимствованы из классификационной схемы Фолка (1954)¹. Вторые две диаграммы должны отражать минералогию терригенного вещества: минералогический треугольник песчаников и диаграмма минералогического состава глин. Обе минералогические схемы должны быть созданы заново на базе классификаций Ван Андела, Коссовской и Страхова.

Только такая «многочленная» классификация терригенного вещества является надежной предпосылкой для восстановления всей истории образования песчаных пород. Ее создание — дело ближайшего будущего.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П. Краткий курс петрографии осадочных пород. Изд. АКИИ, Баку, 1935.
Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Азерб. ОНТИ, 1937.
Варенцов И. М. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., том XXXII (3), 1957.

¹ Гранулометрический треугольник Фолка может быть заменен любым другим треугольником, имеющим наибольшее распространение в практике наших литологических исследований.

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 18, 1963.
- Князев В. С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряде других отложений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951.
- Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 12, № 310, 1959.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Лазаренко Е. К. Некоторые вопросы минералогии осадочных образований. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Изд. Львовск. ун-та, 1954.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
- Соболев В. С. Значение железистости химических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 4, 1950.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, тома 1—3. Изд. АН СССР, 1960, 1962.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
- Рухин Л. Б. К вопросу о классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород. Вестн. Ленингр. ун-та, № 24, 1956.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, первое и второе изд. Гостоптехиздат, 1932, 1945.
- Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд. Львовск. ун-та, 1956.
- Andel T. H. van. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene Sandstones of western Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 42, p. 734—763, 1958.
- Bookman John. Sandstone classification: relation to composition and texture. J. Sediment Petrol., v. 25, p. 201—206, 1955.
- Crook A. W. Classification of arenites. Amer. J. Sci., v. 258, p. 419—426, 1960.
- Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L. Petrographic and Lithological attributes of sandstones. J. Geol., v. 61, p. 291—317, 1953.
- Gilbert C. M. Sedimentary rocks p. 251—384 in Williams, Turnen and Gillert Petrography: San Francisco W. H. Freeman and Co, 1954.
- Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rock nomenclature. J. Geol., v. 62, p. 344—359, 1954.
- Hubert J. F. Petrology of the Fountain and Lyons formations, Front Range, Colorado, Colo Scjool Mines Quart., v. 55, No. 11, 1960.
- Klein G. de V. Analysis and Review of Sandstone Classifications in the North American Geological Literature, 1940—1960; Bull. Geol. Soc. America, v. 74, № 5, p. 555—576. 1963.
- Krynine P. D. Petrology and genesis of the Third Bradford Oil Field Penn. Bull. State Coll., v. 29, 1940.
- Krynine P. D. The megascopie Sudy and fild classification of Sedimentary rocks. J. Geol., v. 56, p. 130—165, 1948.
- Pakcham G. H. Sedimentary structures as an important factor in the classification of on sandstones. Amer. J. Sci., v. 252, p. 466—476, 1954.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New York, Harper and Bros, 1949.
- Pettijohn F. J. Classification of sandstones. J. Geol., v. 62, p. 360—365, 1954.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks (2d ed) New York, Harper and Bros, 1957.
- Tallan S. L. Sandstone types: their abundance and cementing agents. J. Geol., v. 57, p. 582—592, 1949.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
27.VII.1964

УДК 553.2 (471.4) + (471.5)

ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПОВОЛЖЬЕ, ЗАПАДНОМ ПРИУРАЛЬЕ И ПРИКАСПИИ

А. И. ОТРЕШКО

В статье излагаются новые материалы по геологии юго-востока Русской платформы, подтверждающие связь распространения самородной серы в сульфатно-карбонатных отложениях палеозоя с долинами неогеновых размывов этих отложений.

Обширные работы, предпринятые за последние 10—15 лет по исследованию неогеновых отложений востока и юго-востока Русской платформы и ее обрамления — в Поволжье (Кирсанов, 1955, 1959; Рябков, 1959; Башлев, 1961; Обедиентова, 1962 и др.), Западном Приуралье (Яхимович, 1958) и Прикаспии (Журавлев, 1960, 1962; Казаков, 1962 и др.), — дают возможность не только более детально изучить геологическую историю и строение территории, но и решить ряд региональных вопросов карста и рудообразования.

Поисковые и разведочные работы, проведенные в районе Средневожских серных месторождений (Отрешко, 1959, 1960а, 1960б), позволили установить приуроченность сероносных залежей этих месторождений к площадям, смежным с долинами неогеновых (доплиоценовых) размывов пермских сульфатно-карбонатных комплексов. Этот признак выделен как палеогеографический поисковый критерий на серу (Отрешко, 1960а).

На Средневожских месторождениях самородная сера приурочена к кавернам, карстовым полостям, пропитывает в карбонатных породах трещины на уровне определенных осерненных горизонтов. Последние в карбонатных породах — мергелях, известняках, доломитах — обычно распространены на участках, смежных со слоями и толщами гипсов, и протягиваются на значительные расстояния.

Связь серных месторождений с долинами неогеновых размывов сульфатно-карбонатных комплексов заключается не только в пространственной приуроченности оруденения к зоне, располагающейся вдоль размывов, но и в особенностях геологического строения сероносных залежей и их количества в вертикальном разрезе. На площадях, где сероносный комплекс казанского яруса перекрыт образованиями татарского яруса, в разрезе практическое значение обычно представляет один осерненный горизонт мощностью до 1 м (Алексеевское месторождение). На участках же неогенового размыва татарских глинистых отложений в казанском ярусе, как правило, имеется семь-восемь осерненных горизонтов, из которых четыре-пять представляют промышленную ценность (Водинское месторождение).

В вертикальном разрезе также наблюдается закономерное уменьшение средних мощностей сероносных залежей от вышележащих к более глубоким горизонтам. Краевые части рудных тел, обращенные к доли-

нам неогеновых размывов, обычно характеризуются увеличенными мощностями.

Использование палеогеографического критерия при поисках месторождений и ревизии геологических материалов позволило в последние годы выявить в Среднем Поволжье многочисленные серопроявления на новых площадях (Отрешко, 1963). В Среднем Поволжье намечена перспективная сероносная зона, протягивающаяся от г. Казани по право- и левобережью Волги до широты Саратов — Перелюб в Саратовском Заволжье. В пределах этой территории наблюдается закономерное изменение стратиграфического размещения самородной серы в разновозрастных палеозойских комплексах: в Приказанском районе Татарской АССР сероносны верхне- и нижнеказанские образования; в Куйбышевской области, кроме широкого распространения серы в верхне- и нижнеказанском подъярусах, на Елховской, Серноводской, Боголюбовской площадях, она выявлена также в нижнеказанских и нижнепермских отложениях, а на Самарской Луке и Боголюбовской площади встречена и в верхнем карбоне; Саратовское Заволжье характеризуется наличием серы в нижнепермских и верхнекаменноугольных отложениях. В каждом конкретном случае сероносным является стратиграфический комплекс, подвергшийся неогеновому размыву.

Приуроченность сероносных залежей к площадям, смежным с долинами неогеновых размывов, проявляется также в Приуралье и Прикаспии. Серопроявления Башкирии, отмеченные А. А. Варовым (1936), Н. М. Страховым (1947) и другими исследователями в кунгурских отложениях, располагаются в бортовой зоне Предуральской эрозивно-тектонической депрессии, выполненной олигоценовыми, миоценовыми и плиоценовыми образованиями (Яхимович, 1958).

По данным ревизионных работ В. Н. Смирновой и А. Е. Окиншевич, в Башкирии известно около 40 площадей с серопроявлениями. Они развиты в районе Предуральской депрессии, к северу от Мелеузовской тектонической ступени, где пермские и каменноугольные отложения подверглись неогеновым и, по-видимому, палеогеновому размывам (Яхимович, 1958).

А. Е. Окиншевич отмечает, что с запада на восток в Западном Приуралье самородная сера изменяет стратиграфическое нахождение от уфимских до каменноугольных и верхнедевонских образований включительно. По-видимому, и здесь наличие серы в том или ином стратиграфическом комплексе связано с его размывами, начиная с палеогена.

Сведения по Прикаспию в основном ограничиваются данными С. Е. Прянишникова (Шубникова, 1940) о сероносности открытых куполов: Чапчачи, Каратон, Черная Речка, Тюмос, Южный Искине, Новобогатинск и др. Сероносные купола располагаются вдоль северного побережья Каспийского моря. Указанная территория Прикаспийской впадины, тяготеющая к валу Карпинского, характеризуется наиболее активным ростом и размывом куполов в плиоцене (Журавлев, 1960; Казаков, 1962), а также наличием глубоких ачкагыльских долин размывов (до 500—600 м). Следовательно, и здесь неотектонические движения и связанные с ними размывы ядер галогенных куполов способствовали образованию в кепроках самородной серы.

Новые материалы по изучению геологии, тектоники, нефтегазоносности и сероносности Поволжья, Западного Приуралья и Прикаспия показывают, что предложенная нами гипотеза об образовании самородной серы в сульфатно-карбонатных комплексах, по-видимому, приемлема не только для района Средневожских серных месторождений, но и для всей Восточно-Европейской сероносной провинции (Отрешко, 1960б).

Образование месторождений серы на территории Восточно-Европейской провинции представляется в следующем виде. Как отмечено Т. П. Афанасьевым (1949), быстрое поднятие территории и глубокий доплиоценовый (а для Западного Приуралья, начиная с палеогена) врез долин в пермские и верхнекаменноугольные отложения изменил режим подземных вод пермских и каменноугольных водоносных горизонтов. Размыв вскрыл существовавшие ранее водоупорные гипсоносные толщи верхней и нижней перми и открыл доступ нижнепермским и верхнекаменноугольным хлорнатриевым и хлоркальциевым водам к верхнепермской толще. Вскрытые гипсоносные комплексы подверглись интенсивному выщелачиванию, что способствовало возникновению мощной зоны сульфатных вод.

В условиях активных тектонических движений и, вероятно, миграции углеводородов зона сульфатных вод явилась также зоной продуцирования сероводорода. Сероводородные воды, насыщенные сульфатами, на уровне постоянных водоносных горизонтов, будучи инертными к гипсовым слоям и толщам, выщелачивали карбонатные толщи с образованием в них зон кавернозности. В условиях подтока глубинных высокоминерализованных хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциевых вод при их смешении в зоне кавернозности с сероводородными сульфатными водами возникала гидрохимическая обстановка, благоприятная для образования самородной серы. Химизм серообразования, видимо, был аналогичен установленному Н. П. Юшкиным (1962) в районе месторождения Шор-су, где продолжается серообразование и в настоящее время. Автор склонен присоединиться к мнению Н. П. Юшкина о том, что кислород, необходимый для преобразования сероводорода в самородную серу, приносился инфильтрационными сульфатными водами.

Благодаря многократным колебаниям базисов эрозии были выработаны этажи кавернозности и сформированы осерненные горизонты (в районе Средневолжских месторождений до семи-восьми). В Поволжье и Западном Приуралье сульфатно-карбонатные комплексы подверглись на больших пространствах размыву; это привело к накоплению серы на значительных территориях. В пределах же Прикаспийской впадины этот процесс происходил только на локальных солянокупольных структурах.

Характерно, что в месторождениях самородной серы в осадочных комплексах обычными парагенетическими минералами являются сульфиды различных металлов. В районе Средневолжских месторождений, одновременно или несколько опережая образование самородной серы, происходило осаждение пирита и гидротроилита. В связи с этим гидрохимические условия формирования сероносных залежей представляются аналогичными описанным В. Эмонсом (1935) и С. С. Смирновым (1955) для зон вторичного обогащения сульфидных месторождений. Одним из доказательств такой аналогии является, по-видимому, наличие в зонах вторичного обогащения, в парагенезе со вторичными сульфидными, и самородной серы. Отличие заключается только в том, что рудообразующие воды в сульфатно-карбонатных отложениях Поволжья были бедны металлами и господствовало образование самородной серы.

Глубокий размыв легкорастворимых сульфатных и карбонатных комплексов перми и карбоната вызвал также интенсивное их карстование (Афанасьев, 1949; Ступишин, 1961; Родионов, 1963, и др.). Сформировавшиеся сероносные залежи, в дальнейшем при неотектонических движениях выведенные выше уровня постоянного водоносного горизонта, в результате карстовых процессов разрушаются и разделяются на не-

большие рудные тела или останцы. Останцы месторождений самородной серы обычно встречаются в выходах на дневной поверхности. Такими выходами-останцами являются: на Самарской Луке — месторождение Серная Гора и серопроявления у сел. Печерского и Переволоки, на Волго-Сокском водоразделе — серопроявления у с. Красная Глинка и др. Поэтому отрицательная оценка кепроков соляных куполов Прикаспия по серопроявлениям, встреченным на дневной поверхности в районе оз. Баскунчак, на Чапчачи и других куполах, по-видимому, должна подвергнуться ревизии с применением бурения для вскрытия и изучения залежей, не нарушенных карстом. Серные месторождения крупные по размерам, как правило, являются слепыми и располагаются ниже уровня постоянного водоносного горизонта.

Опыт изучения месторождений самородной серы в связи с долинами неогенового размыва, очевидно, может быть использован и при исследовании на месторождениях других полезных ископаемых.

Сведения о долинах размывов могут быть использованы и для поисков новых месторождений фосфоритов. В процессе выработки древних долин произошел размыв огромной толщи терригенных отложений палеогена, мела, юры. Размыву подверглись и фосфоритоносные пласты юры и мела, и в базальных галечниках и конгломератах возможно накопление фосфоритовых галек и конкреций типа подольских фосфоритов. Одна из таких находок описана В. Л. Яхимовичем (1958) в Западном Приуралье в основании верхнеэоценовых отложений горизонта с фосфоритами и галькой кремня (мощность до 12 м). По-видимому, фосфоритоносные конгломераты могут быть найдены в зонах доплиоценового размыва Саратовской и Волгоградской областей. Здесь же, по-видимому, возможны находения фосфоритов карстового типа. Такие месторождения на Русской платформе еще совсем не изучены и, по мнению А. А. Дублянского (1937), могут быть найдены при исследовании хоперских фосфоритов. По А. А. Дублянскому, возраст карста и его спутников — белой фосфатной породы и бурых железняков в ней — допалеогеновый и соответствует перерыву между верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями.

Число примеров связи образования или последующих изменений месторождений с долинами размывов может быть увеличено. Поэтому на долины размывов как на геологический фактор рудообразования нужно обратить пристальное внимание.

Неотектонические движения на востоке и юго-востоке Русской платформы и ее обрамления связаны с глубинными разломами и флексурами. Современная и древняя сеть Волги, Урала и их притоков в основном совпадает с флексурными и разломными зонами (Чебаненко, 1963; Горелов, 1963). Современные долины размывов в той или иной мере наследуют местоположение более древних долин. Поэтому месторождения полезных ископаемых, генетически связанные с древними эрозионно-тектоническими впадинами и долинами размывов, возможно, претерпевают изменения при более юных циклах формирования долин размывов. В частности, это относится к медистым песчаникам Западного Приуралья, в которых концентрируется ряд малых элементов (Каширцева, 1962 и др.). При новейших тектонических движениях в районе распространения медистых песчаников были выработаны долины палео-Камы, палео-Белой, палео-Вятки и других рек, с которыми, по-видимому, были связаны древние зоны вторичного обогащения, возникшие аналогично формированию сероносных залежей в сульфатно-карбонатных комплексах. Поэтому окончательный ответ о промышленной ценности медистых песчаников Западного Приуралья может быть полу-

чен только по буровым данным на площадях зон вторичного обогащения, расположенных в районе неогеновых долин размывов, по данным опробования сульфидных руд, не затронутых выветриванием и окислением.

В связи с решением проблемы рудоносности Русской платформы нам представляется необходимым уделить внимание также и разновозрастным долинам размывов.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Т. П. Верхнеретичный размыв в Среднем Поволжье и его гидрогеологическое значение. Сов. геология, № 39, 1949.
- Баштлев А. И. К истории развития нижней части долины палео-Камы в плиоцене. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. общ., вып. 1, 1961.
- Варов А. А. О связи серы с нефтью в Ишимбаевском месторождении. За Башкирскую нефть. Ежем. бюл. Башнефть, № 6, 1936.
- Горелов С. К. О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разломов. Докл. АН СССР, т. 149, II, 1963.
- Дублянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., нов. сер., т. 15 (4), 1937.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 42, 1960.
- Журавлев В. С. Роль подземных вод в процессе формирования надсолевых структур на куполах Прикаспийской синеклизы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 37, № 2, 1962.
- Каширцева М. Ф. Распределение малых элементов в медистых песчаниках Западного Приуралья. Сов. геология, № 7, 1962.
- Казак М. П. Тектоника и основные этапы развития Прикаспийской впадины. Тр. Ин-та нефтехим. и газ. пром-сти им. И. М. Губкина, вып. 36, 1962.
- Кирсанов Н. В. О балаханском ярусе в составе плиоцена Татарии. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
- Кирсанов Н. В. К вопросу о стратиграфии плиоцена восточных районов европейской части СССР. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., № 7, 1959.
- Обеднентова Г. В. О происхождении и возрасте поверхностей выравнивания в бассейне Средней Волги. В сб. «Вопр. палеогеогр. и геоморфол. бассейнов Волги и Урала». Изд. АН СССР, 1962.
- Отрешко А. И. Закономерности строения и размещения Средневожских серных месторождений. Тр. Гос. ин-та горно-хим. сырья, вып. 5, 1959.
- Отрешко А. И. Палеогеографический критерий поисков осадочных месторождений самородной серы и возможности его использования. Тр. Ин-та горно-хим. сырья, вып. 6, 1960а.
- Отрешко А. И. Геология и условия образования серных месторождений Средневожского бассейна. Тр. Ин-та горно-хим. сырья, вып. 6, 1960б.
- Отрешко А. И. Новые находки самородной серы в Среднем Поволжье. Докл. АН СССР, т. 150, № 6, 1963.
- Родионов Н. В. Карст европейской части СССР, Урала и Кавказа. Тр. Всес. н.-и. ин-та гидрогеологии, нов. сер., № 13. Госгеолтехиздат, 1963.
- Рябков Н. В. История формирования долины Камы в пределах Нижнекамского водохранилища и палеогеографические условия района. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., № 8, 1959.
- Страхов Н. М. Геология кунгува Ишимбаевского нефтеносного района. Материалы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 5, 1947.
- Ступишин А. В. Некоторые выводы по изучению карста Среднего Поволжья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 121, кн. 6, 1961.
- Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1955.
- Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Изд. АН УССР, 1963.
- Шубникова О. М. Минералы СССР, т. 1. Изд. АН СССР, 1940.
- Эмонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений. ОНТИ, 1935.
- Юшкин Н. П. Особенности современного отложения серы из подземных вод. Геохимия, № 8, 1962.
- Яхимович В. Л. Кайнозой Башкирского Предуралья, т. I, ч. 2. Стратиграфия третичных отложений Башкирского Предуралья и закономерности их размещения в связи с молодыми движениями земной коры. Уфа, 1958.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.623.4

**О ВТОРОЙ НАХОДКЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ГЛАУКОНИТА
В АССОЦИАЦИИ С ЦЕЛЕСТИНОМ**

В. В. МОГАРОВСКИЙ

Нами уже сообщалось о нахождении эпигенетического глауконита в виде прожилков, небольших гнезд и т. п. в красных и серых (осветленных) алевролитах, глинах и аргиллитах вдоль лежащего бока гулисайской целестиновой линзы (Могаровский, 1963).

При полевых работах на Чалташском целестиновом месторождении в Южно-Таджикской депрессии также был встречен эпигенетический глауконит. Обнаружен он на участке Чалташ-1 вне связи с основными целестиновыми телами, залегающими в известняках бухарского яруса палеогена. Тем не менее этот минерал непосредственно связан с процессами целестинизации.

В восточной части участка вскрыты породы рихтанского яруса. Здесь в области контакта гипсов (ангидритов) с кирпично-красными глинами и алевролитами в последних наблюдается зона, мощностью 15—30 см серых (осветленных) пород, сменяющихся красными неизменными.

В осветленных, а также в красноцветных породах вблизи зоны осветления наблюдаются новообразованные минералы, представленные целестином, кварцем, халцедоном и глауконитом. Целестин бесцветный, мелкозернистый, образует прожилки, мощностью в первые миллиметры, секрети и кристаллические сростки. Кварц и халцедон встречаются в виде мелких конкреций диаметром 2—3 мм.

Глауконит наблюдается как в серых (осветленных) породах, так и в красных, вблизи области соприкосновения их с измененными разностями. Глауконит образует мелкие (до 1 мм мощностью) прожилки и неправильной формы обособления. Вокруг этих прожилков и выделений серые глины иногда становятся зеленовато-серыми за счет тонко рассеянного в них глауконита.

Минерал обладает темно-зеленым цветом, глянцевым до матового блеском и скрытокристаллическим строением. В шлифах бледно-зеленый, слабо плеохроирующий, в скрещенных николях наблюдается микроагрегатная поляризация Nm^1 , замеренный в иммерсии, $1,606 \pm 0,002$. Удельный вес $2,75 \pm 0,05$.

Данные рентгенометрического анализа минерала, полученные в лаборатории Таджикского геологического института Г. Н. Ключковой, и для сравнения рентгенографические характеристики эпигенетического глауконита из Гулисай и из литературы (Горбунова, 1961; Дядченко и др., 1956; Лазаренко, 1956) приведены в таблице.

Спектральные полуколичественные анализы глауконита показывают присутствие в нем Si, Al, Fe, Mg, K, Na, а также примесей Ti, Mn, Ni, V, Cu, Sr.

Таким образом, глауконит из Чалташа по своим свойствам, условиям нахождения и минеральной ассоциации является совершенно аналогичным эпигенетическому глаукониту, описанному ранее (Могаровский, 1963).

Как видно из изложенного, полоса серых глин с глауконитом, целестином, находящаяся в рихтанских отложениях на контакте с гипсами-ангидритами, является минимальным подобием зоны глауконитизации на Гулисае. Разница между ранее описанной и характеризуемой зонами заключается в том, что целестинизация и связанная с ней глауконитизация глин проявились на Чалташе значительно менее интенсивно. В отличие от Гулисай, где целестин почти полностью заместил гипсы-ангидриты, в связи с чем образовалась мощная зона осветления красных пород и проявилась их глауконитизация, на месторождении Чалташ стронцийсодержащие растворы, взаимодействуя с ангидритами, лишь незначительно обогатили последние целестином (содержание его в приповерхностных гипсах ~1%). В связи со слабой целестинизацией, осветление красноцветов и процесс образования глауконита проявлены в данном случае незначительно.

Рентгенометрическая характеристика глауконита

| Глауконит | | | | | | | | | |
|-------------|----------------------|------------------------|----------------------|-------------------|----------------------|------------------|----------------------|---------------------|----------------------|
| из Чалташа* | | из серой глины Гулисае | | по М. Г. Дядченко | | по В. И. Михееву | | по Л. И. Горбуновой | |
| <i>l</i> | $\frac{d}{n} \alpha$ | <i>l</i> | $\frac{d}{n} \alpha$ | <i>l</i> | $\frac{d}{n} \alpha$ | <i>l</i> | $\frac{d}{n} \alpha$ | <i>l</i> | $\frac{d}{n} \alpha$ |
| 8 | 10,50 | — | — | — | — | 2 | 9,94 | Оч. с. | 10,5 |
| 6 | 5,00 | 3 | 5,54 | — | — | — | — | Оч. оч. сл. | 5,02 |
| — | — | 5 | 4,91 | — | — | 1 | 4,91 | — | — |
| 10 | 4,52 | 6 | 4,48 | Ср. | 4,521 | 4 | 4,49 | С. | 4,54 |
| 8 | 4,04 | 3 | 4,01 | Оч. сл. | 4,167 | — | — | — | — |
| 9 | 3,65 | 8 | 3,64 | Ср. | 3,657 | 4 | 3,67 | Оч. сл. | 3,66 |
| 10 | 3,33 | 9 | 3,31 | Оч. сл. | 3,330 | 6 | 3,313 | Оч. с. | 3,34 |
| — | — | 3 | 3,13 | — | — | — | — | — | — |
| 4 | 3,08 | 3 | 3,05 | Сл. | 3,077 | 2 | 3,092 | Сл. | 3,06 |
| 4 | 2,85 | 2 | 2,84 | Сл. | 2,852 | 2 | 2,859 | — | — |
| 3 | 2,68 | 4 | 2,65 | — | — | 1 | 2,681 | — | — |
| 10 | 2,59 | 10 | 2,57 | Оч. с. | 2,589 | 8 | 2,582 | Оч. оч. с. | 2,598 |
| 9 | 2,39 | 9 | 2,38 | Ср. | 2,400 | 4 | 2,402 | Ср. с. | 2,405 |
| 4 | 2,28 | 3 | 2,26 | Оч. сл. | 2,257 | 1 | 2,256 | Оч. сл. | 2,274 |
| 3 | 2,20 | 3 | 2,21 | — | — | 1 | 1,191 | — | — |
| 4 | 2,13 | 3 | 2,13 | Сл. | 2,146 | 2 | 2,141 | Оч. сл. | 2,132 |
| 4 | 1,995 | 4 | 1,995 | Ср. | 1,994 | 2 | 1,999 | Ср. | 1,983 |
| 2 | 1,861 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 7 | 1,817 | 3 | 1,809 | Оч. сл. | 1,834 | — | — | — | — |
| — | — | 3 | 1,705 | — | — | 1 | 1,718 | Оч. сл. | 1,714 |
| 9 | 1,665 | 6 | 1,663 | С. | 1,665 | 4 | 1,656 | Ср. | 1,656 |
| — | — | 3 | 1,585 | — | — | 1 | 1,596 | — | — |
| 6 | 1,537 | 1 | 1,537 | — | — | — | — | Оч. сл. | 1,539 |
| 10 | 1,512 | 10 | 1,506 | Оч. с. | 1,515 | 4 | 1,516 | Оч. оч. с. | 1,516 |
| — | — | 2 | 1,474 | — | — | 1 | 1,501 | — | — |
| 5 | 1,372 | 3 | 1,434 | — | — | 1 | 1,379 | Оч. оч. сл. | 1,367 |
| 9 | 1,306 | 8 | 1,306 | Сл. | 1,307 | 2 | 1,306 | Ср. | 1,309 |
| 4 | 1,284 | — | — | — | — | 2 | 1,284 | — | — |
| 6 | 1,256 | 4 | 1,253 | Сл. | 1,254 | 1 | 1,254 | Оч. сл. | 1,256 |
| 2 | 1,233 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 4 | 1,201 | 3 | 1,201 | — | — | 1 | 1,203 | — | — |
| 4 | 1,184 | — | — | — | — | — | — | — | — |

* Условия съемки: трубка БСВ — 1; Fe — анод; $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 35 кВ; 12 мА; экспозиция 2,5 час.

Возникновение глауконита здесь, так же как и на Гулисае, предопределилось составом минералов вмещающих пород (слюды, гидрослюды и гематит и др.), слабо восстановительным характером минералообразующих растворов, а также близостью окислительно-восстановительной границы, фиксированной в настоящее время контактом серых осветленных глин и красных неизмененных разностей пород.

Приведенный здесь и ранее материал позволяет предполагать, что глауконитизация является характерным процессом околорудного изменения при образовании эпигенетических целестиновых месторождений в красноцветных терригенных породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбунова Л. И. Глауконит из нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львов. ун-та, кн. 6, 1961.
- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Случаи образования глауконита в континентальных условиях. Зап. Всес. минералог. о-ва, № 1, 1956.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд. Львов. ун-та, кн. 3—4, 1956.
- Могааровский В. В. Глауконитизация глинистых пород как вид околорудного изменения на одном из целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.

Таджикский геологический институт
Госгеолкома СССР,
Душанбе

Дата поступления
19.VII.1963

УДК 553.43+553.44 : 551.736.1 (477.6)

О ПЕРВИЧНЫХ ИСТОЧНИКАХ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

И. М. БЕСПАЛОВ, Ф. А. ГОРДОН-ЯНОВСКИЙ

В нижнепермских отложениях северо-западной части Донецкого бассейна известны многочисленные проявления медной и свинцово-цинковой минерализации, первичноосадочное происхождение которой признается большинством исследователей. Медные минералы (халькозин, борнит, ковеллин, изредка халькопирит, куприт, самородная медь) приурочены к песчано-глинистой картамышской свите (медистых песчаников), согласно залегающей на отложениях верхнего карбона. Свинцово-цинковая минерализация (галенит, сфалерит) в основном концентрируется в низах лежащей выше известняково-доломитовой свиты.

Медная минерализация, как правило, сопровождается бедной свинцово-цинковой. Относительно источника медного и свинцово-цинкового оруденения в нижнепермских свитах Донбасса высказано несколько различных предположений. И. И. Танатар (1915) считает, что источником меди были граниты южной полосы района Никополья и Кривого Рога. Это он обосновывает, с одной стороны, сходным парагенезисом меди и марганца в Никопольском и Криворожском районах с таковым в рудопоявлениях Бахмутской котловины; с другой — аналогичным волнистым погасанием кварцевых зерен. С. И. Евсеева (1941) также считает, что область сноса была расположена юго-западнее главного поля распространения пермских осадков Донбасса. Е. С. Шалыт (1940) приходит к выводу, что источником меди были коренные месторождения Приазовского кристаллического массива (с. Малая Янисоль).

К. Н. Савич-Заблюцкий и И. Ю. Лапкин (1949, стр. 72) считают, «что единственно возможным источником меди рассматриваемых песчаников является зона сульфидного оруденения Донецкого кряжа, образование которой совпадает с концом карбона. В эпоху отложения толщ медистых песчаников эти сульфидные месторождения подвергались эрозии». И. Ю. Лапкин (1961) вновь подтвердил этот вывод. М. М. Константинов (1963) допускает, что источником оруденения для нижнепермских отложений Донбасса могли быть как гидротермальные месторождения Нагольного кряжа, так и лежащие ниже карбонные отложения, где возможно наличие горизонтов, обогащенных свинцом и медью. В подтверждение последнего предположения он приводит данные о наличии вкрапленников галенита в пластах карбонного известняка, прослеженных на протяжении нескольких километров.

Анализ новых сведений по геологии Донбасса, а также наши исследования 1962—1964 гг. по данному вопросу позволяют в настоящее время более определенно говорить об источнике терригенного материала, а также меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донбасса.

Прежде всего необходимо отметить, что жильные месторождения Нагольного кряжа не могли быть источником металлов, так как вмещающие эти месторождения породы карбона в нижнепермское время не подвергались эрозии. Нижнепермские осадки здесь согласно залегают на отложениях карбона: Главный Донецкий антиклиналь образовался в период между нижней и верхней пермью (Нестеренко, Левенштейн, 1953; Нестеренко, 1954). Наши литолого-фациальные исследования подтверждают эти выводы. Замеры падения косых слоев в рудовых и дельтовых образованиях свидетельствуют о поступлении материала для картамышской и известняково-доломитовой свит с юго-запада, юга и юго-востока.

Анализ результатов геологических исследований в районе, расположенном к югу и юго-западу от Донбасса, приводит нас к выводу о том, что здесь имеются рудоносные участки, которые могли быть источником металлов в нижнепермских отложениях Донбасса. Так, Приазовской экспедицией треста «Артемгеология» в районе сочленения южной окраины Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом и в самом массиве за последние годы выявлены контактово-метасоматические (скарновые) образования, а также месторождения и рудопоявления гидротермального генезиса. По данным А. И. Лыкова (1959, 1960), рудные проявления распространены здесь на площади более 600 км² и охватывают бассейны рек Сухой и Мокрой Волновахы, среднее течение р. Кальмиус и верховья р. Грузского Еланчика. Контактво-метасоматические образования приурочены к осадочно-эффузивным породам верхнего девона, карбонатным породам нижнего карбона и докембрийским гранодиоритам. Рудные минералы этих образований представлены магнетитом, гематитом, пиритом, халькопиритом и марказитом. Гидротермальные проявления в виде отдельных месторождений и рудопоявлений обнаружены среди докембрийских пород и отложений палеозоя; представлены они полиметаллическими, кварцево-сульфидными, кварц-карбонатно-сульфидными образованиями в зонах

дробления или трещиноватости. Сульфиды этих типичных гидротермальных образований представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, марказитом, халькопиритом, молибденитом, реже борнитом, ковеллитом, халькозином, арсенопиритом.

В Приазовском районе известна Мало-Янисольская зона милонитизированных пород с медной минерализацией, которая, по данным Н. П. Семененко (1960), прослеживается на десятки километров. И, наконец, в Западном Приазовье известно Петровско-Гнуповское флюорито-карбонатное полиметаллическое месторождение, связанное с разломами в породах приазовского кристаллического комплекса.

Едва ли приведенными данными исчерпываются все сведения о рудоносности восточной части Украинского кристаллического массива, этого большого региона, скрывающего свои рудные богатства под мощным чехлом осадочных отложений.

Н. П. Семененко (1960, стр. 26) считает, что «зона разломов и малых интрузий варисийского возраста в области примыкания кристаллического щита и южных окраин Донбасса представляет собой одну из весьма перспективных металлогенических провинций».

Источником меди, вероятно, были также верхнекарбонные терригенные пестроцветные отложения, размытые на юге Кальмиус-Торецкой котловины в нижнепермское время. Имеются основания предполагать, что именно эти отложения, являющиеся наиболее прибрежными, содержали значительные концентрации сингенетичной меди. В араукаритовой свите (Бахмутская котловина) известно несколько пунктов с медной минерализацией, что позволяет увереннее предполагать наибольшие концентрации ее в прибрежной зоне бывшего бассейна седиментации, т. е. в районе Приазовского кристаллического массива. На несомненность размыва пород карбона в нижнепермское время указывают русловые отложения, выявленные нами в низах картамышской свиты (Кальмиус-Торецкая котловина).

Возможным источником меди, свинца и цинка могло быть гидротермальное полиметаллическое оруденение, выявленное за последние годы буровыми работами треста «Артемгеология» на южном крыле Кальмиус-Торецкой котловины (между Красногорской и Приазовским кристаллическими массивами). По данным В. Ф. Ткаченко (1962), здесь в породах карбона вскрыты небольшие тела межпластовых интрузий основного, среднего и кислого составов. В приконтактных зонах этих интрузий, а порой и в самих интрузиях имеется вкрапленность галенита, сфалерита и халькопирита. Местами минерализация достигает промышленных концентраций. Возраст интрузий, однако, определяется в широких пределах (они прорывают породы среднего карбона и перекрываются триасом), что не дает права уверенно относить их вместе с оруденением к допермским образованиям. Определение абсолютного возраста этих интрузий позволит решать вопрос о том, являлись ли полиметаллические руды, связанные с указанными интрузиями, источником металла при формировании нижнепермских пород Донбасса.

Таким образом, проведенные исследования позволяют считать, что источником меди, свинца и цинка при формировании нижнепермских отложений Донбасса были, с одной стороны, породы зоны сочленения Донбасса с Приазовьем и непосредственно породы Приазовского кристаллического массива с их многочисленными рудными проявлениями, с другой — пестроцветные отложения верхнего карбона.

На примере Донбасса еще раз подтверждаются выводы многих исследователей о том, что для образования в области аккумуляции осадочных руд цветных металлов недостаточно одного перераспределения кларковых содержаний их в области сноса. «В седиментационном процессе не существует механизма, который смог бы собирать эти ничтожные дольки рудных компонентов, отделять их от разбавляющего терригенного безрудного материала и превращать их в рудные накопления» (Страхов, 1962, стр. 72).

В условиях Донбасса, как свидетельствует все изложенное выше, этот довод Н. М. Страхова также сохраняет свое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Евсеева С. И. Пермские отложения Большого Донбасса и их возможные минеральные ресурсы В сб. «Большой Донбасс». Госгеолиздат, 1941.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы. В кн. «Материалы по геологии и газонности нижнепермских отложений юга Русской платформы». Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Лыков А. И. О контактово-метасоматических образованиях юго-западной окраины Донбасса. Тез. докл. межвузов. геол. совещ. Осадочные формации Большого Донбасса и связанные с ними полезные ископаемые. Харьков, 1959.
- Лыков А. И. О кварцевых жилах зоны контакта Приазовского кристаллического массива с палеозоем Донбасса. Тр. ИМП АН УССР, вып. 2, 1960.
- Нестеренко Л. П., Левенштейн М. Л. О верхнекаменноугольных отложениях

- Донецкого бассейна в связи с вопросом о времени проявления основной фазы Донецкого горообразования. Докл. АН СССР, т. 93, № 6, 1953.
- Нестеренко Л. П. О фауне в кремневой гальке конгломератов и галечников различных отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
- Савич-Заблоцкий К. Н., Лапки И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донбасса. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXIV (1), 1949.
- Семеновко Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. В кн. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Изд. АН УССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Танатар И. И. Радиоактивность медистых песчаников Бахмутской котловины и происхождение медных руд. Южный инженер, № 10—11, 1915.
- Ткаченко В. Ф. Про вплив інтрузій на метаморфізм вугілля Південно-Донбаського родовища. Геологічний ж., т. XXII, вип. 4, вид. АН УРСР, 1962.
- Шалыт Е. С. К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса. Материалы по геол. и гидрогеол., сб. № 1, 1940.
- Днепропетровская экспедиция
Укр. НИГРИ

Дата поступления
4.V.1964

УДК 553.612 : 551.762.1 (571.53)

МИНЕРАЛОГИЯ ШАМОЗИТ-КАОЛИНИТОВЫХ ООЛИТОВ ИЗ НИЖНЕЮРСКИХ АРГИЛЛИТОВ БЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Иркутская область)

С. С. ЧЕКИН

Известно, что каолинит и шамозит (бертьерин) имеют сходные кристаллические структуры и оба по существу гипергенные. Однако четкие парагенетические ассоциации этих минералов, видимо, редки и в литературе не описаны. На Бельском месторождении нижнеюрских каолинитовых аргиллитов (20—30 км южнее г. Черемхово в Иркутской области) автором были встречены породы, содержащие своеобразные оолиты. Лабораторное исследование этих оолитов показало, что они сложены шамозитом и каолинитом. Оолиты также представили собой благоприятный объект для выяснения генетических особенностей этих минералов.

1. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

В районе Бельского месторождения на карбонатных породах нижнего кембрия неогласно залегают аллювиально-озерные песчано-глинистые отложения нижней и средней юры, среди которых различают угленосную черемховскую свиту и выше согласно залегающую присаянскую свиту. Каолинитовые аргиллиты с оолитами были отмечены в керне двух скважин, отстоящих одна от другой примерно на 800 м, в каолинитовых аргиллитах в основании черемховской свиты. Разрез по одной из этих скважин следующий (снизу):

| | Интервал |
|--|--------------|
| 1. Брекчия кремнево-глинистая | 38,0—37,0 м |
| 2. Аргиллиты каолинитовые с оолитами | 37,0—25,0 » |
| 3. Сланцы углисто-глинистые | 25,0—24,8 » |
| 4. Алевролиты и песчаники | 24,8—22,0 » |
| 5. Каменный уголь | 22,0—21,0 » |
| 6. Песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными прослоями угля | более 21,0 » |

Оолитсодержащие аргиллиты имеют сланцеватую текстуру, очень плотные, не размокают в воде, светло-зеленовато-серые в нижней части горизонта и темно-серые в верхней. Они сложены мельчайшими субмикроскопическими глинистыми чешуйками, образующими компактную основную массу, рентгенограмма которой типично каолинитовая (см. таблицу). Основная каолинитовая масса имеет ориентированную структуру.

В основную массу погружены крупные оолиты, описанные ниже, и различные алевритовые зерна, среди которых определены каолинит, биотит, частично каолинизированный и хлоритизированный, хлорит, кварц, полевошпат и пирит. Крупные чешуйки глинистых и слюдяных минералов расположены в основном субпараллельно, что подчеркивает слоистость аргиллитов.

2. МИНЕРАЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ ООЛИТОВ

Оолиты представляют собой образования субсферической или эллипсоидальной формы, иногда неправильной округлой, размером от 0,03 до 1,5 мм и редко больше. С поверхности они блестящие, шероховатые, черные или зеленовато-серые, причем их цвет несколько интенсивнее цвета вмещающих аргиллитов.

Межплоскостные расстояния (d , Å) и относительные интенсивности (I) на порошковых рентгенограммах оолитов и аргиллита (из обр. 345) в сравнении с рентгенограммами шамозита и каолинита

| Шамозит (Бриндли, 1951) | | Зеленая оболочка оолитов | | Оолиты | | | | Агрегаты радиальнолучистого строения | | | | Основная масса аргиллита | | Каолинит (Бриндли, 1946) | |
|----------------------------|-----|-----------------------------|-----|-----------|-----|------------------|-----|--------------------------------------|-----|------------------|-----|-----------------------------|-----|-----------------------------|-----|
| | | | | природные | | обработанные HCl | | природные | | обработанные HCl | | | | | |
| d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I |
| — | — | 14,8 | 2 | 14,6 | 2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 7,04 | 10 | 7,1 | 10 | 7,1 | 10 | 7,1 | 10 | 6,98 | 10 | 7,1 | 9 | 7,2 | 7 | 7,15 | 10 |
| 4,66 | 2 | 4,70 | 5 | 4,7 | 3 | — | — | 4,60 | 1 | — | — | — | — | — | — |
| 4,57 | 2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | 4,46 | 2 | 4,42 | 5 | 4,40 | 6 | 4,35 | 2 | 4,44 | 10 | 4,46 | 10 | 4,45 | 4 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 4,35 | 6 |
| 4,27 | 0,5 | 4,24* | 1 | — | — | — | — | — | — | — | — | 4,24* | 1 | — | — |
| — | — | — | — | 4,16 | 4 | 4,17 | 6 | 4,12 | 3 | 4,14 | 10 | — | — | 4,17 | 6 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 4,12 | 3 |
| 3,891 | 1 | 3,84 | 1 | 3,84 | 3 | 3,85 | 3 | 3,81 | 2 | 3,82 | 3 | 3,98 | 1 | 3,837 | 4 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 3,734 | 2 |
| 3,513 | 10 | 3,53 | 10 | 3,53 | 10 | 3,55 | 10 | 3,49 | 8 | 3,57 | 9 | 3,58 | 10 | 3,566 | 10 |
| — | — | 3,35 | 3 | 3,36 | 2 | 3,37 | 3 | 3,34 | 2 | 3,35 | 3 | 3,35 | 2 | 3,365 | 4 |
| — | — | — | — | — | — | 3,12 | 1 | — | — | — | — | — | — | 3,138 | 2 |
| — | — | 2,81 | 1 | — | — | — | — | — | — | 3,11 | 1 | — | — | 3,091 | 2 |
| — | — | — | — | — | — | 2,75 | 2 | — | — | 2,74 | 2 | 2,69 | 1 | 2,748 | 2 |
| 2,673 | 4 | 2,67 | 5 | 2,67 | 5 | — | — | 2,64 | 4 | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 2,55 | 5 | 2,57 | 5 | — | — | 2,56 | 4 | 2,57 | 5 | 2,553 | 8 |
| 2,514 | 10 | 2,502 | 10 | 2,51 | 8 | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,521 | 4 |
| — | — | — | — | — | — | 2,497 | 5 | 2,491 | 5 | 2,491 | 4 | 2,502 | 5 | 2,486 | 9 |
| 2,399 | 4 | 2,398 | 1 | 2,420 | 4 | 2,393 | 1 | 2,393 | 2 | — | — | — | — | 2,374 | 7 |
| 2,332 | 0,5 | 2,328 | 3 | 2,347 | 5 | 2,336 | 6 | 2,323 | 3 | 2,343 | 5-4 | 2,343 | 6-5 | 2,331 | 10 |
| 2,269 | 0,5 | 2,280 | 2 | 2,289 | 4 | 2,285 | 5 | 2,266 | 2 | 2,285 | 3 | 2,294 | 4-3 | 2,284 | 9 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,243 | 1 |
| — | — | — | — | — | — | 2,182 | 2 | — | — | 2,195 | 1 | 2,204 | 1 | 2,182 | 3 |
| 2,137 | 6 | 2,124 | 5 | 2,136 | 4 | — | — | 2,100 | 1 | — | — | — | — | 2,127 | 2 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,057 | 1 |
| 2,007 | 1 | 1,990 | 1 | 1,997 | 4 | 1,987 | 5 | 1,983 | 2 | 1,994 | 3 | 1,994 | 4 | 1,985 | 7 |
| — | — | — | — | 1,940 | 1 | 1,936 | 2 | — | — | 1,940 | 1 | — | — | 1,935 | 4 |
| 1,890 | 1 | 1,883 | 1 | 1,898 | 1 | 1,898 | 1 | — | — | — | — | 1,901 | 1 | 1,892 | 2 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,865 | 1 |

Продолжение таблицы

| Шамозит (Бриндли, 1951) | Зеленая оболочка оолитов | | Оолиты | | | | Агрегаты радиальнолучистого строения | | | | Основная масса аргиллита | | Каолинит (Бриндли, 1946) | |
|----------------------------|-----------------------------|-----|-----------|------------------|-------|-------|--------------------------------------|------------------|-------|---|-----------------------------|---|-----------------------------|---|
| | d | I | природные | обработанные HCl | d | I | природные | обработанные HCl | d | I | d | I | | |
| — | — | — | 1,838 | 1 | 1,838 | — | — | — | 1,841 | 2 | 1,847 | 1 | 1,835 | 4 |
| — | — | 2—1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,805 | 1 |
| 1,765 | 4 | 4 | 1,761 | 4 | 1,783 | 1,738 | 1 | 1,738 | 1,791 | 2 | 1,788 | 1 | 1,778 | 5 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,704 | 1 |
| 1,662 | 0,5 | 3 | 1,664 | 4 | 1,659 | 1,657 | 2 | 1,657 | 1,661 | 3 | 1,659 | 5 | 1,682 | 2 |
| — | — | 1 | 1,619 | 3 | 1,615 | 1,607 | 1 | 1,607 | 1,617 | 2 | 1,617 | 2 | 1,659 | 8 |
| — | — | — | 1,586 | 1 | 1,578 | — | — | — | — | — | — | — | 1,616 | 6 |
| 1,553 | 7 | 8 | 1,554 | 1 | 1,539 | 1,541 | 5 | 1,541 | 1,545 | 2 | 1,554 | 3 | 1,581 | 4 |
| 1,518 | 3 | 4 | 1,519 | 5 | 1,483 | 1,506 | 3 | 1,506 | 1,488 | 4 | 1,487 | 6 | 1,539 | 5 |
| — | — | 3 | 1,488 | 6 | — | 1,482 | 4 | 1,482 | 1,488 | 4 | — | — | — | — |
| 1,480 | 1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,486 | 9 |
| — | — | — | 1,455 | 1 | — | 1,440 | 1 | 1,440 | 1,453 | 1 | 1,453 | 6 | 1,464 | 2 |
| 1,422 | 1 | 4 | 1,423 | 4 | — | 1,409 | 1 | 1,409 | — | — | — | — | 1,449 | 4 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,426 | 4 |

Примечание. Условия съемки: трубка БСВ — 2, анод — Со, D = 57,3 мм, d = 0,3 мм, 45 кВ, 10 мА, экспозиция 3 час, излучение Fe, без фильтра. Звездочкой отмечены рефлексы кварца.

Оолиты встречаются в количестве от 3 до 12 на 1 см² площади шлифа. Оолиты черного цвета были тщательно отобраны и подвергнуты рентгеноструктурному, термическому и химическому анализам. Помимо этого, микроскопически и рентгеноскопически изучались оолиты, обработанные 10%-ным раствором HCl на водяной бане в течение нескольких минут. После такой обработки шамозит разрушался и можно было более тщательно изучить сопутствующие ему минералы, нерастворимые в HCl.

На рентгенограмме оолитов (см. таблицу) видны рефлексы, характерные для шамозита (бертьерина) и каолинита. Рефлекс при 14,6 кХ, видимо, указывает на небольшую примесь хлорита. На рентгенограмме оолитов, обработанных HCl, полностью исчезли рефлексы шамозита и более резко обозначились каолиновые рефлексы.

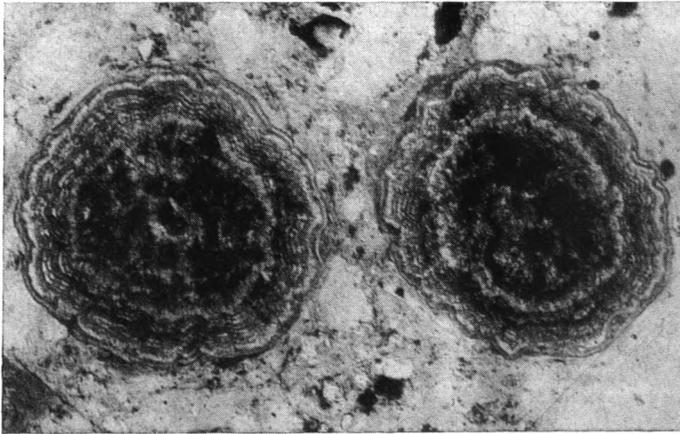
На кривых нагревания оолитов (фиг. 1) выделяется широкий эндотермический пик с максимумом около 560—600°С и небольшой экзотермический пик с максимумом около 940—980°С, что указывает на каолиновую природу анализируемого материала.

Эндотермическая реакция в оолитах начинается при 460°С и заканчивается при 710°С, достигая максимального значения при 560—600°С. Если сравнить этот пик с соответствующим отрезком кривой нагревания каолинита, то сразу выявляются следующие отличия: эндотермический пик каолинита имеет резко выраженные точки перегиба при 540 и 650°С, тогда как эндотермическая реакция в оолитах начинается с 470°С и заканчивается при 710°С. На правой ветви этого пика заметна дополнительная эндотермическая остановка в пределах 650—710°С. Известно, что на кривых нагревания минералов шамозитового типа имеется один эндотермический пик с максимумом при 570°С, обусловленный удалением гидроксильной воды (Иванова, 1949). Кроме того, было установлено (Orcell, Hénin, Caillère, 1949), что эндотермическая реакция для шамозита протекает в широком температурном интервале. Очевидно, широкий эндотермический пик на приводимых кривых нагревания следует рассматривать как два эндотермических пика, а именно шамозитовый и каолиновый пики, накладывающиеся друг на друга.

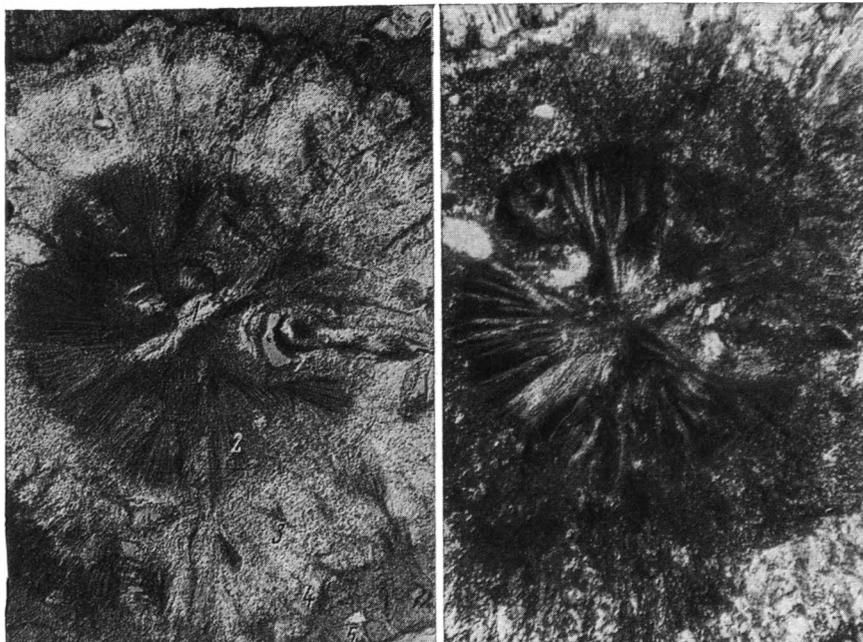


Фиг. 2. Микрофотография шлифа оолитсодержащего аргиллита

Видны два оолита с шамозитовыми оболочками (темно-серое). Центральные части оолитов представлены каолинитом с небольшой примесью шамозита. Во вмещающей массе и в оолитах видны алевритовые зерна биотита, каолинита и кварца. Без анализатора

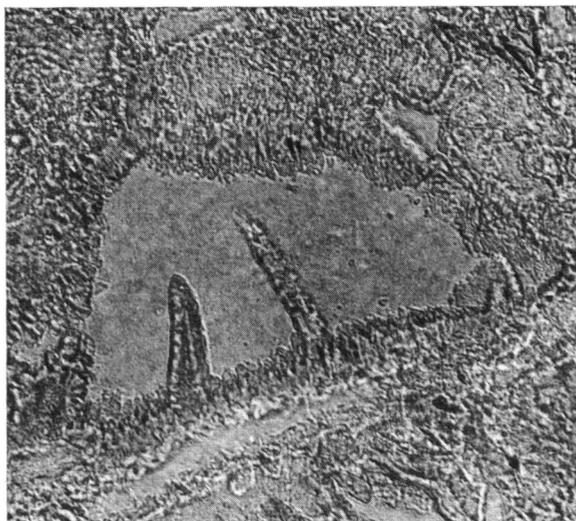


Фиг. 3. Оолиты с тонкими чередующимися шамозитовыми (серое и темно-серое) и каолинитовыми (светлое) оболочками
Без анализатора. Увел. 30



Фиг. 4. Строение оолита I типа

Слева — без анализатора, справа николи +. Увел. 150. 1 — светлое ядро (агрегат мелкозернистого каолинита), зона 2 — радиальнолучистого строения (агрегат каолинита и шамозита), 3 — мелкозернистого каолинита с примесью шамозита, 4 — более крупнозернистого каолинита, 5 — шамозита. На левом снимке в правом нижнем углу видны еще две очень тонкие оболочки каолинита и шамозита. Светлые крупные зерна — кварц. В зоне 2 справа и в зоне 3 снизу слева видны включения глинистого материала, представляющие собой, видимо, илстые осадки, захваченные оолитом, так же как и зерна кварца и других минералов, при его росте



Фиг. 5. Включение глины в оолите

Центральная часть — глинистый агрегат криптозернистого строения; с высоким рельефом — шамозит мелкозернистого строения. Николи частично скрещены. Увел. 360

На кривых нагревания выделяется еще широкий пологий экзотермический пик с максимумом около 300—400°С. Экзотермическая реакция в этом температурном интервале обусловлена окислением Fe^{2+} в Fe^{3+} и соответственно переходом закисно-железистого шамозита в окисно-железистый (Brindley, Youell, 1953).

Химический состав оолитов следующий (%) ¹: SiO_2 35,68; TiO_2 0,01; Al_2O_3 32,86; Fe_2O_3 0,78; FeO 19,63; MgO 0,08; CaO следы; K_2O нет; Na_2O нет; H_2O^+ 9,57; H_2O^- 1,27; сумма 99,87. Пересчет химического анализа на минеральный состав в соответствии с данными рентгеноструктурного и термического анализов дает 41% шамозита (бертье-рина) состава $(Al_{1,48}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{4,5})(OH)_8(Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10})$ и 59% каолинита. Однако для каолинита не хватило примерно 20% воды. В зеленовато-серых оолитах содержание окисла железа меньше (Fe_2O_3 1,71%; FeO 10,18%) почти в два раза, чем в черных оолитах, что указывает, видимо, на меньшее (примерно в два раза) содержание в них шамозита.

Микроскопическое изучение оолитов показало, что они имеют концентрически-зональное строение, выражающееся в чередовании светлых, бурых и зеленых зон, сложенных каолинитом или шамозитом, или этими двумя минералами вместе (фиг. 2, 3). В оолитах повсюду включены мельчайшие зерна кварца, биотита и других минералов, которые встречаются в основной массе аргиллита, а также глинистые агрегаты, подобные основной массе аргиллитов. Помимо одиночных оолитов встречаются и сложные, состоящие из 2—3 и более оолитов, имеющих общие оболочки. По строению в основном выделяются оолиты двух типов: первые (черные оолиты из верхней части аргиллитовой толщи) характеризуются толстой зеленой шамозитовой оболочкой (см. фиг. 2), вторые (зеленовато-серые оолиты из нижней части аргиллитовой толщи) — тонкими чередующимися зеленовато-бурыми шамозитовыми и светлыми каолинитовыми зонами (см. фиг. 3).

Оолиты I типа. В оолитах этого типа в основном выделяется до 5 и более зон (оболочек), отличающихся друг от друга либо составом, либо строением (фиг. 4).

1. Ядро (центральная часть оолитов) размером 0,1—0,2 мм, обычно неправильной формы, — агрегат микрозернистого каолинита с чешуйками биотита, каолинизированного или хлоритизированного (шамозитизированного?) биотита.

2. Зеленовато-бурая зона радиальнолучистого (сферолитового) строения шириной 0,2—0,4 мм, $N_{ср} \approx 1,600$.

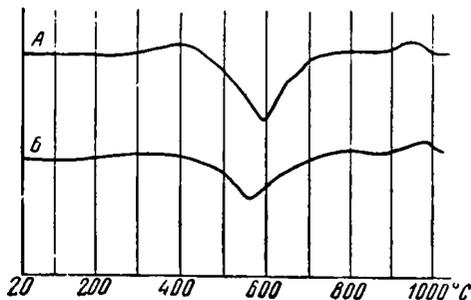
3. Светлая зона шириной 0,20—0,25 мм, сложенная микрозернистым каолинитом с примесью шамозита. Зерна каолинита размером 0,001—0,01 мм, лапчатой формы. Показатель преломления 1,560—1,570. Включает иногда 3—4 невыдержанные концентрические зонки (шириной 0,001—0,005 мм), обогащенные шамозитом. С внешней стороны этой зоны почти постоянно прослеживается тонкая зонка шамозита шириной 0,005—0,01 мм. Граница 2 зоны с 3 неровная, резко извилистая.

4. Светлая зона шириной 0,01—0,02 мм. Состоит из многочисленных зерен каолинита ($N_{ср} \approx 1,556—1,554$) более крупных, чем в 3 зоне. Во многих оолитах эта зона отсутствует.

5. Зеленая и буровато-зеленая, зеленовато-бурая шамозитовая зона шириной 0,12—0,15 мм. Показатель преломления до 1,635. Строение радиальнолучистое или микрозернистое. С внешней стороны этой зоны выделяются тонкая, шириной около 0,005 мм, светлая оболочка (каолинитовая?) и тонкая прерывистая зеленая оболочка такой же ширины (шамозитовая?).

Однако в некоторых оолитах отсутствуют четко выраженные 2, 3 и 4 зоны, на месте которых может присутствовать тонкозернистый агрегат шамозита с отдельными участками тонкозернистого каолинита.

В агрегате радиальнолучистого строения (зона 2) по радиальным узким полоскам сконцентрированы мелкие зерна шамозита размером около 0,001 мм. В этой зоне встречаются небольшие участки микрозернистого каолинита и шамозита. Рентгенограмма радиальнолучистого агрегата (см. таблицу) указывает на присутствие шамозита и каолинита. После обработки HCl в этом агрегате сохраняется радиальнолучистое строение, показатель преломления его снижается до 1,560, а на рентгенограмме видны только рефлексы каолинита. Эти данные указывают на то, что агрегат радиальнолучисто-



Фиг. 1. Дифференциальные кривые нагревания оолитов:

A — черных; B — зеленовато-серых

¹ Аналитик М. Г. Замуруева.

го строения сложен преимущественно каолинитом, в котором распределены зерна шамозита.

Зеленая или зеленовато-бурая оболочка (5 зона), сложенная преимущественно шамозитом, во многих оолитах неоднородна по своему строению. В ней буровато-зеленые или зеленые участки с поперечно-волокнистым строением, сложенные преимущественно шамозитом, чередуются с бурыми участками микрозернистого строения, сложенными шамозитом и каолинитом.

На приведенных микрофотографиях видно, что в шамозитовой оболочке встречаются зерна кварца, участки глинистой вмещающей массы и другие материалы. На фиг. 5 показан участок глинистой массы, включенной в оолит. Этот участок облекается и пронизывается шамозитом, причем строение контакта шамозита с глиной (каолинитовой), видимо, указывает на замещение последней шамозитом.

В некоторых случаях наблюдается замещение шамозита пиритом.

Как уже указывалось, оолиты имеют в основном эллипсоидную форму, причем длинной осью они расположены вдоль слоистости или сланцеватости, а отношение осей составляет 0,90—0,95. При этом эллипсоидность оолитов обусловлена различной толщиной шамозитовой оболочки (зона 5): она толще по горизонтальной оси и тоньше по вертикальной.

Оолиты II типа (см. фиг. 3). В оолитах второго типа выделяется бурая центральная часть, представленная агрегатом тонкозернистых шамозита и каолинита, в котором чешуйки шамозита расположены беспорядочно (редко радиально), и внешней части толщиной 0,20—0,25 мм, имеющей концентрическое многозональное строение, выражающееся в чередовании тонких шамозитовых и каолинитовых зон. Эти концентрические зоны извилистые и субпараллельные. Шамозитовые зоны зеленого или буровато-зеленого цвета, ширина их колеблется от 0,004 до 0,01 мм, но обычно около 0,005 мм, причем ширина каолинитовых зон иногда достигает до 0,03 мм. Следует отметить, что выделение шамозитовых и каолинитовых зон условное, так как и те и другие сложены обычно двумя этими минералами при преобладании одного из них.

Характерной особенностью этих оолитов является то, что строение их, по крайней мере в пределах одного шлифа, аналогично (см. фиг. 3). Более того, оолиты из образцов, отобранных из двух соседних скважин с глубины 30—35 м, имеют примерно одно и то же число зон (около 24) и почти одинаковое их строение.

В оолитах этого типа также включены мелкие зерна кварца и других минералов, но их очень немного. Аналогично оолитам I типа, описываемые оолиты также имеют эллипсоидную форму.

3. ВЫВОДЫ

Морфология и строение оолитов, рассмотренные выше, позволяют предполагать образование их при диагенезе глинистых осадков и аутигенное образование слагающих эти оолиты шамозита и каолинита путем синтеза из соответствующих компонентов илового раствора.

Чередование в оолитах каолинитовых и шамозитовых оболочек (или зон), видимо, указывает, особенно для оолитов II типа, на периодические колебания физико-химических условий среды. Эти колебания могли быть вызваны многими причинами (изменением pH, Eh, концентрацией различных компонентов в растворе, температурой и многими другими).

Было показано, что образование шамозита зависит от присутствия в осадке $S_{орг}$, которое расходуется при этом на редукцию Fe^{3+} в Fe^{2+} (Страхов, Залманзон, 1955). Интересно отметить, что только в образце, содержащем оолиты I типа, были обнаружены 0,15% $S_{орг}$ и ни в одном из образцов, содержащих оолиты II типа, $S_{орг}$ не был обнаружен. Можно предположить, что на своеобразном строении оолитов II типа (в отличие от оолитов I типа) сказался резкий недостаток $S_{орг}$ в осадке.

Эллипсоидная форма оолитов (отмечаемая лишь в периферических частях оолитов) указывает, видимо, на то, что образование их происходило вплоть до той стадии диагенеза, в которую осадок претерпел некоторое уплотнение. При уплотнении глинистые частицы, вероятно, стремились ориентироваться горизонтально поверхности осадка своими наиболее развитыми поверхностями (001). Поэтому поступление минералообразующих компонентов к оолитам было неодинаково с различных сторон.

На конечных стадиях образования оолитов происходило частичное замещение каолинита шамозитом, как это наблюдается в периферических частях оолитов и по краям захваченных оолитом участков вмещающей глинистой массы.

Из всего сказанного выше, очевидно, можно сделать вывод о том, что при некоторых условиях аутигенное глинообразование (каолинитообразование) играет довольно большую роль в существенно глинистых осадочных породах. Только редкость ясно выраженных новообразованных минералов затрудняет более точное определение их значения в формировании этих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В. Каолиновые минералы. В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. Изд. иностр. лит. с. 44—102, 1955.
- Иванова В. П. Хлориты, Тр. Ин-та геол. наук, вып. 120, сер. петрогр., № 35, 1949.
- 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.
- Brindley G. W., Youell R. F. Ferrous chamosite and ferric chamosite. Mineral. Mag., v. 30, No. 220, 1953.
- Orcel J., Hénin S., Cacillère S. Sur les silicates philliteaux des minerais de fer oolithiques. Compt. rend Acad. Sci. No. 2, 1949.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР
Москва

Дата поступления
16.IV.1964

УДК 553.623

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПЕСКОВ СССР ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Б. С. ЛУНЕВ

Дифференциацию песков по химическому и минеральному составу изучали с различных позиций (Калинко, 1948; Логвиненко и Лазаренко, 1962; Пустовалов и Султанов, 1946 г. и др.). Но успешного решения тех или иных проблем дифференциации можно ожидать лишь в том случае, если в первую очередь разобраться с химизмом современных и четвертичных отложений. Интересным объектом, с этой точки зрения, является современный аллювий. Исследования по тяжелым минералам четвертичного аллювия показали, что состав его меняется по климатическим поясам, с возрастом отложений, по фациям, в связи с питающими провинциями, зависит от типа аллювия (горный, равнинный, горно-равнинный), неотектоники и крупности изучаемых обломков. Здесь мы разберем: а) характер дифференциации песков аллювия по валовому химическому составу и возможные ее причины; б) дифференциацию тяжелых минералов аллювия по химическому составу в связи с размером гранулометрических фракций.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВАЛОВОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕСКОВ

Вопросы дифференциации аллювия рассматривались многими исследователями. Однако в большинстве случаев это была качественная оценка того или иного процесса; решение вопросов хотя и подкреплялось цифровым материалом, но исследование ограничивалось небольшой территорией. Для выяснения количественного изменения химического состава песков аллювия автором были обработаны материалы по аллювию различных рек СССР; всего учтено 444 анализа, часть из которых получена в результате пересчета геометрико-химическим методом П. Н. Чирвинского (1937). В работу включены анализы, заимствованные из литературных источников.

Аллювиальные отложения, формирующиеся в горах, на равнинах и на стыке этих двух областей, существенно отличаются не только по гранулометрическому, минеральному, но и по химическому составу. Химические элементы и окислы, входящие в состав песков, распределяются в зависимости от типа аллювия (горный, равнинный и горно-равнинный) достаточно закономерно.

Кремнезем, например, составляет почти всегда более 90% в равнинном аллювии, 80—90% в горно-равнинном и 70—80% в горном аллювии; глинозем 1—5% в равнинном, 4—6% в горно-равнинном и 10—15% в горном аллювии; окись кальция — менее 1% в равнинном, 1—3% в горно-равнинном и 2—6% в горном аллювии; окись магния — менее 0,5% в равнинном, 0,5—1% в горно-равнинном и 0,5—2% в горном аллювии; окись железа 0,5—1,5% в равнинном, 2—3% в горно-равнинном и 2—4% в горном аллювии. Подробные данные о составе песков сведены в таблицу 1.

В дополнение к результатам непосредственного определения химического состава песков приведем данные геометрико-химического пересчета. Так, на обширных территориях Русской равнины в бассейнах Днепра, Дона, Оки, пески богаты кварцем, и потому количество кремнезема по расчетам велико. На Днепре SiO_2 составляет более 95%, на Среднем Дону приближается к 100%, в дельте Дона около 90—95%. На реках Западной Сибири и Средней Азии количество кремнезема в песках равнинного аллювия заметно сокращается. Расчеты химического состава, сделанные по минералогическим

данным П. П. Авдусина (1956) для аллювия многих крупных горных рек Сибири (Енисей, Абакана, Иркута, Семы, Ангары, Алея), показали существенное отличие песков аллювия горных районов от аллювия равнин (см. табл. 1).

Общеизвестно, что графическое изображение многочисленных данных помогает вскрыть или глубже понять те или иные закономерности природы. С этой целью некоторые данные из таблицы перенесены на фиг. 1, которая напоминает общеизвестный график А. Н. Заварицкого (1950). Однако принцип построения данного графика и содержание его имеют свою особенность. Каждый анализ песка включает в себя пять окислов: два из них наносятся в масштабе по оси ординат (SiO_2) и абсцисс (Al_2O_3). Результат построений обозначается условным знаком (круг, точка и т. д.). В найденной точке в равных масштабах откладывают по оси ординат содержание Fe_2O_3 , а по оси абсцисс — MgO . Затем строят диагональ прямоугольника (равнодействующую), по направлению которой указывают содержание CaO в масштабе, приведенном на фиг. 1 для этого окисла.

Как видно из фигуры, все анализы равнинного аллювия (поле I) заняли левый нижний угол графика, что указывает на высокое содержание SiO_2 и малое количество Al_2O_3 ; векторы с полыми кружками короткие, что означает малое содержание CaO . Промежуточное положение векторов между осями абсцисс и ординат объясняется более или менее одинаковым содержанием Fe_2O_3 и MgO .

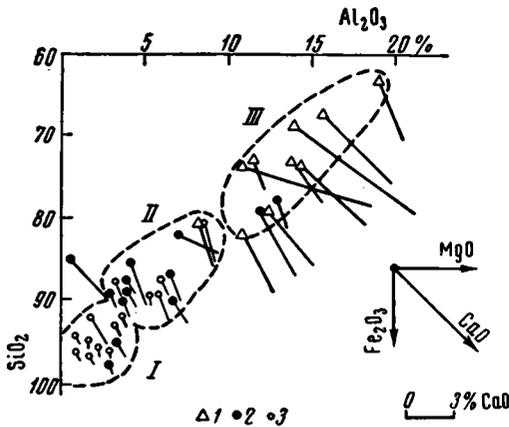
Анализы горного аллювия (поле III) на фиг. 1 расположились в правом верхнем углу, векторы длинные, наклон их более или менее пологий и совпадает с направлением векторов равнинного аллювия. Все это указывает на то, что горный аллювий богат глиноземом, окисью кальция и беден кремнеземом. Соотношение MgO и Fe_2O_3 горного аллювия близко к соотношению в аллювии равнин; абсолютное же содержание этих двух окислов, как видно из табл. 1, в горном и равнинном аллювии различно. Анализы аллювия горно-равнинного типа (поле II) находятся в середине графика, что вполне закономерно.

Последовательно выраженная дифференциация химического состава аллювия по мере перемещения от гор к равнинам заключается в различии минерального состава песков. Как известно, пески горных районов полимиктовые. Наравне с кварцем они содержат много разноцветных кремней и яшм, содержащих значительное количество окиси железа. В этих песках также большое количество полевых шпатов, за счет которых образуется много глинозема, окиси кальция и щелочей. Высокое содержание тяжелых минералов в горном аллювии дополнительно увеличивает количество окислов кальция, магния, железа и щелочей. На равнинах скапливается материал, который уцелел от физического и химического выветривания в процессе переноса с гор на равнины. Наиболее распространенным минералом в таких песках оказывается кварц.

Неравномерное распределение минералов в горах и на равнинах обусловлено составом горных пород питающих провинций и характером неотектонических движений.

В горах, как правило, преобладают изверженные и метаморфические горные породы, при разрушении которых в аллювий поступает много полевых шпатов, тяжелых силикатов, кремней и яшм. В связи с интенсивными движениями земной коры вероятность формирования мономинеральных кварцевых песков с высоким содержанием кремнезема невелика. Совершенно другая обстановка на равнинах. Здесь изверженные горные породы почти отсутствуют. Горные породы питающих провинций часто состоят из песков (песчаников), уже богатых кварцем. К числу таких следует относить продукты перемыва кор выветривания. Слабые тектонические подвижки земной коры позволяют многократно перемывать аллювий, в результате чего сохраняется лишь наиболее устойчивый минерал — кварц. Поэтому пески равнин имеют много кремнезема.

Цифры, приведенные в табл. 1 и на фиг. 1, позволяют по химическому составу судить о типе аллювия и условиях, в которых он формировался. Дальнейшие, более детальные исследования современного аллювия с некоторой степенью условности могут быть, вероятно, использованы для решения тех или иных палеогеографических задач.



Фиг. 1. График химического состава аллювиальных четвертичных песков СССР

1 — горный аллювий; 2 — горно-равнинный аллювий; 3 — равнинный аллювий

составу судить о типе аллювия и условиях, в которых он формировался. Дальнейшие, более детальные исследования современного аллювия с некоторой степенью условности могут быть, вероятно, использованы для решения тех или иных палеогеографических задач.

Таблица 1

Химический состав аллювиальных песков, вес. %

| Реки | Компоненты | | | | | | | | | П. п. п. | Количество анализов |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------------|-----------------|------------------|----------|---------------------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | Na ₂ O + K ₂ O | SO ₃ | H ₂ O | | |
| Равнинный аллювий | | | | | | | | | | | |
| Кама | 94,98 | 0,11 | 1,02 | 0,54 | 0,41 | 0,30 | 1,23 | 0,12 | — | 1,00 | 25 |
| Белая | 88,10 | — | 2,92 | 3,33 | 0,82 | 0,68 | — | — | — | 1,46 | 11 |
| Волга | 95,92 | — | 0,74 | 0,41 | 0,64 | 0,45 | — | — | — | 0,83 | 13 |
| Кама | 87,42 | — | 5,76 | 2,11 | 1,12 | 0,86 | — | — | — | 1,88 | 44 |
| Дон | 96,50 | — | 2,28 | 0,72 | 0,20 | 0,07 | — | 1,71 | 0,20 | 0,29 | 1 |
| Иловля | 95,42 | — | 2,38 | 0,82 | 0,80 | 0,08 | — | 0,27 | 0,12 | 0,70 | 1 |
| Ока | 95,90 | — | 1,52 | 1,11 | 0,30 | 0,07 | 0,84 | 0,03 | 0,24 | 0,54 | 7 |
| Вятка | 95,75 | 0,09 | 1,22 | 1,17 | 0,43 | 0,51 | — | 0,95 | — | 0,70 | 14 |
| Быстрица | 92,96 | — | 3,25 | 1,29 | 0,77 | 0,45 | 1,35 | — | — | 0,94 | 47 |
| Тобол | 91,96 | — | 1,82 | 1,11 | 2,02 | 0,66 | 1,53 | 0,03 | — | 1,17 | 10 |
| Иртыш | 80,49 | — | 8,56 | 3,69 | 2,41 | 0,58 | 3,60 | 0,18 | 0,03 | 0,56 | 10 |
| Иртыш* | 89,00 | 0,10 | 5,79 | 0,51 | 2,02 | 0,35 | 1,44 | — | 0,16 | 0,14 | 1 |
| Амур* | 89,67 | — | 5,21 | 0,24 | 0,32 | — | 4,17 | — | — | 0,35 | 1 |
| Ермутла и др. | 91,91 | — | 3,65 | 1,49 | 0,68 | 0,41 | — | 0,04 | — | 1,05 | 14 |
| Горно-равнинный аллювий | | | | | | | | | | | |
| Кама | 94,90 | — | 2,50 | 0,62 | 0,70 | 0,50 | — | — | — | — | 1 |
| Кама | 89,00 | — | 6,52 | 2,20 | 1,75 | 1,18 | — | — | — | — | 1 |
| Урал—Сакмара | 89,48 | 0,25 | 3,99 | 1,90 | 1,00 | 1,04 | 1,09 | — | 0,34 | 1,35 | 3 |
| Ишим | 84,72 | — | 3,92 | 2,72 | 2,91 | 0,79 | 2,10 | — | — | 1,97 | 5 |
| Обь* | 84,78 | 0,01 | 0,52 | 0,10 | 3,37 | 0,08 | 2,00 | — | 0,05 | 0,07 | 9 |
| Томь | 79,25 | 0,03 | 11,85 | 0,35 | 4,77 | 0,16 | 2,56 | — | 0,12 | 0,23 | 7 |
| Ишим | 82,00 | 0,24 | 7,19 | 1,16 | 2,64 | 2,87 | 2,14 | 0,02 | 0,52 | 0,15 | 1 |
| Суйфун | 77,60 | — | 13,10 | 2,25 | 1,95 | 0,66 | — | 0,03 | — | 1,36 | 11 |
| Чусовая | 88,69 | — | 4,30 | — | 1,15 | 0,83 | — | — | — | 1,88 | 1 |
| Белая | 97,57 | 0,18 | 2,86 | 3,06 | 0,53 | 0,59 | 0,50 | 0,03 | — | 0,57 | 20 |
| Уфа | 89,15 | — | 4,39 | 2,92 | 0,93 | 0,44 | 1,00 | 0,01 | — | 1,05 | 11 |
| Урал | 87,00 | — | 5,95 | 3,21 | 1,97 | 1,35 | — | 0,04 | — | 1,30 | 45 |
| Сакмара | 88,52 | — | 4,57 | 2,32 | 1,36 | 1,16 | — | 0,04 | — | 2,01 | 11 |
| Горный аллювий | | | | | | | | | | | |
| Белая | 80,41 | — | 8,42 | 3,54 | 2,72 | 0,78 | — | 0,29 | — | 2,26 | 23 |
| Терек | 62,86 | — | 19,11 | 6,43 | 4,35 | 2,62 | — | 0,09 | 3,50 | — | 10 |
| Кара-Дарья | 72,70 | — | 13,80 | 2,80 | 3,21 | 1,90 | — | Следы | — | 5,61 | 3 |
| Ангара | 74,62 | — | 12,79 | 2,71 | 1,89 | 1,36 | 0,15 | » | — | 1,01 | 29 |
| Ока | 72,78 | — | 11,52 | 3,70 | 1,80 | 1,62 | — | 0,05 | — | 1,19 | 48 |
| Енисей* | 68,59 | 0,03 | 13,97 | 0,21 | 9,35 | 0,55 | 3,04 | — | 0,05 | 0,11 | 1 |
| Абакан* | 73,60 | 0,03 | 14,26 | 0,26 | 6,54 | 0,25 | 3,09 | 0,03 | 0,24 | 0,04 | 1 |
| Иркут* | 73,55 | — | 10,93 | 0,07 | 8,55 | 0,43 | 2,32 | — | 0,01 | 0,08 | 1 |
| Сема* | 67,32 | 0,38 | 15,67 | 1,81 | 6,25 | 1,46 | 4,18 | 0,05 | 0,94 | 0,18 | 1 |
| Ангара* | 81,84 | 0,03 | 10,89 | 0,28 | 3,82 | 0,13 | 2,35 | 0,03 | 0,26 | 0,09 | 1 |
| Алей* | 78,80 | 0,07 | 12,52 | 0,40 | 4,46 | 0,26 | 2,88 | — | 0,14 | 0,11 | 1 |
| Равнинный аллювий | 73,37 | 0,11 | 13,08 | 2,02 | 4,81 | 1,03 | 2,57 | 0,05 | 0,75 | 1,07 | 119 |
| Горно-равнинный аллювий | 87,13 | 0,14 | 5,51 | 1,91 | 2,69 | 0,89 | 1,63 | 0,03 | 0,26 | 1,08 | 126 |
| Горный аллювий | 91,85 | 0,10 | 3,29 | 1,32 | 0,92 | 0,39 | 2,20 | 0,42 | 0,15 | 0,83 | 199 |

* Геометро-химический пересчет: Кама верхняя; Белая, низовья (Кирсанов и др. 1957); Волга средняя (Полянин, 1955); Кама нижняя (там же); Дон, широта Волгограда (Вахрушев, Романов, 1951); Иловля, р-н Волгограда (там же); Ока, Московской обл. (Голубева и др. 1960); Вятка средняя; Быстрица (бассейн Вятки); Тобол, г. Кустанай; Иртыш, г. Павлодар; Иртыш, г. Омск; Амур, 30 км выше устья Бурен; Ермутла, Исеть, Бигель, Б. Ук, Тобол, Ирга — все в Тюменской области; Кама, г. Березинки; Кама, г. Пермь; Урал и Сакмара, г. Оренбург; Ишим, г. Есиль; Обь, г. Новосибирск; Томь, г. Томск; Ишим, на параллели г. Кустаная; Суйфун, 70 км от г. Владивостока; Чусовая (Кожухов, 1960); Al₂O₃ и Fe₂O₃ даны вместе; Белая, г. Уфа; Уфа, устье; Урал, г. Оренбург и Орск; Сакмара, г. Оренбург; Белая (Кавказ), г. Белореченск; TiO₂ и Al₂O₃ даны вместе; Терек (Кавказ); Кара-Дарья, г. Самарканд; Ангара, г. Иркутск — Усолье — Сибирское; Ока (Сибирская); Енисей, г. Минусинск; Абакан близ устья; Иркутск; Сема близ устья Катунь; Ангара, г. Иркутск; Алей, г. Алейск.

При поисках различных видов строительных материалов, формовочных и стекольных песков в четвертичном аллювии следует учитывать общие закономерности распределения окислов в зависимости от типа аллювиальных песков.

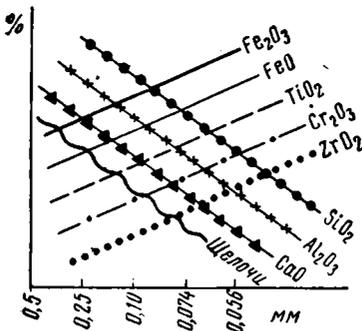
ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ АЛЛЮВИЯ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Исследования дифференциации тяжелых минералов аллювия по химическому составу проводили по следующей методике. Брали навеску песка 100 г фракции $<0,5$ мм, просеивали ее на ситах. При помощи делительных воронок и бромформа получали тяжелые минералы. Рассев тяжелых минералов на гранулометрические фракции 0,5—0,25; 0,25—0,1; 0,1—0,074; 0,074—0,056 и $<0,056$ мм проводили в сухой среде. Магнитом и электромагнитом соответственно выделяли магнитные и электромагнитные минералы. Взвешивали на аналитических весах. Определения минералов производили по каждой гранулометрической фракции на бинокулярном микроскопе. В подсчет включали 500 зерен.

Вопрос о дифференциации аллювия в связи с гранулометрическим и минералогическим составом частично изучен (Рухин, 1947; Сидоренко, 1955 и др.). Данные о дифференциации тяжелых минералов аллювия по химическому составу в связи с гранулометрическими фракциями в литературе отсутствуют. Сложность выполнения большого количества химических анализов тяжелых минералов привела автора к мысли о необходимости решения этого вопроса иным способом. В лаборатории геологии Пермского университета под руководством В. И. Яковлевой определен минералогический состав аллювия. При помощи геометро-химического метода П. Н. Чирвинского (1937) был вычислен химический состав тяжелых минералов по гранулометрическим фракциям. Преимущество данных геометро-химического анализа по сравнению с минералогическими данными заключается в том, что многообразие минерального состава сводится к относительно небольшому количеству окислов, которые можно сравнивать между собой качественно и количественно.

Исследования аллювия проведены для территорий с резко различным составом пород питающих провинций, разнообразной динамикой водного потока рек и неодинаковыми скоростями движений земной коры. Так, аллювий Камы в значительной мере формируется за счет разрушения юрских песков, скорости водного потока сравнительно невелики, движения земной коры в основном типичные для платформы. Примерно такая же картина характерна для р. Урал, накапливающего аллювий в среднем течении главным образом за счет разрушения пород мезозоя. Отличительной особенностью аллювия р. Урал является более теплый климат, что должно сказываться на скорости химического выветривания. Аллювий среднего течения р. Яйвы формируется на границе Урала и Русской равнины с ясно выраженными движениями земной коры, большими скоростями водного потока и сравнительно холодным климатом. Отложения питающей провинции отличаются разнообразием состава с преобладанием метаморфизованных основных пород и терригенных отложений нижней перми. Аллювий сибирских рек — Оби, Уды, Оки, Ангары — накапливается за счет разрушения комплекса метаморфических и кислых изверженных пород. Скорости водных потоков, формирующих аллювий, велики, неотектонические движения ясно выражены.

Дифференциация тяжелых минералов голоценового аллювия по химическому составу на изученных реках выражается в достаточно последовательном изменении содержания окислов в связи с крупностью минералов. Крупные фракции тяжелых минералов аллювия обогащены кремнеземом, глиноземом, окисью кальция и щелочами, а мелкие — окислами титана, железа, хрома и циркония (фиг. 2). Окись магния



Фиг. 2. Схема распределения окислов тяжелых минералов голоценового аллювия по гранулометрическим фракциям

обычно концентрируется в наибольших количествах во фракции минералов средней величины. Связь между размером обломков тяжелых минералов аллювия и процентным содержанием окислов прямая для SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и обратная для Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , ZrO_2 .

В разнообразных условиях динамики водного потока, при неодинаковых скоростях движений земной коры и состава питающих провинций намечается единый закон распределения окислов в тяжелых минералах по гранулометрическим фракциям. Это дает право считать, что имеется единый наиболее существенный фактор, влияющий на осадконакопление — удельный вес тяжелых минералов. Благодаря различию удельных весов минералов очень часто крупные зерна сравнительно легких силикатов (амфиболы, пироксены, слюды и т. п.) выпадают одновременно с мелкими зернами циркония,

Таблица 2 (продолжение)

| Компо- ненты | Ангара ⁴ | | | | Урал ⁵ | | | | Яйва ⁶ | | | Кама ⁷ | | | | |
|--------------------------------|---------------------|-----------|------------|--------|-------------------|------------|-------------|--------|-------------------|-----------|-------|-------------------|-----------|------------|-------------|--------|
| | 0,5—0,25 | 0,25—0,10 | 0,10—0,056 | <0,056 | 0,25—0,10 | 0,10—0,074 | 0,074—0,056 | <0,056 | 0,5—0,25 | 0,25—0,10 | <0,10 | 0,5—0,25 | 0,25—0,10 | 0,10—0,074 | 0,074—0,056 | <0,056 |
| SiO ₂ | 37,0 | 36,6 | 33,9 | 31,4 | 30,8 | 26,5 | 26,3 | 18,5 | 29,8 | 26,0 | 14,7 | 29,2 | 18,6 | 21,1 | 16,6 | |
| TiO ₂ | 0,6 | 1,9 | 2,3 | 2,6 | 0,9 | 1,2 | 2,4 | 6,0 | 0,4 | 3,5 | 14,5 | 0,7 | 4,1 | 13,4 | 12,4 | |
| Al ₂ O ₃ | 24,7 | 21,4 | 18,8 | 17,4 | 19,3 | 14,7 | 15,8 | 9,4 | 18,9 | 16,1 | 5,5 | 32,2 | 22,7 | 10,8 | 11,4 | |
| Fe ₂ O ₃ | 9,1 | 8,6 | 15,9 | 9,5 | 23,7 | 26,9 | 25,2 | 20,3 | 27,4 | 30,7 | 34,2 | 16,6 | 24,6 | 29,3 | 21,5 | |
| FeO | 2,7 | 4,4 | 3,7 | 4,3 | 3,9 | 9,2 | 9,3 | 20,7 | 1,5 | 5,6 | 12,8 | 11,2 | 12,0 | 14,0 | 13,1 | |
| CaO | 21,7 | 18,9 | 15,1 | 10,5 | 14,6 | 9,9 | 11,8 | 6,0 | 16,7 | 13,4 | 4,5 | 4,0 | 1,9 | 3,5 | 4,2 | |
| MgO | 2,0 | 3,4 | 3,4 | 3,8 | 2,2 | 3,2 | 1,7 | 1,5 | 0,9 | 1,4 | 0,9 | 2,2 | 2,8 | 1,3 | 1,4 | |
| MnO | 0,6 | 0,1 | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 1,2 | 1,1 | 0,6 | 0,6 | |
| K ₂ O | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,1 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Na ₂ O | 0,1 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,1 | — | 0,1 | — | 0,1 | — | — | — | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,5 | 2,6 | 1,8 | 2,4 | 0,4 | 4,2 | 4,0 | 9,4 | — | — | — | — | 1,8 | 6,9 | 1,8 | |
| ZrO ₂ | — | — | — | — | 0,1 | 0,3 | 0,7 | 6,3 | — | 0,4 | 11,4 | 0,1 | 3,7 | 10,6 | 13,1 | |
| B ₂ O ₃ | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | |
| F | — | Следы | — | Следы | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Fe | — | 0,6 | 2,2 | 16,2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| H ₂ O | 0,8 | 0,5 | 1,5 | 0,6 | 3,1 | 2,6 | 2,1 | 1,4 | 3,8 | 2,1 | 1,1 | 2,2 | 1,2 | 0,9 | 0,9 | |
| Сумма | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 110 | 100 | 100 | |

¹ — р. Обь, г. Новосибирск, песок, обр. 35-S;

² — р. Уда, г. Н. Удинск, галечник, обр. 60-S;

³ — р. Ока (сибирская), г. Зима, галечник, обр. 80-S;

⁴ — р. Ангара, г. Иркутск, галечник, обр. 80-S;

⁵ — р. Урал, песок, обр. 41-U;

⁶ — р. Яйва, галечник, обр. 17-FF;

⁷ — р. Кама (верхняя), песок, обр. 701-K (все образцы взяты у уреза воды).

рутила, ильменита, магнетита и т. п. В итоге тяжелая фракция руслового аллювия за счет неравномерного распределения минералов по гранулометрическим фракциям имеет различное, но часто строго выдержанное и последовательное распределение окислов.

Зависимость химического состава тяжелых минералов от крупности фракций является следствием дифференциации минералогической. В более древних четвертичных аллювиальных отложениях за счет последующего выветривания дифференциация должна быть более сложной. Данные о характере распределения окислов по гранулометрическим фракциям должны учитываться при расчленении толщ и фаций аллювия по возрасту, при палеогеографических построениях и поисках полезных ископаемых.

Итак, исследования химического состава песков четвертичного аллювия показали тесную связь их валового химического состава с типом аллювия. Решение палеогеографических задач и восстановление эволюции химического состава песков должно вестись с учетом типа аллювия. Химический состав тяжелых минералов аллювия неодинаков для различных гранулометрических фракций. Палеогеографические построения будут надежными лишь в случае сравнения сопоставимых данных в отношении крупности изучаемых частиц. Различия в составе равновеликих по крупности песков и равнозначных по размеру сравниваемых фракций этих песков могут трактоваться как изменения в палеогеографической обстановке (смена климата, питающей провинции, интенсивности подвижек земной коры и т. п.).

На результаты исследования дифференциации тяжелых минералов большое значение оказывают величины навесок песков, из которых выделяются тяжелые минералы. Нередко фракции 0,5—0,25 мм и <0,056 мм имеют очень мало тяжелых минералов. При взвешивании с точностью до 0,001 г это приводит к большим ошибкам, отражающимся на закономерности распределения минералов. Ошибки могут быть устранены за счет большего веса проб (200 г), либо взвешиванием до 0,0001 г. Во фракции 0,5—0,25 мм ошибки могут возникать также за счет некачественного отделения магнитных минералов и наличия сростков минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П. О гранулометрическом и минералогическом составе аллювия некоторых рек Сибири. Тр. Ин-та нефти. Изд. АН СССР, 1956.
- Вахрушев Г. В., Романов А. А. Месторождения строительных материалов Иловлинского и Солондючинского районов Волгоградской области. Уч. зап. Саратовск. ун-т, вып. геол., т. 23, 1951.
- Голубева Т. К., Калашникова А. Я., Куличков С. А., Туманский А. Л. Формовочные пески промышленных карьеров СССР. Справочник. Машгиз, 1960.

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Калинко М. К. Распределение «тяжелых» минералов во фракциях различного диаметра и влияние этого фактора на точность минералогических анализов. Докл. АН СССР, т. 62, № 5, 1948.
- Кожухов П. И. Минеральные строительные материалы Пермской области. Пермь, 1960.
- Кирсанов Н. В., Сементовский Ю. В., Максютова К. М., Полянин В. А., Дистанов У. Г., Незимов В. Н., Кржечковская Е. А., Кузнецова Т. А. Закономерности размещения и пути использования строительного минерального сырья на востоке Татарии (для нужд нефтяных районов и сооружения Нижнекамской ГЭС). Тр. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол., 4, 1957.
- Логвиненко Н. В., Лазаренко А. А. О минералогическом составе аллювиальных отложений среднего и нижнего Днепра и его притоков, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 4, 1962.
- Лунев Б. С. Результаты применения нового метода изображения гранулометрического состава песка и гравия. Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 24, 1960.
- Полянин В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые современных отложений долин Волги и Камы на территории Татарской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-т, т. 115, кн. 15. Геоморфология и геология, 1955.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I. Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикаспийской низменности. Докл. АН СССР, т. 52, № 3, 1946.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. Тр. Геохим. конф., посвящен. столетию со дня рождения академика В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1963.
- Рухин Л. Б. Некоторые особенности минералогического состава современного аллювия. Научн. бюл. Ленингр. ун-та, 19, 1947.
- Сидоренко А. К. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. Докл. АН СССР, т. 100, № 5, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1962.
- Чирвинский П. Н. Геометро-химический анализ, ОНТИ — Химтеорет, Л., 1937.

Пермский госуниверситет

Дата поступления
18.V.1964

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

О КНИГЕ М. В. ИВАНОВА «РОЛЬ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САМОРОДНОЙ СЕРЫ»¹

Н. П. ЮШКИН

Книга М. В. Иванова содержит введение, 16 текстовых глав, объединенных в три части, заключение и список литературы, включающий 360 названий отечественных и иностранных работ, и иллюстрирована 106 рисунками, схемами, фотографиями и 70 таблицами. Рецензируемая книга отражает результаты восьмилетних исследований ее автора (и полевых, проведенных на всех основных серных месторождениях СССР, и экспериментальных) и содержит крупные теоретические обобщения. Круговорот серы рассматривается в ней «в плане образования и разрушения месторождений самородной серы», поэтому книга представляет большой практический интерес для геологов.

Часть I «Обзор литературы и задач исследования» состоит из четырех глав; 1) «История биогенной гипотезы серообразования»; 2) «Особенности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы»; 3) «Краткая характеристика основных групп бактерий круговорота серы»; 4) «О методическом подходе к выяснению геохимической роли микроорганизмов». Все эти главы написаны довольно хорошо, но не лишены и определенных недостатков. Так, в исторической главе восемь страниц, но больше половины ее (4 стр.) посвящено истории геомикробиологических исследований и теорий XIX века, а на XX век, век бурного развития этой науки, отведено три неполных страницы, на которых, к сожалению, не отражены исследования советских нефтяных микробиологов, много сделавших для познания роли микроорганизмов в геохимии серы, а также многочисленные и весьма важные работы по биологическому фракционированию изотопов серы.

Глава 2 представляет собой краткое резюме фундаментальных работ А. С. Соколова о закономерностях строения и размещения серных месторождений; в ней почему-то не отражены геоморфологические закономерности локализации осернения, выясненные в последние годы А. И. Отрешко². Глава 3, также написанная по литературным данным, содержит сжатую, но необходимую и вполне достаточную для понимания геохимической роли характеристику основных групп серных бактерий. Глава 4 — наиболее важная из всей вводной части. В ней четко сформулированы задачи работы, описаны разработанные автором и применявшиеся им методы учета различных групп микроорганизмов, методы полевых химических определений, методы определения интенсивности микробиологических и геохимических процессов. Следует особенно отметить и рекомендовать для широкого применения при геохимических исследованиях разработанные автором методы прямого определения интенсивности геомикробиологических и геохимических процессов с помощью меченых атомов, отличающиеся простотой, небольшой затратой времени и высокой точностью.

Часть II «Роль микробиологических процессов в генезисе эпигенетических месторождений серы» состоит из пяти глав, в которых рассматривается генезис таких известных месторождений, как Шорсуйское, Гаурдакское, Каракумское, месторождений побережья Мексиканского залива. Особенно детально описано Шорсуйское месторождение, издавна рассматриваемое как типично эпигенетическое. Автор приводит не только данные микробиологических исследований, полученные на этих месторождениях, но и свои очень интересные геолого-геохимические наблюдения. Так, новым и чрезвычайно

¹ М. В. Иванов. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. Изд. «Наука», 1964.

² А. И. Отрешко. Закономерности строения и размещения Средневожских серных месторождений. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.

важным является установленное М. В. Ивановым отсутствие гидравлической связи между Караултауской синклиналию и Шорсуйским серным месторождением; она предполагалась А. С. Соколовым и нами.

Весьма интересны проведенные автором исследования современных геохимических процессов на перечисленных месторождениях (их течение, причины). Результаты исследований в совокупности с богатым геологическим материалом использованы для объяснения генезиса месторождений. Может быть, поэтому автору впервые удалось достаточно убедительно объяснить образование таких своеобразных и загадочных месторождений, как Каракумские серные бугры, для которых, кроме того, детально рассмотрены процессы окисления серы.

Заключительная глава этой части резюмирует данные предыдущих четырех глав и обобщает данные по вопросу формирования эпигенетических серных месторождений, показывая роль микробиологических процессов, которая является определяющей. По особенностям формирования выделяются три различных типа серных месторождений: 1) шорсуйский, формирующийся путем метасоматического замещения гипса самородной серой; 2) «четвертой антиклинали», в котором зона окисления сероводорода и накопления самородной серы оторвана от сероводородпроизводящего очага; 3) каракумский, в котором разобщены как источник органического вещества, так и источник сульфатной серы. Говоря о возрасте месторождений, автор книги склоняется к тому, что все эпигенетические серные месторождения являются молодыми, позднекайнозойскими, что подтверждается и нашими данными.

Часть III «Роль микробиологических процессов в генезисе сингенетических месторождений серы» составляет большую часть книги и представлена семью главами. В ней автор отвергает широко распространенную точку зрения А. С. Уклонского³ и его учеников, согласно которой сингенетических месторождений не существует, а все известные серные месторождения эпигенетичны вмещающим породам. Опираясь на большой фактический материал, автор доказывает, что многие серные месторождения имеют седиментационный генезис и сформировались одновременно с вмещающими породами.

Наблюдения над процессами отложения серы в современных водоемах (глава 10) позволили М. В. Иванову отвести два существенно важных возражения против теории сингенеза, выдвинутых А. С. Уклонским: отсутствие серы в донных осадках современных водоемов и невозможность накопления ее в значительных количествах. Приводимые в книге данные доказывают несостоятельность этих возражений.

Главы 11 и 12 посвящены двум одностипным месторождениям серы — побережья озера Эйр в Австралии и месторождениям Красноводского района, представляющим собой пластовые скопления конкрециевидных желваков в глинистых и карбонатно-глинистых породах. Автор считает эти образования сингенетическими, и его доказательство, по нашему мнению, вполне убедительно. Во всяком случае геологи сейчас не располагают фактами, позволяющими ставить под сомнение выводы М. В. Иванова.

В главах 13 и 14 приводятся данные о Средневожских и Предкарпатских серных месторождениях — крупнейших в СССР. В них автор также видит черты сингенетических месторождений и доказывает свою точку зрения целым рядом фактов: 1) четкой литологической приуроченностью к сульфатно-карбонатным фациям; 2) независимостью размещения месторождений от структурного плана района; 3) наличием своеобразных конкрециеподобных скоплений серы; 4) невозможностью объяснения генезиса месторождений с позиций эпигенеза и др. Однако мы считаем, что данные М. В. Иванова по этим месторождениям еще не вполне убедительны, и по совокупности известных фактов находим более обоснованным построение сторонников гипотезы эпигенеза.

Как показал А. С. Соколов⁴, серные месторождения этих районов имеют весьма четкую приуроченность к геоструктурным зонам сочленения поднятий с прогибами, а все находящиеся в стороне от этих зон месторождения или весьма незначительны по величине, или также приурочены к какому-либо местным перегибам. Этот факт трудно объяснить с позиций сингенеза. В пользу эпигенеза свидетельствуют находки в сероносных известняках донной фауны брахиопод и пелиципод, существование которой невозможно в условиях резкого сероводородного заражения бассейна. По данным В. О. Горецкого и М. Г. Перцовича⁵, отложение ратинских известняков, вмещающих серу в Предкарпатье, трижды прерывалось, и каждый раз по поверхности осушенных пород интенсивно развивался карст, охвативший почти всю известняковую толщу. Несомненно, в таких условиях чрезвычайно чувствительная к окислению сера не могла бы сохраниться. Невозможность же привлечения к объяснению генезиса этих месторождений схемы эпигенеза связана с современным геологическим положением зале-

³ А. С. Уклонский. Парагенезис серы и нефти. Ташкент, 1940.

⁴ А. С. Соколов. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Сов. геология, № 5, 1953.

⁵ В. О. Горецкий, М. Г. Перцович. Деякі нові дані про стратиграфію міоцену Роздольського родовища сірки. Геологічний ж., т. 24, вып. 2, 1964.

жей, но представляется вполне вероятным, что месторождения сформированы не в четвертичное время, а несколько раньше: Средневожские — в верхнем неогене, Предкарпатские — в предковосовское или ковоское время.

Таким образом, выводы М. В. Иванова о сингенетичности Предкарпатских и Средневожских месторождений вмещающим их породам нуждаются в более веских доказательствах. Однако уже сама постановка этого вопроса имеет очень большое значение. Она разбила геологов-серников на два лагеря и заставляет их более тщательно собирать факты для защиты своих точек зрения. Кстати, и приведенный автором в этих главах богатейший фактический материал по геологии, геохимии и геомикробиологии Предкарпатских и Средневожских месторождений далеко продвинул вперед наши познания об особенностях их строения и, несомненно, значительно приблизил к решению проблемы их генезиса.

Глава 15 резюмирует все данные о сингенетических месторождениях серы, их генезисе и роли микроорганизмов в их формировании.

Окислению серных месторождений посвящена глава 16, в которой рассмотрены особенности окисления и эпигенетических, и сингенетических месторождений, влияние литологических особенностей вмещающих пород и климатических условий на окислительные процессы, роль в них микроорганизмов, геохимические изменения вмещающих пород, сопровождающие окисление серы.

Книга М. В. Иванова внесла значительный вклад в познание особенностей строения и формирования месторождений серы, четко показала определяющую роль в круговороте серы целого ряда групп микроорганизмов и значение новой науки — геомикробиологии, открыла перед геологами и геохимиками новые пути изучения природных геохимических процессов. Приведенные выше некоторые недостатки работы не снижают ее значения, но хотелось бы, чтобы при переиздании книги автор попытался их ликвидировать.

Институт геологии Коми филиала
АН СССР
г. Сыктывкар

Дата поступления
6.V.1964

НАУЧНЫЕ РАБОТНИКИ!

ЗАКАЗЫВАЙТЕ ЛИТЕРАТУРУ ПО ТЕМАТИЧЕСКИМ ПЛАНАМ на 1965 год

В магазины и киоски «Академкнига», а также магазины книготоргов поступили аннотированные тематические планы выпуска литературы издательства «НАУКА» и его главных редакций: физико-математической литературы и восточной литературы.

Предварительные заказы на книги, опубликованные в темпланах 1965 года, Вы можете оформить во всех магазинах книготоргов и «Академкнига». Для этого следует заполнить почтовую открытку на нужную Вам книгу. О выходе книги из печати Вы получите от магазина извещение.

Своевременное поступление предварительных заказов в магазин необходимо для более правильного определения тиражей, которые устанавливаются на основе спроса покупателей.

Предварительные заказы экономят время и гарантируют приобретение необходимой литературы.

Заказ можно сделать лично или по почте.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: *Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10 магазин «Книга — почтой» конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».*

При заказе по почте нужная Вам книга будет выслана наложенным платежом без задатка.

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, Октябрьский проспект, 129.

ЭКОНОМЬТЕ ВРЕМЯ!

Заблаговременно заказывайте нужные Вам книги.

«АКАДЕМКНИГА»

