



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

3

1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

3

МАЙ — ИЮНЬ

1976

СОДЕРЖАНИЕ

А. И. Конюхов, Д. Е. Гершанович. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Индийского океана и некоторые особенности терригенного осадкообразования	3
В. Н. Золотарев. Ранние диагенетические изменения химического состава раковин морских моллюсков	20
П. П. Тимофеев, И. И. Бебешев, С. Р. Мавлянов. Палеогеография нижне- и среднеюрского времени накопления угленосных отложений Гиссарского хребта	30
И. М. Симанович. Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу	50
А. А. Озол. Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа	60
В. З. Блисковский. О курските и франколите	75
Б. П. Ризун, А. П. Медведев, Е. И. Чиж. Формации осадочного чехла Воыно-Подолья	85
В. И. Муравьев. Об образовании трепелов	93
Е. Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин. О распространении и происхождении давсонита	108
В. А. Проценко. Роль условий накопления вмещающих пород в формировании рудных горизонтов Водинского месторождения самородной серы	119

Краткие сообщения

В. А. Теняков, Э. С. Воробьева, С. К. Гилп. О распространенности органического углерода в бокситах	134
О. О. Разумовский, Э. Д. Кузьменко. К вопросу установления связи бокситов Северо-Онежского района с породами дорудного рельефа	139
С. Т. Амиров, Я. М. Елчиев, Х. С. Мамедов. Рентгеновское исследование цеолитов Нахичеванской АССР	143

Критика и дискуссии

Е. С. Базилевская. Еще раз о валентности марганца в минералах	146
---	-----

Хроника

Ю. А. Богданов. Всесоюзная школа по литологии и геохимии «Современные и древние отложения в океанах и на континентах»	149
Василий Иванович Чалышев	150

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

3

MAY — JUNE

1976

CONTENTS

A. I. Konyukhov, D. E. Gershanovich. Clay minerals in sediments of the north — western part of the Indian Ocean and some peculiarities of terrigenous sediment formation	3
V. N. Zolotarev. Early diagenetic changes of the chemical composition of sea mollusk shells	20
P. P. Timofeev, I. I. Bebeshev, S. R. Mavlyanov. Paleogeography of the Lower- and Middle Jurassic time of coal accumulation of the Gissar Range	30
I. M. Simanovich. Determination of the primary provenance using detrital quartz	50
A. A. Ozol. The main peculiarities of boron geochemistry and formation conditions of its deposits of the volcanogenic-sedimentary type	60
V. Z. Bliskovsky. On kurskite and francolite	75
B. P. Rizun, A. P. Medvedev, E. I. Chizh. Formations of the sedimentary cover of Volyno-Podolie	85
V. I. Muraviev. On formation of tripoli	93
E. F. Stankevich, Yu. V. Batalin. On distribution and origin of dawsonite	108
V. A. Protsenko. The role of condition of enclosing rock accumulation in formation of ore horizons of the Vodynsky deposit of native sulphur	119

Short communications

V. A. Tenyakov, E. S. Vorobieva, S. K. Gipp. On abundance of organic carbon in bauxites	134
O. O. Razumovsky, E. D. Kuzmenko. On establishing the relation between bauxites of the North Onega region and the rocks of the preore relief	139
S. T. Amirov, Ya. M. Elchiev, Kh. S. Mamedov. X-ray study of zeolites of the Nakhichevan A. S. S. R.	143

Criticism and discussion

E. S. Bazilevskaya. Once more on the valency of manganese in minerals	146
---	-----

Chronicles

Yu. A. Bogdanov. The All-Union school of lithology and geochemistry «Recent and old deposits in oceans and on continents»	149
Vasily Ivanovich Chalyshev	150

УДК 549.623.9 : 551.35 (267)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

А. И. КОНЮХОВ, Д. Е. ГЕРШАНОВИЧ

В прибрежношельфовых осадках Западного Индостана с севера на юг наблюдается последовательная смена комплексов глинистых минералов: хлорит-гидрослюдистый (авандельта р. Инд), хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистый (у зал. Кач и п-ова Катхиявар), монтмориллонитовый с примесью хлорита (зал. Камбей, северные районы Малабарского побережья), каолинит-монтмориллонитовый, монтмориллонит-каолинитовый (южная оконечность п-ова Индостан). В осадках континентального склона почти на всем его протяжении распространен хлорит-гидрослюдистый комплекс глинистых минералов с примесью монтмориллонита и смешанослойных образований. Последнее свидетельствует о разносе далеко на юг вдоль континентального склона тонкодисперсного материала, выносимого р. Инд. На противоположной окраине Аравийского моря в шельфовых осадках Юго-Восточной Аравии, а также в осадках северо-восточной окраины Африканского материка преобладающим минералом фракции мельче 0,001 мм является палыгорскит. Южнее в шельфовых осадках монтмориллонит ассоциируется с гидрослюдой и каолинитом (побережье Мозамбика). Наконец, у южной оконечности Африки глинистый материал в шельфовых осадках представлен гидрослюдой с небольшой примесью каолинита.

За последнее время исследованиями ВНИРО и АзЧерНИРО получены новые данные о составе и распределении глинистых минералов в современных осадках ряда районов северо-западной части Индийского океана. Анализ этих данных представляет интерес в связи с выявлением основных черт терригенного осадкообразования в крупном океанском регионе тропической зоны с резким преобладанием биогенного карбоната накопления (Безруков, 1969; Белоусов и др., 1965; Бортников, 1971; Буданов и др., 1974).

Из проб осадков методом отмучивания были выделены пелитовые фракции, которые в дальнейшем подверглись обработке перекисью водорода для удаления органических веществ, а в пробах с высоким содержанием рентгеноаморфных соединений — обработке по методу О. П. Мера и М. Л. Джексона (Mehra, Jackson, 1960). Исследовались преимущественно фракции мельче 0,001 мм, в пробах же с высоким содержанием каолинита дополнительно изучались фракции мельче 0,01 мм. Идентификация глинистых минералов и определение их относительных содержаний проводились на основе дифрактометрических данных по методике, предложенной П. Е. Бискайе (Biscaue, 1964). Параллельно проводилось электронно-микроскопическое обследование, а для проб, в составе которых преобладал какой-либо слоистый силикат, дополнительно были получены дериватограммы, анализ которых дает возможность подойти к расшифровке тонкой минеральной структуры.

О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ЗОНАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ

Терригенный материал является важной составной частью осадков, главным образом в пределах тех подводных окраин, где имеется значительный речной сток с суши. На севере региона это наблюдается вдоль Западного Индостана, на юге — южнее экватора, вблизи рек Лимпопо и Замбези. В границах материковой отмели глинистое вещество уступает по широте распространения более грубому кластическому, а в ряде районов — карбонатному биогенному материалу. Напротив, большая часть материкового склона и подножие являются областью преимущественной аккумуляции слоистых силикатов.

При переходе из одних климатических поясов в другие роль глинистого материала в осадках подводных материковых окраин существенно меняется. В областях умеренного и субтропического климата (юго-восточная окраина Африки) глинистое вещество концентрируется главным образом на материковом склоне и подножии. На материковой отмели этих климатических зон неширокие ареалы глинистых либо преимущественно глинистых осадков связаны с закрытыми участками (бухты, заливы), а в открытых районах появляются в авандельтах рек или на внешней части шельфа в районах значительного его расширения.

Иная картина обнаруживается на материковых окраинах тропических гумидных областей. Здесь глинистые и глинисто-алевритовые илы протягиваются широкой полосой вдоль побережья на глубинах 20—60 м (Западный Индостан), замещаясь на срединной шельфовой равнине (глубины 60—90 м) карбонатными осадками биогенной либо хемогенной природы — органогенно-детритовые и оолитовые карбонатные пески, и вновь появляются уже у внешнего края шельфа и на материковом склоне (глубины 120—150 м и ниже).

В областях с аридным климатом (Аравия, восточная оконечность Африки), где наблюдается значительная пестрота минерального и гранулометрического состава осадков, глинистое вещество играет подчиненную роль, уступая место карбонатному кластическому материалу.

Исследования последних лет с достаточной убедительностью показали, что глинистые компоненты морских и океанских осадков имеют преимущественно терригенную природу. Существование широтной зональности в распределении в осадках океана различных глинистых минеральных комплексов и отдельных глинистых минералов — преимущественная приуроченность хлорита и гидрослюд к осадкам арктических и умеренных гумидных зон, а каолинита и монтмориллонита к субтропическим и тропическим осадкам — дало основание утверждать (Ерошев-Шак, 1963; Biscaye, 1965; Ратеев и др., 1968), что глинистые компоненты глубоководных океанских осадков являются отражением минерального состава пелитовых фракций почв и кор выветривания, размываемых на континентах в границах соответствующих климатических зон.

Вывод о терригенной природе глинистого вещества в океане подтверждался анализом пелитовых составляющих речной взвеси, которые в большинстве случаев оказались идентичными глинистым минералам в осадках близлежащих участков подводных окраин материков (Страхов, 1960).

Упомянутая выше зональность в размещении глинистых минералов в осадках океанского ложа и материкового подножия, как стало выясняться в последние годы, не во всех океанах одинаково четко выражена. Так, ярко проявляясь в Атлантическом и северной части Тихого океана, она в значительной степени нарушается в Индийском океане (Goldberg, Griffin, 1970). Выявленные здесь максимумы содержаний гидрослюд и хлорита приходятся на северную часть тропической зоны (Аравийское море, Бенгальский залив), тогда как область максимальных содержаний

каолинита отчетливо смещена в восточную часть океана, к побережью Австралии. Последнее, по-видимому, связано с ветровым разносом глинистого материала из реликтовых латеритных кор Австралии.

Во всех океанах, однако, состав пелитовых фракций осадков ложа и материкового подножия обнаруживает исключительную стабильность на громадных пространствах. В противоположность этому картина размещения глинистых минералов в осадках материковой отмели и материкового склона позволяет говорить о значительной изменчивости глинистых минеральных комплексов в пределах подводных окраин материков. Наблюдаемые вариации происходят, как правило, в рамках изменений состава всего терригенного минерального комплекса в целом. Наглядный пример этому дают осадки подводных окраин Западного Индостана, Аравийского п-ова и Восточной Африки.

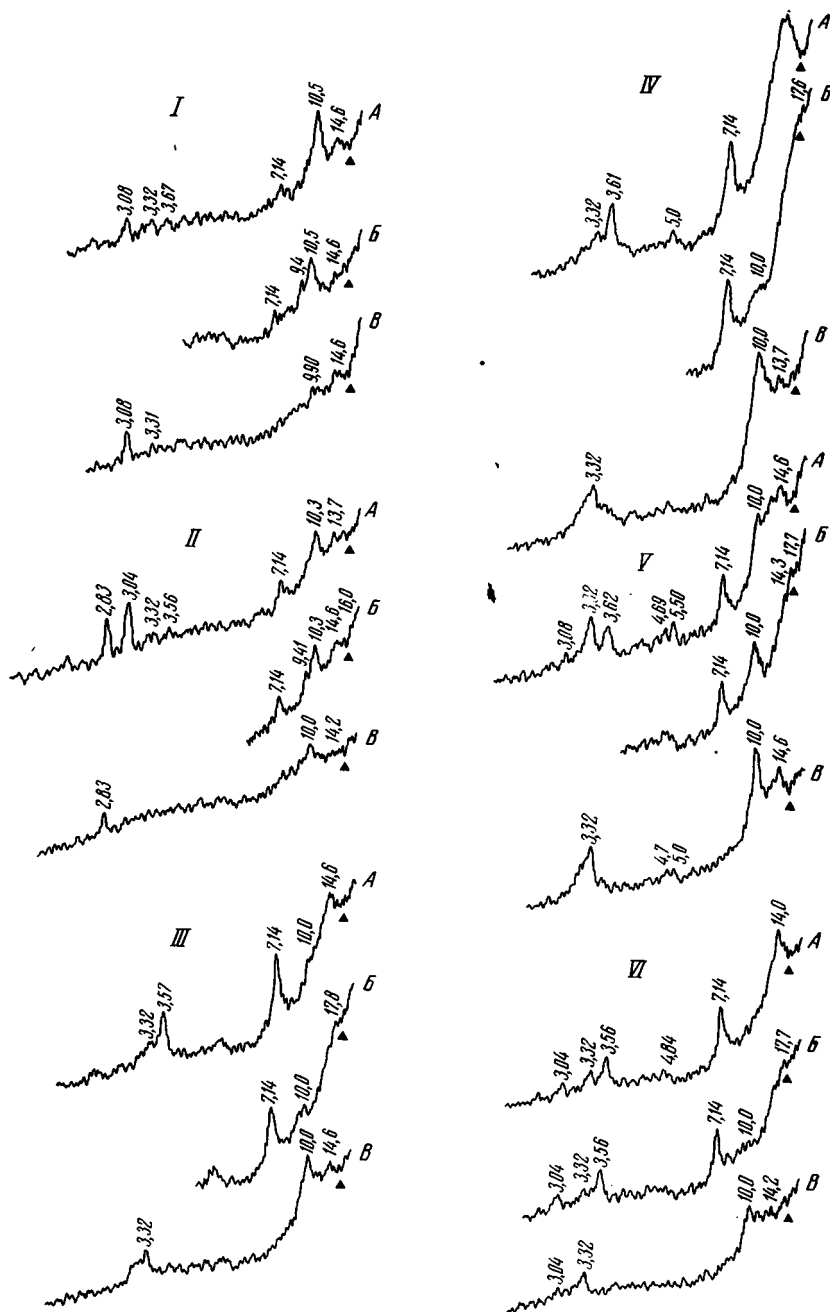
ПОДВОДНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНОГО ИНДОСТАНА

В прибрежной части шельфа Западного Индостана широко развиты тонкозернистые глинистые и глинисто-карбонатные осадки, при переходе на срединную шельфовую равнину замещаемые реликтовыми раковинно-фораминиферовыми и оолитовыми песками (Буданов и др., 1974). Для внешней части шельфа снова характерны глинистые осадки — алевроито-глинистые илы, где алевроитовые фракции сложены мелким фораминиферовым материалом. Эти осадки прослеживаются и в верхней части материкового склона, сменяясь на глубинах 500—1000 м глинистыми илами (Stackelberg, 1972).

Фораминиферо-глинистые и глинистые осадки прибрежной части шельфа, идентичные в гранулометрическом отношении, имеют совершенно различный минеральный состав в северных и южных районах этой части подводной окраины. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов фракции мельче 0,001 мм илов, взятых вблизи авандельты р. Инд (22—25° с. ш.), присутствуют серии целочисленных рефлексов гидрослюда и хлорита. Насыщение глицерином не приводит к появлению в малоугловой области дифрактограмм новых, характерных для разбухающих минералов рефлексов (фиг. 1, образцы VII, VIII). Подсчеты показывают, что на долю гидрослюда в тонкопелитовой фракции илов приходится до 70—80%, содержание хлорита достигает 15, а в отдельных пробах и 20%, тогда как каолинит и разбухающие минералы присутствуют в виде примеси. Наиболее высокие содержания гидрослюда и хлорита фиксируются в районах подводной окраины, непосредственно прилегающих к устью р. Инд (Schott e. a., 1970). На электронно-микроскопических снимках фракции мельче 0,001 мм видны плотные, с четко очерченными краями агрегаты изометрической формы, принадлежащие гидрослуде.

По мере удаления на юг от авандельты р. Инд в илах постепенно растет содержание разбухающего компонента, дающего четкие рефлексы 16,8—17,8 Å после насыщения исходных образцов глицерином. На широте зал. Кач на долю разбухающего компонента, как правило, монтмориллонита, приходится уже до 30—40% в пелитовых фракциях осадка. Дифрактометрические исследования показывают, что основным компонентом глинистых илов этого района остается гидрослюда (до 50%), тогда как каолинит и хлорит присутствуют в виде примеси. Для последнего характерен четкий рефлекс 14,0 Å на кривых образцов, прокаленных до 600° С (фиг. 1, обр. IX). На электронных микрофото относительно крупные изометрические пластинки гидрослюда соседствуют с более мелкими облаковидных очертаний агрегатами монтмориллонита (фиг. 2, а).

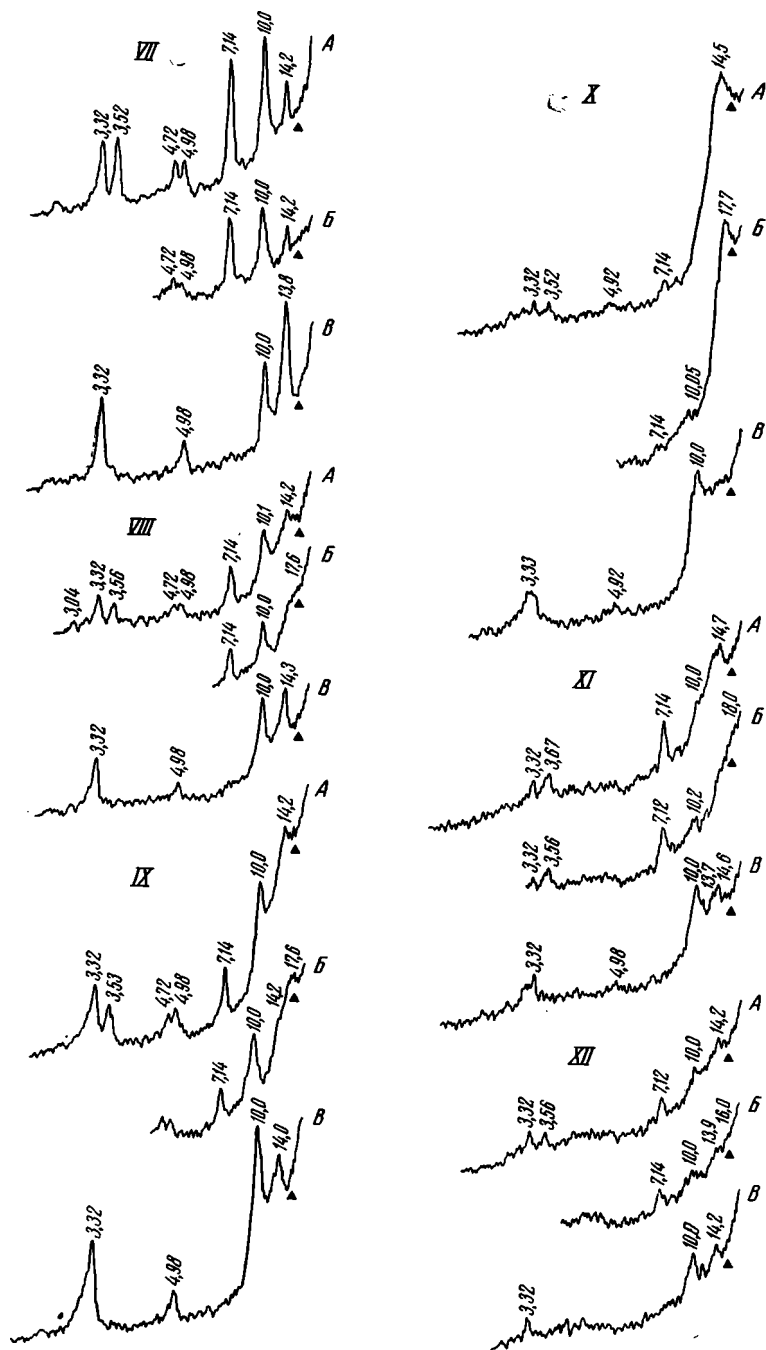
Таким образом, хлорит-гидрослюдистый комплекс глинистых минералов, типичный для илов северо-западной части шельфа Индостана, уступает место на широте зал. Кач более сложной по составу минераль-



Фиг. 1. Дифрактометрические кривые фракции мельче 0,001 мм глинистых, алевроглинистых и мелкоалевритовых илов

Образец: А — исходный; Б — насыщенный этиленгликолем; В — прокаленный до 600° С; римские цифры — номера образцов

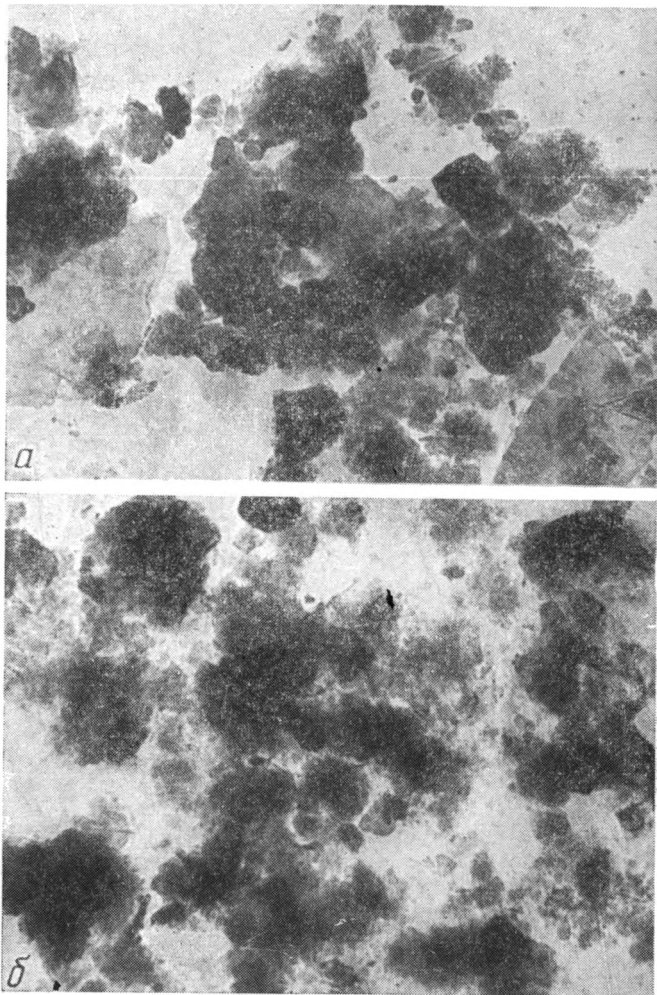
ной ассоциации, в которой одним из основных компонентов становится монтмориллонит. Еще южнее в илах, окаймляющих п-ов Катхиявар (глубина 20—90 м), содержание монтмориллонита возрастает до 60—70%. Ему сопутствует гидрослюда и небольшая примесь хлорита. В Камбейском заливе и на прилегающей к нему шельфовой равнине (подвод-



Фиг. 1 (продолжение)

ное плато Фифти-Фатом, 21—17° с. ш.) гидрослюда-монтмориллонитовый комплекс глинистых минералов сменяется монтмориллонитовым. В илах Камбейского залива содержание монтмориллонита возрастает до 80—90% (фиг. 1, обр. X).

Характерно, что в описанных районах (прибрежная часть шельфа на широте зал. Кач, п-ва Катхиявар и Камбейского залива) повсеместно наблюдается уменьшение в пробах осадков содержаний монтмориллонита по направлению к внешнему краю шельфа (Конюхов, 1974).



Фиг. 2. Электронные микрофото глинистых илов к югу от авандельты р. Инд (а) и Камбейского залива (б), $\times 7500$

Та же тенденция сохраняется и южнее, у Малабарского побережья ($18-16^\circ$ с. ш.). Здесь в глинистых илах прибрежной части шельфа монтмориллонит составляет до 70—80% фракции мельче 0,001 мм, тогда как в пелитовой части алеврито-глинистых осадков срединной шельфовой равнины его количество понижается до 40—50% при одновременном возрастании доли гидрослюда и хлорита. Пик, отвечающий рефлексу хлорита 14,2 Å, на кривых прокаленных образцов отличается отчетливо выраженной асимметрией: пологий склон в сторону больших углов и крутой в сторону малых (фиг. 1, обр. XI), что свидетельствует о примеси неупорядоченных смешанослойных образований хлорит-монтмориллонитового ряда. На электронных микрофото преобладают изометрической формы частицы, отличающиеся значительной дисперсностью и невысокой плотностью, характерными для монтмориллонита (фиг. 2, б). Присутствуют также мельчайшие обломки биогенной природы: скелетные мембраны и другие форменные элементы отмерших организмов.

На широте $14-15^\circ$ с. ш. в ряде образцов алеврито-глинистых и мелкоалевритовых илов прибрежной части шельфа фиксируется существен-

но иной комплекс глинистых минералов, где наряду с гидрослюдой (30—40%) и разбухающими минералами, по-видимому, неупорядоченными смешанослойными образованиями гидрослюда-монтмориллонитового ряда (10—20%), появляется в значительном количестве каолинит (20—30%) (фиг. 1, обр. XII). Высокие содержания каолинита характерны для осадков шельфа юго-западной части подводной окраины Индостана. Здесь на широте 13° с. ш. в илах прибрежной части шельфа каолинит является одним из ведущих минералов (20—30%) при содержании монтмориллонита до 50—60% (фиг. 1, образцы III, IV).

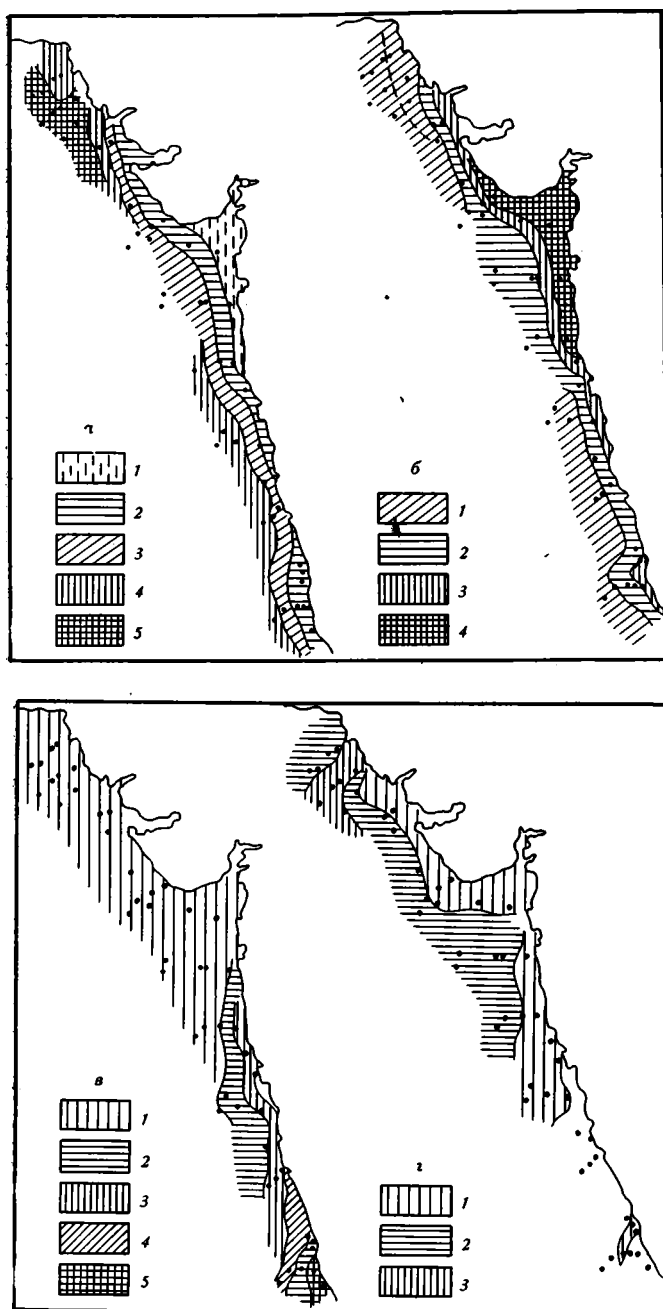
В пробах из южных районов подводной окраины Западного Индостана (12—9° с. ш.) содержание каолинита возрастает до 40—45% при одновременном уменьшении содержаний гидрослюда и монтмориллонита (соответственно до 20—30% каждого). Дифрактометрические исследования показывают, что в ряде проб разбухающий компонент представлен не монтмориллонитом, а неупорядоченными смешанослойными образованиями гидрослюда-монтмориллонитового типа (рефлекс 16,5—17 Å после насыщения глицерином). На кривых прокаленных образцов, как правило, отсутствуют рефлексы хлорита. Исследования под электронным микроскопом показывают, что в тонкопелитовой части осадков отсутствуют хорошо оформленные кристаллы каолинита, а глинистые частицы отличаются высокой степенью дисперсности.

Приведенные данные свидетельствуют о значительных изменениях, происходящих в минеральном составе тонкопелитовой части глинистых и фораминиферо-глинистых илов, занимающих прибрежную часть шельфа Западного Индостана. Областью преимущественного накопления гидрослюда и хлорита являются северные районы этой части подводной окраины (фиг. 3, а, г). В центральных районах происходит преимущественная аккумуляция монтмориллонита (фиг. 3, б), тогда как южные районы шельфа представляют собой область накопления каолинита (фиг. 3, в).

В глинистых и фораминиферо-глинистых илах прибрежной части шельфа выделяются три наиболее распространенных комплекса глинистых минералов: хлорит-гидрослюдистый, характерный для северных районов изученного региона, хлорит-монтмориллонитовый или хлорит-гидрослюда-монтмориллонитовый, типичный для центральных районов, и монтмориллонит-гидрослюда-каолинитовый, занимающий южный район шельфа Западного Индостана (фиг. 4). Границы распространения этих основных минеральных типов глинистых осадков в общих чертах совпадают с границами терригенно-минералогических провинций, выделяемых в современных шельфовых осадках Западного Индостана.

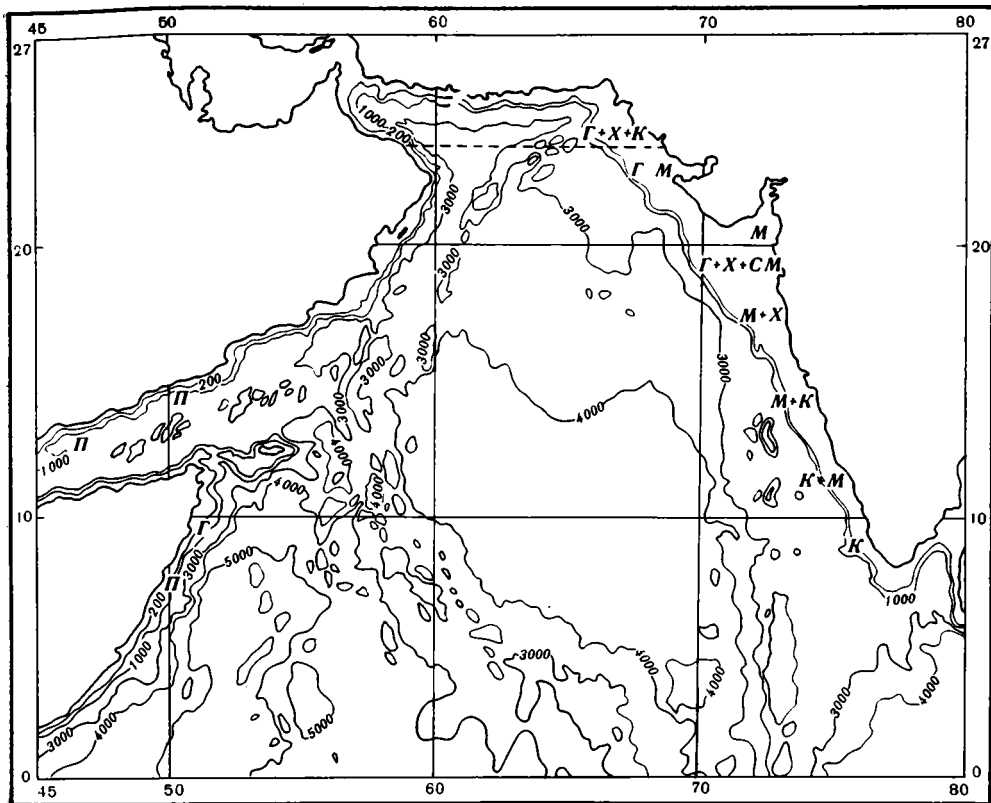
Для северной терригенно-минералогической провинции Западного Индостана характерны лимонит (26—53,6% от суммы зерен в тяжелой фракции крупного алеврита), обыкновенная роговая обманка (9,8—39%) и эпидот (10—23%). Кроме того, присутствуют моноклинные пироксены (5—6,9%), гранат (2,6—0,7%), черные рудные минералы (2—8,5%), а также в единичных зернах циркон, турмалин, сфен, хлорит и др.

В осадках Камбейского залива и прилегающей части подводного плато Фифти-Фатом, а также у п-ова Катхиявар в шельфовых осадках распространен другой комплекс тяжелых минералов. Моноклинные пироксены составляют здесь 26—40% суммы зерен в тяжелой фракции. Другие минералы представлены в следующем соотношении: обыкновенная роговая обманка — 12—27%, эпидот — 7,4—14%, черные рудные минералы — 9,6—17,3%, марказит — 3,1—10%. У Малабарского побережья ведущим компонентом тяжелой фракции крупного алеврита становятся черные рудные минералы, содержание которых возрастает до 33,4—79,3%. Здесь сохраняются высокие концентрации моноклинных пироксенов (в отдельных пробах до 27%), а также марказита (8,2—16,1%) при



Фиг. 3. Схемы размещения различных глинистых минералов в современных осадках подводной окраины Западного Индостана

Содержание, %: а — гидрослюда: 1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — 50—70; 5 — >70; б — монтмориллонит: 1 — 10—30; 2 — 30—50; 3 — 50—70; 4 — >70; в — каолинит: 1 — <10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — 30—40; 5 — >40; г — хлорит: 1 — <10; 2 — 10—20; 3 — >20



Фиг. 4. Распространение ассоциаций глинистых минералов в осадках шельфа на подводных окраинах в Аравийском море

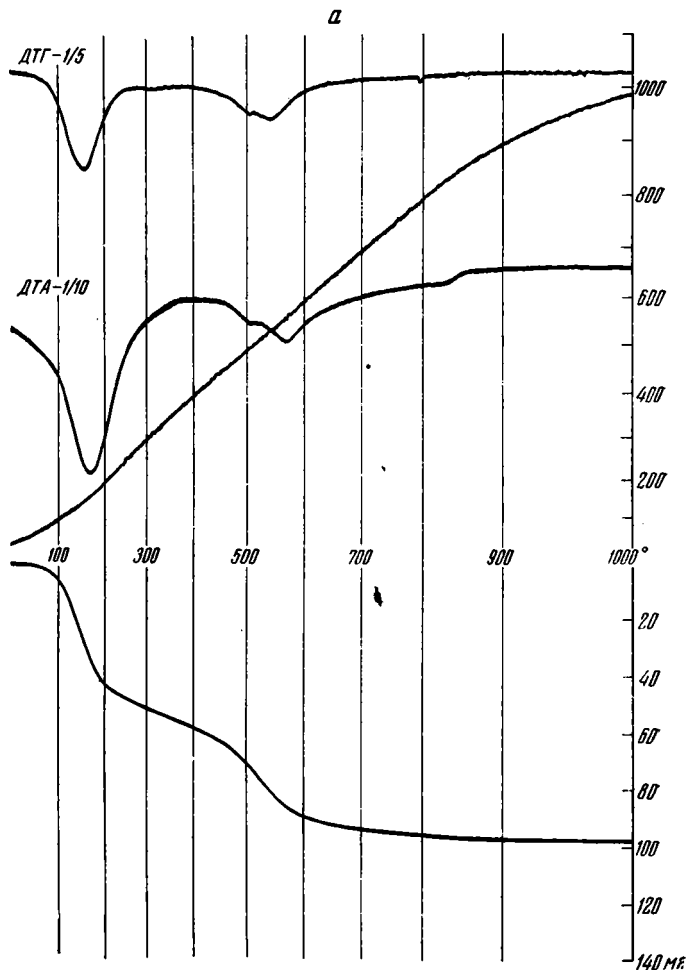
Г — гидрослюда; М — монтмориллонит; К — каолинит; Х — хлорит; П — палыгорскит; СМ — смешанослойные минералы

относительно невысоких содержаниях эпидота (1,9—5,2%), обыкновенной роговой обманки (3,7—7,6, в отдельных пробах до 14,9%) и других минералов — циркона, цоизита, силлиманита, граната, апатита, сфена, рутила, присутствующих в количестве 0,5—1,5%.

Описанные районы шельфа могут быть выделены в центральную терригенно-минералогическую провинцию Западного Индостана. Наконец, в южных районах подводной окраины типичным является следующий состав тяжелой фракции крупного алеврита: обыкновенная роговая обманка (21—32%), тяжелые рудные минералы (22—39,5%), силлиманит, концентрации которого возрастают до 16—31,5%.

Интересно, что высокие содержания роговой обманки в тяжелой фракции крупного алеврита коррелируются со значительными концентрациями гидрослюда в пелитовой части осадков, тогда как повышение роли монтмориллонита происходит одновременно с появлением в тяжелой фракции высоких концентраций моноклинных пироксенов. Подобные соотношения, по-видимому, отражают состав исходных пород, а также условия их выветривания в прилегающих к побережью областях Индостанской платформы. Последнее определяется суммой климатических факторов, среди которых важнейшим является количество выпадающих за год атмосферных осадков.

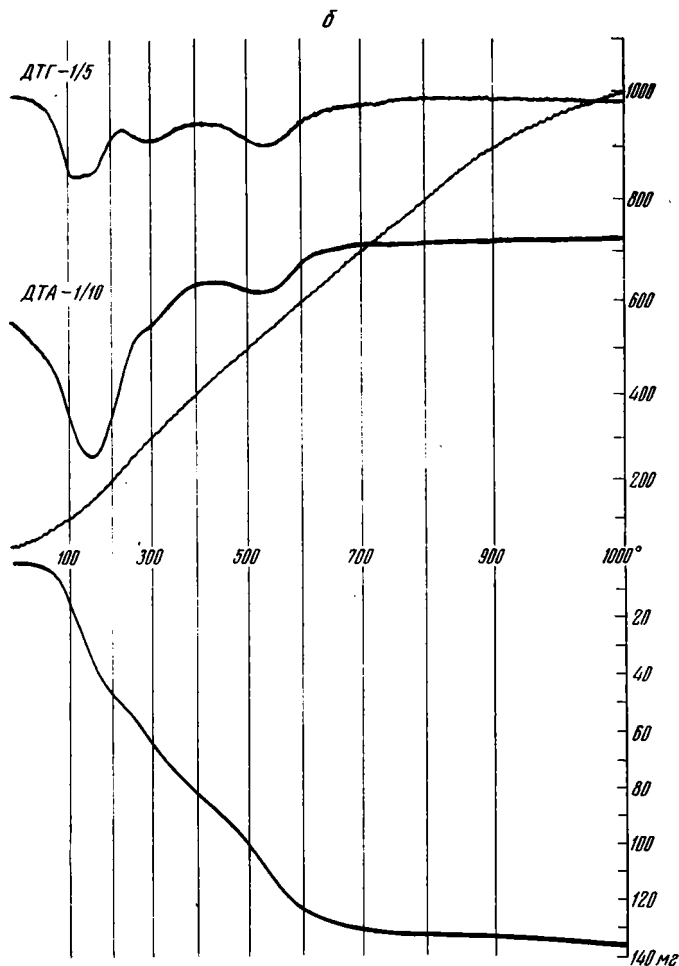
Северо-западные районы п-ова Индостан относятся к области аридного тропического климата. Состав терригенной взвеси, поступающей на подводную окраину, определяется всецело твердым стоком р. Инд, которая выносит из Гималаев слабовыветрелые продукты размыва древних



Фиг. 5. Дериватограммы фракции мельче 0,001 мм глинистых илов из Камбейского залива (а) и глинисто-карбонатных илов с шельфа Южной Аравии (б)

осадочных и метаморфических формаций (Mukherjee, 1964). Среди последних преобладают гидрослюда и хлорит (Милло, 1968). Смена климатических обстановок происходит на широте п-ова Катхиявар. Здесь в условиях значительного увлажнения и высоких среднегодовых температур резко усиливаются гидролитические процессы, что приводит к более полному преобразованию исходной минеральной структуры горных пород. П-ов Катхиявар и прилегающие к Камбейскому заливу районы Индостанского субконтинента сложены траппо-базальтами мелового и кайнозойского возраста (Кришнан, 1954). Выветривание этих пород сопровождается накоплением в почвах и корках выветривания монтмориллонита, который в составе речного стока поступает затем на прилегающие участки подводной окраины (Roy, Barde, 1962).

Монтмориллонит — наиболее распространенный минерал при выветривании вулканогенных пород. На дериватограмме фракции мельче 0,001 мм глинистых илов Камбейского залива отчетливо выделяются две эндотермические остановки: при 110—180 и 480—560°С. Первый минимум связан с потерей глинистым веществом слабосвязанной воды (6,95% потери веса), второй — с выделением гидроксильной влаги (3,9% потери веса, фиг. 5, а). Указанные эндоэффекты, а также наличие



Фиг. 5, б

экзоэффекта при 830°C, связанного с разрушением слюистой структуры без потери веса, характерны для минерала из группы монтмориллонита. Эндоэффекты при 480—560°C имеют асимметричный характер, что свидетельствует о примеси другого минерала, возможно, железистого хлорита. Относительно низкие температуры выделения гидроксильной воды говорят в пользу диоктаэдрической структуры минералов в изученной фракции.

Гумидность климата на п-ове Индостан возрастает по мере приближения к экватору. Соответственно увеличивается глубина химического преобразования метаморфических и древних осадочных пород архея и протерозоя, которыми сложены обширные области Южного Индостана. О характере и глубине преобразования исходных горных пород можно судить по составу почв и кор выветривания, типичных для этих районов. Это — ферралитовые и латеритные почвы (Mohr, Varen, 1954), широко развитые в горах Западные Гаты, протягивающихся вдоль побережья Юго-Западного Индостана. Небольшие реки и ручьи, выносящие на подводную окраину в большом количестве тонкодисперсный материал, дренируют западные склоны этой относительно небольшой горной страны. Таким образом, размывание латеритных почв, для которых типично накопление больших количеств каолинита, приводит к выносу этого минерала на подводную окраину.

Хотя климатические условия в области денудации исходных пород играют решающую роль в процессах формирования современных глинистых осадков шельфа, большое значение имеет, как на то указывает значительная изменчивость состава глинистых фракций в пробах из соседних районов, минеральный состав материнских пород, размываемых на континенте. Действительно, вынос на подводную окраину в условиях гумидного тропического климата таких неустойчивых при избыточном увлажнении и высоких температурах минералов, как хлорит, гидрослюда, смешанослойные образования, свидетельствует о том, что некоторую, иногда значительную часть коллоидной фракции взвеси, поступающей с континента в океан, составляют продукты размыва исходных горных пород, не успевших претерпеть сколько-нибудь значительных превращений. Особенно велика роль продуктов размыва древних толщ в областях с засушливым климатом, где отсутствуют коры выветривания и слабо развит почвенный слой. О роли глинистых компонентов древних формаций при формировании минерального состава современных глинистых осадков на подводной окраине свидетельствует также совпадение ареалов распространения наиболее типичных комплексов тяжелых минералов с ареалами распространения основных комплексов глинистых минералов.

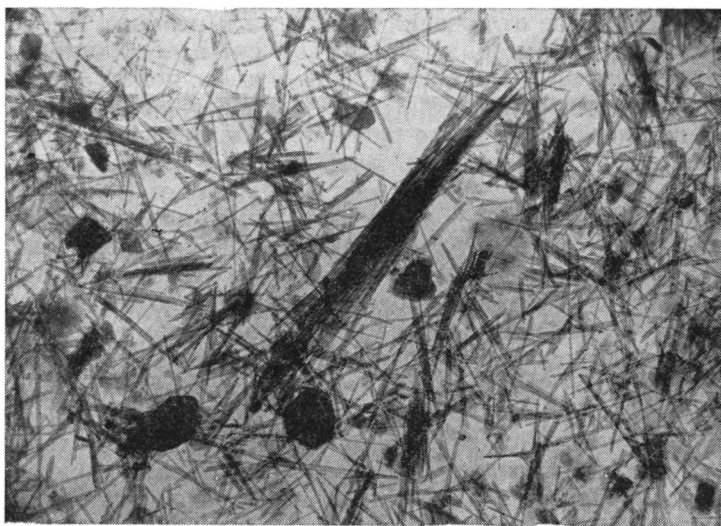
Рассмотренное выше распределение глинистых минералов отражает картину, сложившуюся в прибрежной части шельфа и прилегающих к нему участках срединной шельфовой равнины у Западного Индостана. На внешнем шельфе и материковом склоне соотношение минеральных компонентов пелитовой части современных осадков несколько иное. Если в районах, расположенных в непосредственной близости от авандельты р. Инд, в мелкоалевритовых и алеврито-глинистых фораминиферовых илах внешней части шельфа и верхней половины материкового склона сохраняется преимущественно хлорит-гидрослюдистый состав пелитовых фракций, то на широте зал. Кач, п-ова Катхиявар и Камбейского залива состав пелитовой части осадков по профилю подводной окраины претерпевает существенные изменения. Дело в том, что в илах на внешнем шельфе и материковом склоне этих районов концентрируются минералы, характерные для более северных районов подводной окраины Западного Индостана, — гидрослюда и хлорит, тогда как в прибрежной части шельфа этих районов ведущее место в ассоциации глинистых минералов занимает монтмориллонит. На нескольких разрезах, проходящих через шельф и верхнюю часть склона, прослеживается постепенное обогащение осадков гидрослюдой и хлоритом за счет уменьшения содержаний монтмориллонита.

Типичным для илов этих районов является следующий состав пелитовых фракций: гидрослюда — 50—60%, монтмориллонит — 20—30%, хлорит — 10—15% и каолинит в примеси (фиг. 1, образцы V, VI). Подобная тенденция сохраняется и в более южных районах подводной окраины Западного Индостана. На широте 14—15° с. ш. в глинистых илах верхней части материкового склона фиксируется следующий состав: гидрослюда — 50—60%, смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонитового ряда — 15—20%, хлорит и каолинит — по 10—20%. Если появление такой нехарактерной для области гумидного тропического климата ассоциации глинистых минералов можно объяснить влиянием каких-либо местных источников сноса, то накопление гидрослюды и хлорита на внешнем шельфе и склоне у п-ова Катхиявар и заливов Кач и Камбейского, в прибрежной части шельфа которых известны глинистые илы монтмориллонитового состава, может быть связано лишь с влиянием терригенного стока р. Инд. Только в самых южных районах подводной окраины Индостанского субконтинента минеральный состав пелитовой части осадков не меняется по всему профилю подводной окраины.

Таким образом, налицо свидетельство широкого разноса тонкодисперсного терригенного материала вдоль подводной окраины Западного Индостана. По данным И. М. Овчинникова (1961), на подводной окраине Западного Индостана действительно имеет место движение водных масс в направлении с севера на юг. Объем выносимого р. Инд тонкодисперсного глинистого материала настолько велик, что полностью подавляет на большом удалении от авандельты на внешней части шельфа аккумуляцию монтмориллонитового вещества, которое поступает из сопредельных к заливам Кач и Камбейский территорий.

ПОДВОДНАЯ ОКРАИНА АРАВИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На другой стороне Аравийского моря в условиях резко засушливого климата (подводная окраина Аравийского полуострова) происходит накопление глинистого материала совершенно иной минеральной природы. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов фракции мельче 0,001 мм наряду с серией относительно слабых рефлексов хлорита присутствует сильный рефлекс 10,5 Å и довольно слабые рефлексы 6,44 и 5,42 Å. Обработка препаратов глицерином, в результате которой в малоугловой области появляются небольшие рефлексы 16,0—16,5 Å, что свидетельствует о примеси смешанослойного компонента, не приводит к изменению положения рефлекса 10,5 Å. Последний исчезает после прокаливания препаратов до 600°С (фиг. 1, обр. I).



Фиг. 6. Электронные микрофото глинисто-карбонатных илов, распространенных на шельфе Южной Аравии.
×8000

Таким образом, данные дифрактометрических исследований свидетельствуют о том, что главным компонентом пелитовой фракции шельфовых осадков на подводной окраине Восточной Аравии является палыгорскит — минерал чрезвычайно редкий для современных океанских осадков. Данные электронной микроскопии подтверждают это. На фиг. 6 видны тонкие иглообразные кристаллы палыгорскита, лежащие в виде отдельных волокон либо собранные в пучки. Некоторые волокна очень длинны, и кажется маловероятным, чтобы они могли сохранить свою форму и размеры при длительной транспортировке водными или воздуш-

ными потоками. Вместе с палыгорскитом постоянно наблюдается тонкий карбонатный материал — обломки скелетных мембран мшанок и кораллов.

На дериватограмме фракции мельче 0,001 мм (фиг. 5, б) фиксируются три отчетливо выраженные эндотермические остановки: при 80—170°С (6,85% потери веса), при 240—330°С (4,0% потери веса) и при 480—590°С (6,0% потери веса). Первая и вторая отвечают этапам удаления связанной межслоевой и цеолитной воды, третья — удалению из структуры минерального вещества ОН-ионов. Раздвоенный характер эндозффекта в интервале 80—170°С свидетельствует о примеси разбухающего компонента — смешанослойной фазы монтмориллонит-гидро-слистистого типа.

Карбонатные палыгорскитовые илы прослеживаются на значительном расстоянии на шельфе Восточной Аравии от банки Камар в открытой части Аравийского моря до м. Рас-Маршак в Аденском заливе. О находках обломочного палыгорскита в глубоководных осадках северо-западной части Индийского океана сообщали Б. К. Хизен и др. (Neesen e. a., 1965), З. Н. Горбунова (1966), Е. Д. Гольдберг и Ю. Дж. Гриффин (Goldberg, Griffin, 1970). Аутигенный палыгорскит описан в глубоководных отложениях восточной части океана (Свальнов, 1974). Однако впервые этот минерал обнаружен в осадках подводной окраины континента. Е. Д. Гольдберг и Ю. Дж. Гриффин объясняют появление примеси палыгорскита в глубоководных осадках северо-западной части Индийского океана действием юго-западных ветров, приносящих тонкую пыль из полупустынных районов Африки, где широко обнажаются палыгорскитсодержащие отложения палеогена и неогена. На полупустынных и пустынных территориях юга Аравийского полуострова также известны палыгорскитсодержащие отложения кайнозоя (Müller, 1961).

Однако широкое распространение карбонатно-глинистых палыгорскитовых илов на шельфе этого района трудно объяснить только ветровой эрозией кайнозойских толщ. Значительная часть тонкодисперсного терригенного материала выносится из прилегающих к подводной окраине районов континента временными потоками — так называемыми «вади» — в период действия муссонов. В пользу этого свидетельствует значительная примесь относительно грубого терригенного материала (тонкопесчаной и алевроитовой размерностей), постоянно фиксируемая в современных шельфовых осадках юга Аравийского полуострова.

В условиях значительного прогревания и повышенной солености вод шельфа (а именно в этих районах отмечается самая высокая соленость поверхностных и подповерхностных вод в Аравийском море (Муромцев, 1959) нельзя совершенно исключить возможность образования палыгорскита *in situ*. Можно допустить, что в результате раннедиагенетического перераспределения вещества в осадке происходит разрастание части кристаллов палыгорскита. Впрочем, для окончательного вывода о генезисе палыгорскита в современных шельфовых осадках требуются гораздо более детальные исследования.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Близкий к вышеописанному комплекс глинистых минералов обнаружен в шельфовых осадках у северо-восточной оконечности Африки (к югу от м. Гвардафуй). Наряду с палыгорскитом здесь на дифрактометрических кривых фракций мельче 0,001 мм обнаруживаются хлорит, а в отдельных пробах гидрослюда. Наличие четкого рефлекса 9,4 Å на кривых препаратов, насыщенных глицерином, говорит, по-видимому, о примеси смешанослойного образования гидрослюда-монтмориллонитового ряда (фиг. 1, обр. II). В пробах улавливается также примесь магnezияльного карбоната. Накопление столь своеобразных по составу гли-

нистого комплекса алеврито-глинистых и алевритовых илов возможно лишь в обстановке аридного литогенеза, когда преобладание физических агентов выветривания над химическими обеспечивает сохранение первичной минеральной структуры разрушающихся горных пород и вынос в пределы подводной окраины минералов, неустойчивых в условиях широкого развития гидролиза. Факторами переноса в описываемом районе являются, по-видимому, ветры, дующие с континента в сторону океана, и временные потоки — «вади», аналогичные таковым на юге Аравийского полуострова.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ И ЮЖНАЯ ЧАСТИ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

В центральных районах подводной окраины Восточной Африки, для которых характерны относительно грубозернистые терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные осадки (пески, крупные алевриты), глинистый материал фиксируется обычно в виде примеси. Глинистые и алеврито-глинистые илы приурочены лишь к участкам шельфа, прилегающим к аванделтам крупных рек. В пелитовой части шельфовых осадков у мозамбикского участка африканского побережья (отмель Софала) на долю монтмориллонита приходится до 30—40%, гидрослюда — 40—60% и каолинита — 20—30%. Состав комплекса глинистых минералов в этом районе подводной окраины определяется прежде всего твердым стоком р. Замбези, выносящей большое количество тонкодисперсного материала из обширной области саванны к северу от пустыни Калахари.

На участке шельфа вблизи авандельты р. Лимпопо в фораминиферовых и органогенно-детритовых карбонатно-глинистых осадках наиболее типично следующее соотношение глинистых минералов: монтмориллонит — 20—30%, гидрослюда — 40—60%, каолинит — до 30%. В некоторых пробах содержание разбухающих компонентов снижается до 10—20%. На крайнем юго-восточном участке подводной окраины Африки (28—30° ю. ш.) в терригенных и терригенно-карбонатных осадках прибрежной и внешней частей шельфа (мелкий песок, крупно- и мелко-алевритовые илы) присутствует чрезвычайно бедный комплекс глинистых минералов, представленный лишь гидрослюдой — 70—80% и каолинитом — 20—30%. В качестве примеси в ряде проб фиксируются неупорядоченные смешанослойные минералы гидрослюда-монтмориллонитового ряда.

Таким образом, по мере удаления от экватора в пелитовой части осадков подводной окраины Восточной Африки наблюдается постепенное уменьшение содержания монтмориллонита от 30—40% и более в осадках отмели Софала до полного его исчезновения в отложениях крайнего юго-восточного участка подводной окраины. Интересно, что в описываемых районах не удалось установить накопление хлорита — обычного спутника гидрослюда. Обедненный состав ассоциаций глинистых минералов в южных районах восточноафриканского шельфа связан, по-видимому, с тем, что на смежных территориях суши происходит размыв палеозойских ледниковых толщ. Известно, что глинистые минералы в отложениях ледникового происхождения, как правило, наследуются от более древних пород (Милло, 1968). Как и на подводной окраине Западного Индостана, изменения, фиксируемые в составе глинистых минералов шельфовых осадков Восточной Африки, определяются, таким образом, не только климатическим фактором, но и составом пород, размываемых в пределах водосборных площадей рек, которые выносят терригенный материал на тот или иной участок подводной окраины.

Проведенные исследования показывают, что состав глинистых минералов в осадках подводных материковых окраин подвержен значительно большим изменениям, чем в глубоководных осадках. Указанные изменения, как правило, коррелируются с изменениями в составе тяжелой фракции крупного алеврита. Решающим фактором в размещении различных глинистых минералов в осадках подводных окраин континентов в северо-западной части Индийского океана является климат. Однако большое влияние оказывает также состав исходных горных пород. Это влияние особенно значительно в областях с засушливым климатом. Так, на шельфе у полупустынных районов п-ова Индостан накапливаются хлорит и гидрослюда, тогда как на другой стороне Аравийского моря, на шельфе Южной Африки, в идентичных климатических условиях происходит накопление палыгорскита.

Наибольшей изменчивостью характеризуются глинистые минералы в осадках прибрежной части шельфа областей гумидного тропического пояса. В направлении моря здесь происходит постепенное усреднение минерального состава глинистых осадков. При наличии такого крупного источника выноса терригенного материала, каким является р. Инд, большое значение приобретают различные океанографические факторы, в том числе активность и направление действия вдольбереговых течений. Пример подводной окраины Западного Индостана показывает, что в то время как в прибрежно-шельфовых осадках состав глинистых минералов отражает масштабы выветривания пород на суше и отвечает установившимся здесь климатическим условиям, на периферии подводной окраины (внешняя часть шельфа, материковый склон) могут накапливаться глинистые осадки, по своему минеральному типу чуждые данной климатической зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Тр. ИО АН СССР, М., 1969, т. 64, с. 182—201.
- Белюсов И. М., Бортников В. С., Марова Н. А. Рельеф и грунты северо-западной части Индийского океана.— В кн.: Гидрометсправочник по западной части Индийского океана. Л., Гидрометеондат, 1965, с. 7—10.
- Бортников В. С. Рельеф и современные донные отложения шельфа и материкового склона Западной Индии.— Тр. ВНИРО, М., 1971, т. XXII, с. 13—33.
- Буданов В. И., Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Спиридонов В. Л., Хачатурова Т. А. К литологии и геологии современных осадков некоторых районов северо-западной части Индийского океана.— Тр. ВНИРО, М., 1974, т. XCVIII, с. 153—170.
- Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана.— Океанология, 1966, т. 6, № 2, с. 267—275.
- Ерощев-Шак В. А. Зональное распределение глинистых минералов в глубоководных осадках Атлантического океана.— Океанологические исследования, 1963, № 8, с. 125—136.
- Конюхов А. И. Литолого-фациальная характеристика современных осадков подводной окраины Западного Индостана и распределение в них органического вещества.— В кн.: Тезисы докладов IV семинара «Органическое вещество в современных и ископаемых осадках». М., Изд-во МГУ, 1974, с. 29—31.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Индийского океана. Л., Гидрометеондат, 1959.
- Овчинников И. М. Циркуляция вод в северной части Индийского океана в период зимнего муссона.— Океанологические исследования, 1961, № 4.
- Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Океанологические исследования, 1968, № 18, с. 283—311.
- Свальнов В. Н. Новообразованный палыгорскит в осадках станции 4599 (Индийский океан).— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 1.

- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. 1—2, 1960.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Yale Univ., Depart. Geol., Geochem. Tech. Report., 1964, v. 8, 86 p.
- Biscaye P. E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, No. 7, p. 803—832.
- Goldberg E. D., Griffin Y. J.* The sediments of the northern Indian Ocean.—Deep-Sea Res., 1970, v. 17, No. 3, p. 513—537.
- Heezen B. C., Nesteroff N. D., Oberlin A., Sabatier G.* Découverte d'attapulgit dans les sédiments profonds du Golf d'Aden et de la Mer Rouge. Compte rendu hebdomadaire. Séance, Acad. Sci., 1965, 760, p. 2819—2821.
- Mehra O. P., Jackson M. L.* Iron oxide removal from soils and clays and clay system, buffered with sodium bicarbonate by dithionite—citrate.—Clays and Clay Minerals, 1960, v. 5.
- Mohr E. C., van Baren F. A.* Tropical soils, Intersciences, 1954.
- Mukherjee B.* Clay minerals in argillaceous sediments of the Himalayan zone.—Clay Minerals Bull., 1964, 5, p. 363—371.
- Müller G.* Polygorskite und sepiolith in Tertiären und Quartären Sedimenten von Hadramawt (S. Arabien).—Neues Jahrb. Mineral., 1961, v. 97, p. 275—288.
- Roy B. B., Barde N. K.* Some characteristics of the black soils of India.—Soil Sci., 1962, v. 97, p. 142—147.
- Schott W., Stackelberg V., Eckhardt F.-Y., Mittat B., Peters J., Zobel B.* Geologische Untersuchungen an Sedimenten des indischpakistanischen Kontinentalrandes (Arab. Meer).—Geol. Rundschau, 1970, v. 60, No. 1, p. 264—275.
- Stackelberg V. V.* Faziesverteilung in sedimenten des indischpakistanischen Kontinentalrandes (Arab. Meer).—Meteor Forschungsergeb. C., 1972, No. 9, 1—73.

МГУ,
Москва

Дата поступления
5.VI.1975

УДК 552.14 : (564+551.35)

РАННИЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАКОВИН МОРСКИХ МОЛЛЮСКОВ

В. Н. ЗОЛОТАРЕВ

Количественным спектральным анализом определено содержание Na, Mg, Sr и Fe в раковинах трех видов современных двустворчатых моллюсков из северо-западной части Японского моря. В результате взаимодействия с морской водой в арагоните раковин отмерших особей увеличивается количество элементов-примесей и нарушается прижизненная связь химического состава раковины с темпами ее роста. Ранние изменения химического состава раковин начинаются до литификации вмещающих их осадков. Изменения содержаний элементов-примесей в биогенном арагоните могут происходить при жизни моллюсков, чему способствует разрушение перистракума и частичное растворение наружных карбонатных слоев. Наиболее устойчивы к ранним диагенетическим изменениям участки раковин с псевдогомогенной структурой, которые образованы при замедленном росте. Эти явления необходимо учитывать при биогеохимических определениях палеотемператур и палеосолености морских бассейнов.

Сведения о химическом составе раковин морских моллюсков неоднократно привлекались для решения ряда геологических и биологических проблем, в том числе для определений палеотемператур и палеосолености морских бассейнов, исследований биохимической эволюции беспозвоночных и изучения диагенеза карбонатных осадков. Наиболее достоверные выводы о направлении и интенсивности изменений первоначального состава карбонатных скелетов были получены Д. Кринсли (Krinsley, 1960), О. Пилки и Г. Гуделлом (Pilkey, Goodell, 1964), Д. Доддом (Dodd, 1966), К. М. Султановым и С. А. Исаевым (1968) и рядом других исследователей при сопоставлении средних содержаний элементов-примесей в современных и ископаемых раковинах моллюсков одного вида. Однако сведения о поведении Sr, Mg и других химических элементов на отдельных стадиях диагенеза и эпигенеза биогенных карбонатов остаются немногочисленными.

Особенно слабо изучены изменения скелетных остатков беспозвоночных, происходящие после отмирания организмов под воздействием окружающей водной среды до литификации вмещающих их отложений. Эти процессы обусловлены тем, что биогенный карбонат кальция обычно секретируется в неравновесном состоянии с окружающей средой. После смерти животных начинаются преобразования первоначального состава, направленные на установление химического равновесия скелета с окружающей средой. Они могут происходить как в среде обитания, так и в иной гидрохимической обстановке в случае переотложения раковин.

В настоящей работе рассмотрены некоторые закономерности ранних диагенетических изменений биогенного арагонита, установленные при анализе распределения элементов-примесей в раковинах современных двустворчатых моллюсков *Callista brevisiphonata*, *Mercenaria stimpsoni* и *Callithaca adamsi*. Материал представлен раковинами живых моллю-

сков из зал. Восток северо-западной части Японского моря и створками раковин этих же видов, взятыми в том же районе с поверхности морского дна и из береговых выбросов.

Сравнение состава карбонатных скелетов обычно усложнено значительными прижизненными колебаниями содержаний некоторых химических элементов в пределах раковин. Эти вариации вызваны сезонными изменениями температуры среды (Dodd, 1965; Hallam, Price, 1968), возрастными замедлениями темпов роста (Dodd, 1965; Золотарев, 1974) и различиями в способности концентрирования элементов отдельными слоями раковины (Суздальский, 1964; Hallam, Price, 1968). Влияние подобных колебаний состава может быть уменьшено, если сопоставлять содержания элементов-примесей в одинаковых структурных частях скелетов.

Для выполнения этого условия пробы отбирались только из наружных частей раковин, которые у всех трех исследованных видов имеют сложнопризматическую структуру. В каждой створке с помощью зубной бормашины было взято 5—8 проб по годовым слоям роста разной величины. В двух раковинах *Callista brevisiphonata* дополнительно были взяты навески из участков ежегодных замедлений скорости роста и в промежутках между ними. Содержания Na, Mg, Sr и Fe в пробах определены количественным спектральным анализом на спектрографе PGS-2 фирмы «Карл Цейс» (аналитик О. И. Недава). Для повышения чувствительности анализа в навески в качестве носителя добавлялось 10% хлористого рубидия. Ошибки определения элементов составили 7,6—20%.

ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАКОВИН

Благодаря принятой методике отбора проб колебания содержаний элементов-примесей в годовых слоях роста каждой раковины оказались сравнительно малыми. Они соизмеримы во всех исследованных образцах и в большинстве случаев не превышают 30% от средних величин. Различия среднего химического состава наружных частей скелетов более значительны и проявляются как между раковинами живых моллюсков разных видов, так и между раковинами одного вида (табл. 1).

У живых моллюсков максимальные концентрации химических элементов обнаружены в раковине *Callithaca adamsi*. Натрия и стронция в ней в 1,5 раза, а магния почти в 4 раза больше, чем в соответствующих слоях *Callista brevisiphonata*. Еще более изменчиво количество железа. По сравнению с *Mercenaria stimpsoni* в раковине *Callithaca adamsi* его содержится почти в 10 раз больше. Такие колебания химического состава современных моллюсков при близких физико-химических условиях среды, одной и той же структуре и минералогии анализируемых слоев связаны, вероятно, с таксономическими особенностями накопления элементов-примесей. Подобные биогеохимические различия, известные у ряда других морских беспозвоночных (Dodd, 1965; Cadot et al., 1972; Weber, 1973, 1974; Золотарев, 1974), наглядно показывают, что для достоверного анализа изменений состава биогенных карбонатов во времени необходимо сравнивать данные, полученные по одним и тем же либо близким видам.

Значительные различия химического состава обнаружены также между раковинами живых и отмерших особей одного вида. Самые высокие содержания элементов-примесей характерны для остатков моллюсков с поверхности морского дна и из береговых выбросов (фиг. 1). Поскольку все исследованные образцы были взяты в одном районе, а переотложение их после смерти животных происходило на небольшие расстояния, можно полагать, что первоначальный состав раковин одного вида был близким, а увеличение средних содержаний элементов-примесей связано с диагенетическими изменениями биогенных карбонатов.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в годовых слоях роста раковин двустворчатых моллюсков из зал. Восток Японского моря, %

Номер пробы	Годовой прирост, мм	Na	Fe	Mg	Sr
<i>Callista brevisiphonata</i> , раковина живого моллюска					
1	7,0	0,36	0,032	0,023	0,18
2	5,0	0,45	0,031	0,018	0,19
3	2,7	0,37	0,040	0,014	0,17
4	1,3	0,73	0,075	0,019	0,22
5	0,6	0,53	0,089	0,026	0,31
Среднее		0,49	0,053	0,020	0,21
<i>Callista brevisiphonata</i> , створка из береговых выбросов с хорошо сохранившимся перистракумом и остатками мягких тканей					
1	8,0	0,56	0,0085	0,025	0,16
2	6,5	0,52	0,0074	0,016	0,13
3	3,0	0,58	0,0080	0,017	0,14
4	1,2	0,60	0,0082	0,019	0,15
5	0,9	1,10	0,043	0,029	0,22
Среднее		0,67	0,015	0,021	0,16
<i>Callista brevisiphonata</i> , створка из береговых выбросов					
1	6,8	0,98	0,13	0,073	0,36
2	4,0	0,86	0,074	0,067	0,36
3	3,3	0,74	0,064	0,052	0,28
4	3,0	0,90	0,072	0,056	0,39
5	1,3	0,86	0,076	0,075	0,42
Среднее		0,87	0,083	0,065	0,36
<i>Callista brevisiphonata</i> , створка с поверхности морского дна					
1	7,0	1,2	0,09	0,14	0,43
2	4,3	1,0	0,21	0,14	0,31
3	1,8	1,1	0,18	0,094	0,24
4	1,0	1,5	0,32	0,15	0,37
5	0,5	1,6	0,28	0,085	0,36
Среднее		1,28	0,22	0,12	0,34
<i>Mercenaria stimpsoni</i> , раковина живого моллюска					
1	8,0	0,57	0,007	0,034	0,29
2	7,0	0,56	0,016	0,041	0,27
3	4,3	0,46	0,010	0,044	0,22
4	2,5	0,50	0,016	0,033	0,25
5	1,0	0,69	0,024	0,039	0,27
6	0,9	0,64	0,016	0,047	0,27
Среднее		0,57	0,015	0,038	0,26
<i>Mercenaria stimpsoni</i> , створка из береговых выбросов					
1	5,0	0,94	0,100	0,097	0,36
2	4,6	0,72	0,087	0,079	0,29
3	3,5	0,67	0,032	0,072	0,26
4	2,4	0,64	0,009	0,055	0,23
5	1,5	0,68	0,014	0,060	0,24
6	1,0	0,73	0,019	0,084	0,24
7	0,5	0,74	0,023	0,083	0,26
8	0,1	0,58	0,075	0,090	0,27
Среднее		0,71	0,045	0,078	0,27

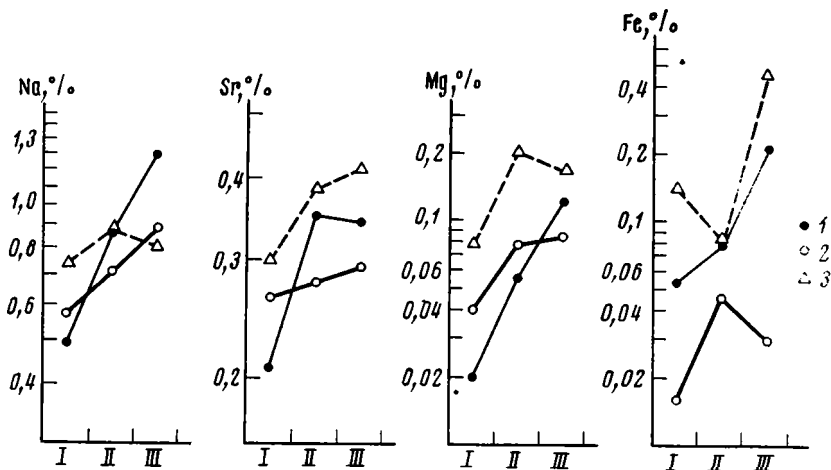
Таблица 1 (продолжение)

Номер пробы	Годовой прирост, мм	Na	Fe	Mg	Sr
<i>Mercenaria stimpsoni</i> , створка с поверхности морского дна					
1	7,0	0,87	0,025	0,120	0,32
2	5,0	0,89	0,011	0,090	0,31
3	3,0	1,10	0,060	0,092	0,32
4	1,5	0,74	0,018	0,068	0,25
5	1,1	0,90	0,030	0,085	0,27
6	0,5	0,83	0,027	0,064	0,27
Среднее		0,89	0,029	0,087	0,29
<i>Callithaca adamsi</i> , раковина морского моллюска					
1	11,0	0,56	0,097	0,070	0,22
2	7,8	0,65	0,20	0,10	0,29
3	5,0	0,65	0,12	0,077	0,30
4	4,0	0,59	0,13	0,094	0,26
5	3,8	0,92	0,15	0,075	0,38
6	2,0	1,00	0,17	0,084	0,42
Среднее		0,74	0,14	0,081	0,30
<i>Callithaca adamsi</i> , створка из береговых выбросов					
1	7,1	0,83	0,079	0,19	0,32
2	4,6	0,91	0,080	0,21	0,35
3	2,9	0,85	0,064	0,15	0,30
4	2,0	0,88	0,10	0,27	0,45
5	1,0	0,87	0,078	0,22	0,46
Среднее		0,87	0,080	0,21	0,38
<i>Callithaca adamsi</i> , створка с поверхности морского дна					
1	10,0	0,79	0,70	0,22	0,42
2	9,0	0,75	0,28	0,19	0,38
3	7,5	0,79	0,40	0,16	0,42
4	4,0	0,89	0,67	0,14	0,43
5	1,0	0,85	0,39	0,095	0,40
Среднее		0,81	0,49	0,16	0,41

Наибольшие преобразования состава проявляют раковины, которые после отмирания моллюсков оставались на поверхности дна и подвергались воздействию морской воды. В большинстве случаев содержание Na, Fe и Mg в них более чем в 2 раза выше, чем у живых моллюсков. Так, в створке *Callista brevisiphonata* с поверхности морского дна количество Na увеличилось с 0,49 до 1,28%, а Mg — с 0,02 до 0,12%, т. е. возросло в 6 раз. Меньше всего изменено содержание Sr. Максимальное повышение концентраций этого элемента с 0,21 до 0,34 обнаружено у *Callista brevisiphonata*.

Изменения химического состава раковин из донных отложений сопровождаются уменьшением их механической прочности и постепенным переходом карбонатного вещества створок в порошокобразное состояние. В некоторых образцах вблизи макушки встречаются участки со следами растворения наружного слоя, подобными описанным Т. Александерссоном (Alexandersson, 1972) в раковинах двустворчатых моллюсков из Балтийского моря.

Раковины, взятые из береговых выбросов, после отмирания моллюсков некоторое время также находились в морской воде. На этой стадии диагенеза количество элементов-примесей в них должно было возрасти. Затем они на берегу подвергались воздействию низкоминерализованных поверхностных вод, которые, по данным Л. Лэнда (Land,



Фиг. 1. Средние содержания элементов-примесей в раковинах *Callista brevisiphonata* (1), *Mercenaria stimpsoni* (2), *Callithaca adamsi* (3)

I — раковины живых моллюсков; II — створки раковин с поверхности морского дна; III — раковины из береговых выбросов

1967) и И. Шрёдера (Schroeder, 1969), могут выносить Sr и Mg из биогенных карбонатов. Поэтому в остатках моллюсков из береговых выбросов следует ожидать концентраций элементов-примесей, промежуточных между свойственными раковинам живых моллюсков и пустым створкам с поверхности морского дна либо близких последним. Это предположение в большинстве случаев подтвердилось (см. фиг. 1). В створках из береговых выбросов количество Na, Sr, Fe и Mg больше, чем в раковинах живых моллюсков тех же видов. Исключение составляет лишь *Callithaca adamsi* по распределению Fe, минимальное содержание которого (0,08%) обнаружено в материале с поверхности морского дна, а также раковина *Callista brevisiphonata* из береговых выбросов с хорошо сохранившимся перистракумом на большей части створок и с остатками мягких тканей. Последний образец по степени сохранности и содержания элементов-примесей близок раковинам живых моллюсков и, вероятно, подвергся лишь слабым изменениям.

Таким образом, в большинстве раковин отмерших моллюсков при взаимодействии с морской водой количество примесей увеличивается. По степени подвижности и способности накопления в биогенном арагоните элементы образуют следующий ряд: Fe > Mg > Na > Sr. Изменения химического состава скелетов происходят до литификации вмещающих их осадков. Полученные данные согласуются с установленным ранее увеличением средних содержаний Sr и Mg в незахороненных раковинах моллюсков (Polifka et al., 1972) и повышением магнезиальности остатков птеропод, взятых с поверхности морского дна (Krinsley, Bieri, 1959).

Одной из возможных причин изменения состава раковин при диагенезе являются обменные реакции, которые происходят на поверхности карбонатных зерен между ионами морской воды и твердой фазой. Реальность такого обмена для Mg-раствора и Ca-арагонита, а также высокая скорость этого процесса показаны Р. Бернером (Berner, 1966) экспериментально. Однако Mg, включенный в раковину на ранних стадиях диагенеза, очевидно, недостаточно устойчив к последующим преобразованиям. Поэтому в ископаемых арагонитовых скелетах его обычно меньше, чем в современных (Krinsley, 1960; Pilkey, Goodell, 1964). Повышенные содержания Sr сохраняются значительно лучше и обнаружены во многих ископаемых остатках (Krinsley, 1960; Turekian, Armstrong, 1961; Hallam, Price, 1966; Ragland et al., 1969). По мнению некоторых

исследователей (Pilkey, Goodell, 1964; Ragland et al., 1969), изоморфное замещение кальция стронцием увеличивает стабильность кристаллической решетки арагонита.

В качестве других причин изменения содержания элементов-примесей в субфоссильных остатках рассматриваются адсорбция на поверхности кристаллов и органическом веществе раковин, селективное растворение арагонита, которое может приводить к обогащению остатка некоторыми элементами, внедрение сверлящих организмов с иным химическим составом скелетов (Polifka et al., 1972). Однако оценки интенсивности и убедительные доказательства существования каждого из этих процессов отсутствуют.

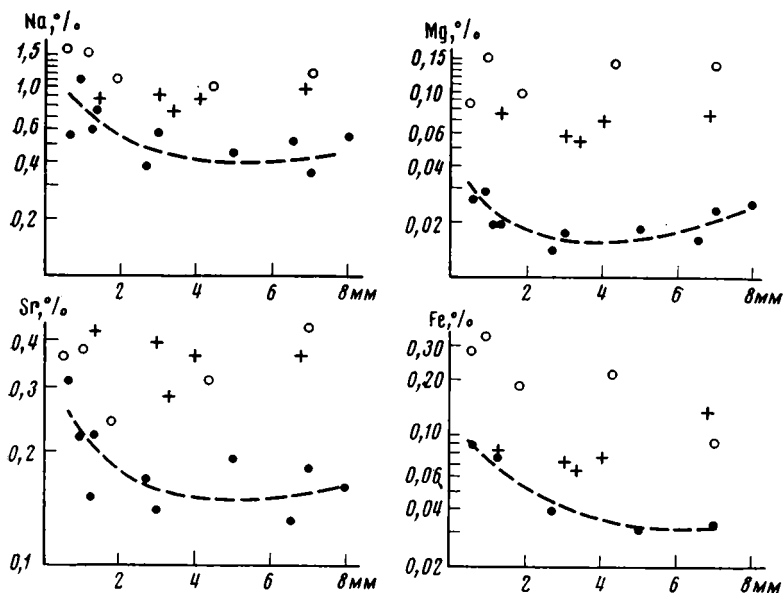
ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГОДОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для анализа закономерностей изменения разных частей раковин моллюсков содержания Na, Mg, Sr и Fe в пробах сопоставлены с величинами соответствующих годовых приростов.

В раковине живого моллюска *Callista brevisiphonata* и в створке из береговых выбросов с хорошо сохранившимся периостракумом концентрации всех определяемых элементов при возрастании ширины годовых слоев от 0,6 до 2,7—3,0 мм уменьшаются почти в 2 раза. Дальнейшее увеличение годовых приростов не вызывает значительных изменений их состава (фиг. 2). Повышенное содержание примесей в самых узких годовых слоях обнаружено также в раковинах живых *Callithaca adamsi* и *Mercenaria stimpsoni* (табл. 1). Оно, по-видимому, является прижизненным и вызвано возрастными замедлениями скорости кальцификации. Связь содержаний элементов-примесей с темпами роста известна у ряда других морских беспозвоночных (Moberly, 1968; Weber, 1973; Золотарев, 1974) и может рассматриваться в качестве одного из признаков прижизненного химического состава карбонатных скелетов.

В другой раковине *Callista brevisiphonata* из береговых выбросов, периостракум которой частично стерт, и в образце с поверхности морского дна концентрации Na, Mg, Sr и Fe увеличились во всех годовых слоях. Различия состава их отдельных частей в результате неравномерного изменения стали меньше, чем в современном материале. При этом зависимость содержаний элементов-примесей от скорости роста в большинстве случаев не сохранилась. Исключение составляет лишь распределение Fe и частично Na в образце *Callista brevisiphonata* с поверхности морского дна. Общие увеличения количества элементов-примесей и нарушения их связи с величиной годового прироста проявляются также в остатках моллюсков других видов. В разных скелетах они имеют свои отличительные особенности, но везде направлены на выравнивание среднегодовых содержаний химических элементов в пределах раковины.

Особого внимания заслуживает сравнительно однородный состав годовых слоев шириной 4—8 мм у живых моллюсков. Такое распределение элементов-примесей, по-видимому, не является первоначальным, а возникло при взаимодействии биогенного арагонита с морской водой. Ранним изменениям химического состава раковин живых моллюсков способствует разрушение периостракума — слоя органического вещества, который перекрывает наружную поверхность створок. У всех исследованных видов он сравнительно тонкий, легко истирается и обычно сохраняется лишь на последних нескольких годовых слоях шириной менее 3 мм. Отсутствие его на большей части раковины с крупными годовыми приростами благоприятствует свободному обмену карбоната раковины с морской водой и появлению прижизненных диагенетических изменений, что приводит к увеличению первоначальных содержаний элементов-примесей и нарушению связи состава с темпами роста.



Фиг. 2. Содержания элементов-примесей в годовых слоях роста раковин *Callista brevisiphonata*

черный кружок — раковина живого моллюска и створка из береговых выбросов с хорошо сохранившимся перистракумом; светлый кружок — створка с поверхности морского дна; крестик — раковина из береговых выбросов

Поскольку исследованные нами моллюски имели возраст 10—15 лет, арагонит их годовых слоев шириной 4—8 мм не менее 5 лет находился в контакте с морской водой. О возможности значительных диагенетических изменений состава раковин за это время свидетельствуют результаты экспериментов И. Шрёдера (Schroeder, 1969) по взаимодействию биогенных карбонатов с искусственной морской водой. В растворе над порошком арагонита, полученного из скелетов кораллов и лишённого органического вещества, содержание Sr уменьшилось на 4—10% в течение 30 дней, а количество этого элемента в твердой фазе возросло на 10—15% всего за 120 дней.

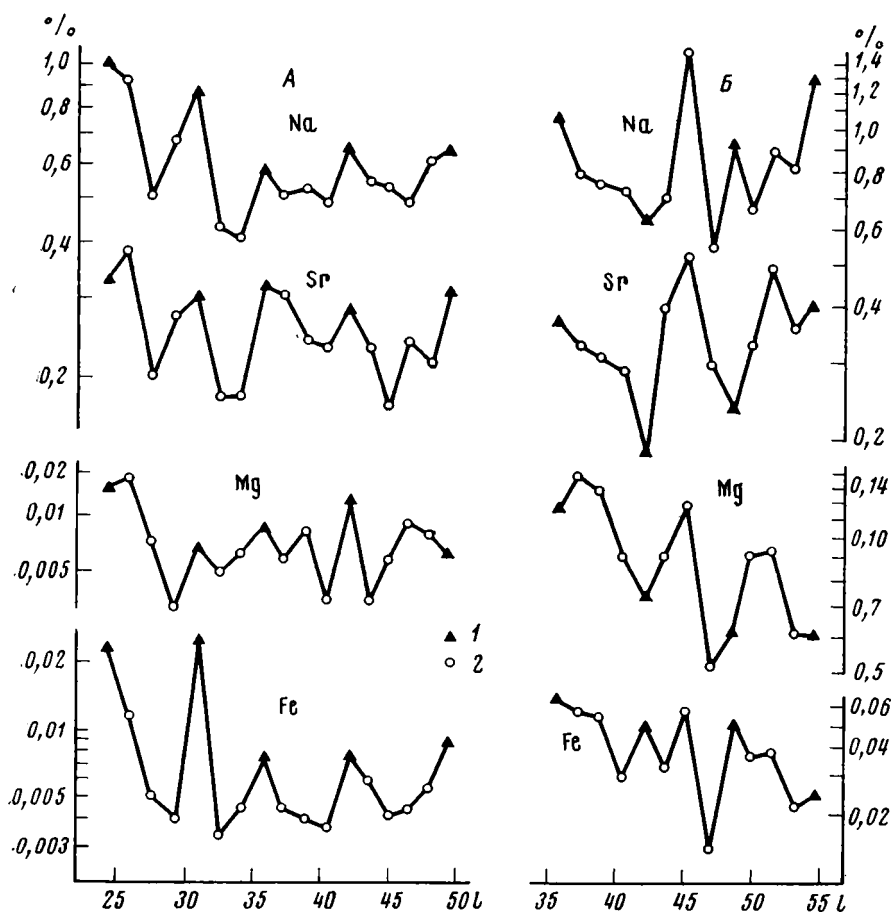
Такая высокая скорость ранних изменений может привести к заметным различиям состава последовательных слоев раковины, секретируемых в разные годы. Примером возрастающей интенсивности диагенетических преобразований служит распределение Mg в раковине живого моллюска *Callista brevisiphonata* и в раковине этого же вида с сохранившимся перистракумом, взятой из береговых выбросов. В смежных годовых слоях средней шириной от 3 до 8 мм количество Mg последовательно увеличивается от 0,017 до 0,025% (см. фиг. 2). Аналогично возрастает содержание элементов-примесей в более крупных годовых приростах других живых моллюсков. Так, у *Mercenaria stimpsoni* в годовых слоях шириной 2,5—4,3 мм содержание Na составляет 0,46—0,50%, а при ширине слоев 7,0—8,0 мм увеличивается до 0,56—0,57%. Количество Sr в тех же слоях возрастает с 0,22—0,25 до 0,27—0,29% (см. табл. 1). У *Callithaca adamsi* в годовых слоях шириной 4,0 и 7,8 мм содержание Na составляет соответственно 0,59 и 0,65%, Fe — 0,13 и 0,20%, Mg — 0,094 и 0,10%, Sr — 0,26 и 0,29%. Поскольку скорость роста убывает с увеличением возраста моллюсков, подобное повышение содержания элементов-примесей в крупных годовых слоях соответствует более продолжительным диагенетическим изменениям слоев, образовавшихся в первые годы жизни моллюсков.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ГОДОВЫХ СЛОЯХ РОСТА

Дополнительные сведения о ранних диагенетических изменениях биогенного арагонита получены при анализе распределения элементов-примесей в пределах годовых слоев роста раковин живой и отмершей особей *Callista brevisiphonata*.

В наружной части раковины живого моллюска этого вида колебания содержаний Na, Sr, Mg и Fe в четырех опробованных годовых слоях имеют отчетливый периодический характер (фиг. 3, А) и связаны с сезонными изменениями темпов роста. Максимальные концентрации элементов приурочены к участкам ежегодных замедлений скорости роста, в которых сложнопризматическая структура переходит в псевдогомогенную и раковина имеет более темную окраску. Наименьшее количество примесей характерно для слоев с обычным сложнопризматическим строением. Все парные коэффициенты корреляции элементов положительны, что отражает общие закономерности накопления Na, Mg, Sr и Fe раковинами моллюсков в разные сезоны года (табл. 2).

В раковине *Callista brevisiphonata*, взятой с поверхности морского дна, распределение элементов иное. Содержания Mg, Sr, Fe и Na в це-



Фиг. 3. Содержания элементов-примесей в последовательных слоях роста раковины живого моллюска *Callista brevisiphonata* (А) и раковины этого же вида с поверхности морского дна (Б)

1 — пробы, взятые из участков ежегодных замедлений скорости роста, 2 — пробы, отобранные в промежутках между участками замедлений скорости роста
l — расстояние от вершины раковины, мм

Коэффициенты корреляции между содержаниями элементов-примесей в раковинах *Callista brevisiphonata*

Сравниваемые химические элементы	Коэффициенты корреляции		Сравниваемые химические элементы	Коэффициенты корреляции	
	раковина живого моллюска	раковина с поверхности морского дна		раковина живого моллюска	раковина с поверхности морского дна
Na — Fe	0,86	x	Fe — Mg	0,48	0,73
Na — Mg	0,48	x	Fe — Sr	0,59	x
Na — Sr	0,76	0,67	Mg — Sr	0,55	x

x — коэффициенты корреляции недостоверны ($p=0,95$).

лом возросли, но первоначальные сезонные колебания химического состава в пределах годовых слоев оказались нарушенными. В участках замедлений темпов роста встречаются как минимальные, так и наивысшие содержания элементов-примесей (фиг. 3, Б), что свидетельствует о неравномерном преобразовании разных частей раковины. Статистически достоверная корреляция сохранилась только между Na—Sr и Mg—Fe. Различия между поэлементными связями раковин живых и отмерших особей могут отражать переход от биологического контроля распределений элементов к неорганическим факторам.

Меньше всего изменены слои, которые образованы при замедленном росте и имеют псевдогомогенную структуру. Агрегаты карбоната кальция в них очень мелкие, имеют незначительную примесь органического вещества и обладают повышенной механической прочностью. По сравнению с соседними слоями содержания Sr и Mg в них возросли незначительно.

Участки раковины, которые формировались при высоких темпах роста и первоначально имели сложнопризматическую структуру, изменены сильнее. Вещество наружного слоя в них более рыхлое, частично растворено и местами приобрело порошкообразное состояние. В результате общая поверхность карбонатных зерен в этих местах увеличилась, и в пределах двух годовых слоев к ним приурочены максимальные концентрации Mg, Na и Sr. Распределение железа в материале с поверхности морского дна не проявляет зависимости от структуры. Самые высокие его содержания (0,55—0,65%) встречены как на участках замедлений темпов роста, так и между ними.

Таким образом, в результате неравномерного изменения разных частей раковин отмерших моллюсков в их последовательных слоях роста возникают периодические колебания содержаний некоторых элементов-примесей. Однако они не связаны с сезонными температурами среды или изменениями темпов роста, а отражают лишь степень неоднородности структуры карбонатного скелета и его устойчивости к физическим и химическим изменениям. Поэтому сам факт периодических колебаний состава ископаемых раковин еще не может служить достаточным основанием для выводов об отсутствии значительных диагенетических преобразований.

Однако в ряде работ (Curtis, Krinsley, 1965; Dodd, 1966; Stanton, Dodd, 1970) гетерогенность химического состава разных частей одной раковины или выборки карбонатных скелетов из одного местонахождения рассматривается в качестве признака первоначальных содержаний элементов-примесей. Очевидно, что выравнивание состава раковин при установлении химического равновесия биогенного карбоната с вмещающей средой может происходить лишь в результате интенсивных диагенетических изменений. На ранних стадиях этого процесса изменяются наименее устойчивые структурные части раковин. Возникающая при этом неоднородность состава скелета может быть выше прижизненной.

- Золотарев В. Н. Магний и стронций в кальците раковин некоторых современных двусторчатых моллюсков.— *Геохимия*, 1974, № 3.
- Суздальский О. В. Элементарный состав раковин и принципы его применения в стратиграфии и для восстановления элементов палеогеографии.— *Уч. зап. ВНИИГА*. Л., Сер. палеонтол. и биостратигр., 1964, вып. 5.
- Сулатнов К. М., Исаев С. А. О минеральном составе раковин современных и ископаемых дрейссенид и монодакн.— *Уч. зап. Азерб. гос. ун-та, Сер. геол.-географ. наук*, 1968, № 1.
- Alexandersson T. Micritization of carbonate particles: Processes of precipitation and dissolution in modern shallowmarine sediment.— *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, New Series, 1972, v. 3, No. 7.
- Berner R. A. Diagenesis of carbonate sediments: Interaction of magnesium in sea water with mineral grains.— *Science*, 1966, v. 153, No. 3732.
- Cadot H. M., Schmus W. R., Kaesler R. L. Magnesium in calcite of marine Ostracoda.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, No. 11.
- Curtis C. D., Krinsley D. The detection of minor diagenetic alterations in shell material.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, No. 2.
- Dodd J. R. Environmental control of strontium and magnesium in *Mytilus*.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, No. 5.
- Dodd J. R. Diagenetic stability of temperature sensitive skeletal properties in *Mytilus* from the Pleistocene of California.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, v. 77, No. 11.
- Hallam A., Price N. B. Strontium contents of recent and fossil aragonitic Cephalopod shells.— *Nature*, 1966, v. 212, No. 5057.
- Hallam A., Price N. B. Environmental and biochemical control of strontium in shells of *Cardium edule*.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, No. 3.
- Krinsley D. Magnesium, strontium and aragonite in the shells of certain littoral Gastropods.— *J. Paleontol.*, 1960, v. 34, No. 4.
- Krinsley D., Bieri R. Changes in the chemical composition of pteropod shells after deposition on the sea floor.— *J. Paleontol.*, 1959, v. 33, No. 4.
- Land L. S. Diagenesis of skeletal carbonates.— *J. Sediment. Petrol.*, 1967, v. 37, No. 3.
- Moberly R. Jr. Composition of magnesium calcites of algae and pelecypods by electron microprobe analysis.— *Sedimentology*, 1968, v. 11, No. 1/2.
- Pilkey O. H., Goodell H. G. Comparison of the composition of fossil and recent Mollusk shells.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1964, v. 75, No. 3.
- Polifka J. R., Atwood D. K., Pilkey O. H., Kier J. S. Compositional changes of recent mollusc shells on the sea floor.— *Nature, Phys. Sci.*, 1972, v. 240, No. 100.
- Ragland P. C., Pilkey O. H., Blackwelder B. W. Comparison of the Sr/Ca ratio of fossil and recent mollusc shells.— *Nature*, 1969, v. 224, No. 5225.
- Schroeder J. H. Experimental dissolution of calcium, magnesium, and strontium from recent biogenic carbonates: A model of diagenesis.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, v. 39, No. 3.
- Stanton R. J., Dodd J. R. Paleoecologic techniques — comparison of faunal and geochemical analyses of Pliocene paleoenvironments, Kettleman Hills, California.— *J. Paleontol.*, 1970, v. 44, No. 6.
- Turekian K. K., Armstrong R. I. Chemical and mineralogical composition of fossil molluscan shells from the Fox Hills Formation, South Dakota.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, v. 72, No. 12.
- Weber J. N. Incorporation of strontium into reef coral skeletal carbonate.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, No. 9.
- Weber J. N. Skeletal chemistry of scleractinian reef corals: Uptake of magnesium from seawater.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, No. 1.

УДК 551.8(575.3) (551.762.1 + 551.762.2)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКОГО ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

П. П. ТИМОФЕЕВ, И. И. БЕБЕШЕВ, С. Р. МАВЛЯНОВ

Детальный литолого-фациальный анализ позволил установить генезис ниже- и среднеюрских угленосных отложений и выделить четыре мезоцикла, каждый из которых отражает определенный этап в образовании изученных отложений. Для каждого мезоцикла составлены палеогеографические карты, на которых показаны эволюция палеоландшафтов в пространстве и во времени, в течение нижней и средней юры, в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Начиная с 1963 г. (с перерывами) на территории Средней Азии сотрудниками Лаборатории литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института АН СССР (П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова, А. Л. Юревич; В. В. Еремеев — с 1971 г., аспиранты И. И. Бебешев и С. Р. Мавлянов — с 1968 г. и Ю. Я. Валиев — с 1970 г.) проводились детальные литолого-фациальные, минералого-петрографические (включая угли), геохимические и формационные исследования преимущественно нижней и средней частей юрского цикла осадконакопления. В задачу входило не только выяснение генезиса отложений, но и решение ряда принципиальных вопросов седименто- и литогенеза осадочного процесса и его связей с общей историей геологического развития Средней Азии в среднем мезозое. В настоящее время заканчивается обработка собранного большого фактического материала. Некоторые результаты уже опубликованы в статьях И. И. Бебешева (1971_{1,2}; Бебешев, Еремеев, 1974; Бебешев и др., 1975), П. П. Тимофеева и др. (1973_{1,2}, 1974_{1,2,3}, 1975), С. Р. Мавлянова (1973), Ш. Б. Бабаева, С. Р. Мавлянова (1970).

В настоящей статье предлагается краткое освещение некоторых вопросов палеогеографии ниже- и среднеюрского времени накопления осадков в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Для этого времени было характерно, хотя и спорадическое, развитие болотных ландшафтов, которые обусловили в отдельных участках региона накопление различной мощности торфяников, давших впоследствии ряд угольных месторождений (Байсун, Шаргунь, Ташкутан, Ак-Камар, Суффа и др.).

Изученный регион располагается в пределах Южного Узбекистана и северо-запада Юго-Западного Таджикистана. Юрские отложения протягиваются в широтном и субширотном направлениях на расстоянии свыше 300 км. Они обнажаются в крыльях современных антиклинальных структур Кугитангтау, Байсунтау, Чак-Чар, Сурхантау и Мечетли с моноклинальным падением пород на юг и юго-восток в сторону Таджикской депрессии. Здесь они перекрыты мощной (до 5—6 км) толщей верхнемезозойских и кайнозойских отложений.

В строении угленосной толщи, имеющей ниже- и среднеюрский возраст, принимают участие конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели и угли. В генетическом отношении угленосная толща представляет собой сложно построенный полифациальный комплекс, который в нижней части разреза состоит из чередования преимущественно аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерных, озерно-болотных и болотных отложений, а в верхней части — озерно-болотных, болотных и главным образом прибрежно-морских и морских отложений. Доля участия последних увеличивается в направлении юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Чередующиеся в пространстве и во времени генетические типы осадков и соответствующие им фации образуют три группы элементарных циклов — обстановок осадконакопления: континентальные, континентально-морские и морские. Каждая группа подразделяется на несколько типов циклов и соответствующих им обстановок: первая — на аллювиально-озерно-болотный, озерно-болотный, пролювиально-озерно-болотный и делювиально-озерно-болотный; вторая — на аллювиально-прибрежно-морской и аллювиально-морской; третья — на прибрежно-морской и морской.

Циклы, повторяясь в разрезе угленосной толщи в определенной последовательности, образуют мезоциклы, каждый из которых отражает определенный этап в образовании угленосной толщи. В стратиграфическом отношении они отвечают подразделениям, принятым в «Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии» (1972) под редакцией Н. В. Безносова, В. А. Вахрамеева и др. Первый мезоцикл отвечает нижней юре, второй — аалену, третий — байосу, а четвертый — бату и частично нижнему келловее (?).

Для выяснения истории накопления осадков угленосной толщи в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта нами составлены детальные палеогеографические карты, как для отдельных небольших отрезков разреза, состоящих из одного или нескольких элементарных циклов и характеризующих различные отрезки мезоциклов (начало, середина, конец), так и для мезоциклов в целом. Последние, являясь, естественно, несколько генерализованными, отражают преимущественное развитие тех или иных ландшафтов к концу времени соответствующего этапа и рассматриваются в данной статье. Следует также отметить, что существующие палеогеографические карты или схемы (Троицкий, 1961, 1967; Богоявленский, 1964; Попов и др., 1968) весьма схематичны, а в ряде случаев неточны, поскольку они основывались на недостаточно детальном литолого-фациальном и палеогеографическом анализе угленосных отложений, а также на изучении вещественного состава пород в зависимости от особенностей их генезиса. Поэтому на этих картах не всегда правильно показано распределение ландшафтов или их отдельных элементов.

Началу формирования юрской угленосной толщи не только на территории исследуемого региона, но и на огромных пространствах Средней Азии предшествовал длительный континентальный режим, в результате чего происходило физическое и химическое выветривание пород с образованием кор выветривания. На наличие доюрских кор выветривания в пределах изученной территории указывают П. А. Шехтман (1941), П. П. Коннов (1957), В. И. Троицкий (1967), Б. А. Богатырев (1970), Е. С. Балагурова и др. (1964_{1,2}) и др. По мнению этих исследователей, возраст кор выветривания устанавливается как средне-верхнетриасовый.

Продукты переработки кор выветривания в настоящее время развиты не повсеместно, что объясняется как характером доюрского рельефа, так и последующими условиями осадконакопления. Генетически эти отложения связаны с делювиально-пролювиальными образованиями, в том



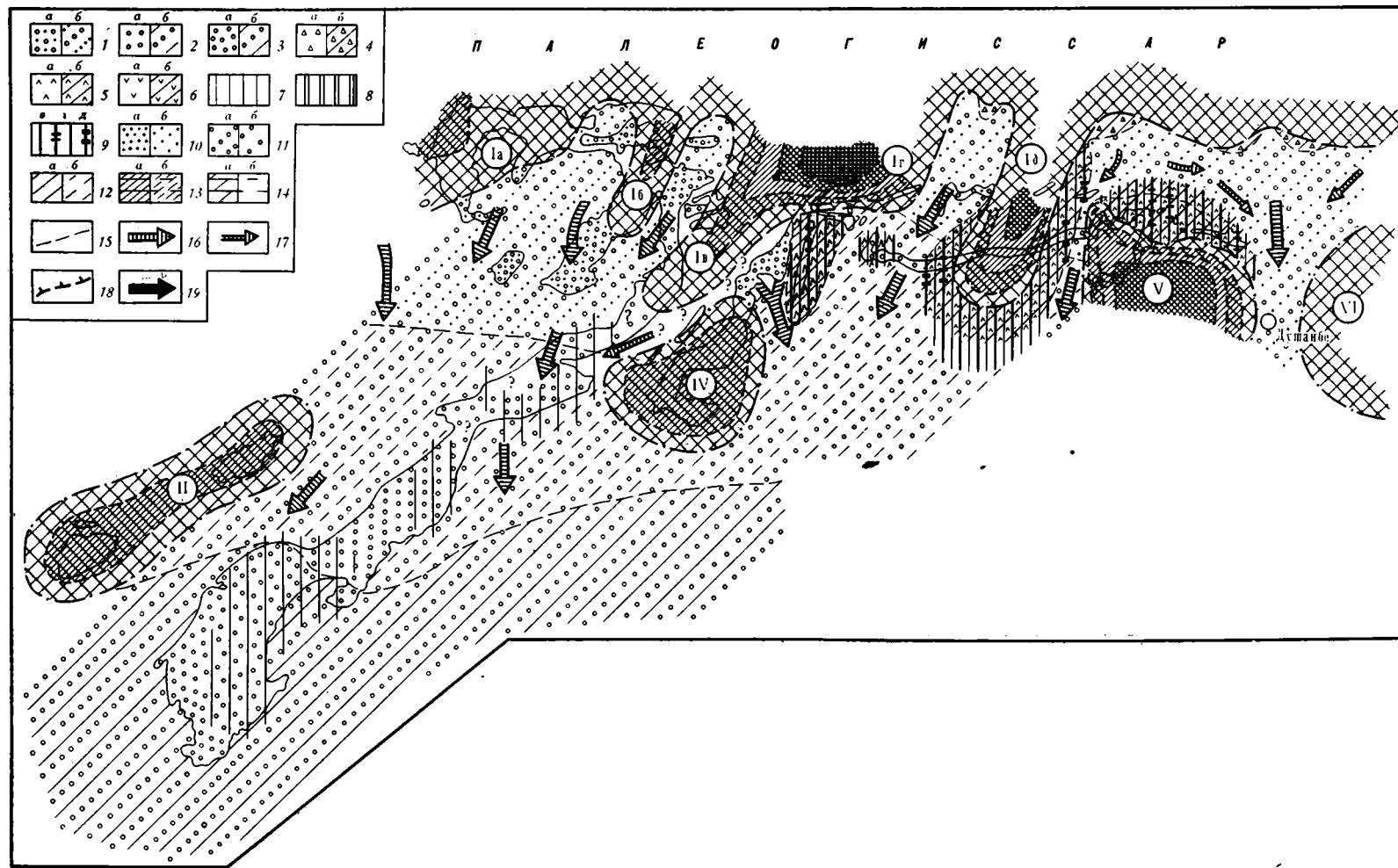
числе с озерными осадками пролювиального шлейфа. Они сохранились в основном на склонах возвышенностей доюрского рельефа, поскольку понижения последнего в связи с началом юрского осадконакопления явились ареной активной деятельности палеорек.

Доюрский рельеф (фиг. 1) оказывал существенное влияние на развитие ниже- и среднеюрских палеоландшафтов и на накопление осадков, особенно в начальное время (первый мезоцикл). Особенности рельефа в значительной мере зависели от характера строения и состава пород тектонически разнородных элементов Таджикской депрессии на юге и сильно расчлененного Гиссарского антиклинория на севере. В соответствии с этим в пределах изученного региона выделяется два основных типа рельефа — эрозионный и аккумулятивный.

Среди эрозионного рельефа выделяются различные по размеру области поднятий, существовавших на месте современных Гиссарского (Гиссарский антиклинорий) и Каратегинского хребтов, которые подвергались постоянно разрушению. Эти палеоподнятия представляли собой крупные возвышенности высотой до 300—500 м (Захаров, 1958), изрезанные речной сетью. Они явились основным поставщиком терригенного материала для ниже- и среднеюрской угленосной толщи. От Палеогиссара в южном направлении отходили его отроги в виде палеовозвышенностей Яккабак, Чак-Чар, Байсун, Чош, Ширкент. Кроме того, несколько южнее и юго-западнее Палеогиссара и его отрогов располагались Гаурдакская, Кугитангтауская, Сурхунтауская, Шаамбары-Сангмилинская и Комсомольская доюрские возвышенности, которые поставляли дополнительное количество обломочного материала. Не исключено, что последняя могла быть отрогом Палеогиссарского хребта. Первые три возвышенности были относительно невысокими и просуществовали непродолжительное время (до батского времени). Исключение составляют Шаамбары-Сангмилинская и, возможно, Комсомольская палеовозвышенности, на которых разрез начинается только с верхнеюрских отложений. Между отрогами Палеогиссара и остальными доюрскими возвышенностями в южном и юго-западном направлениях простирались долины многих палеорек, в том числе Пра-Лучоб,

Фиг. 1. Схематическая палеоморфоструктурная карта доюрского времени и расположения изученных разрезов юрских отложений в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта

1 — контуры распространения юрских отложений; 2 — примерные контуры доюрского Палеогиссара (I) и его отрогов (Ia—Iд) (обозначения на карте): Ia — Яккабак, Ib — Чак-Чар, Ic — Байсун, Id — Чош, Id — Ширкент; 3 — примерные контуры возвышенностей доюрского рельефа (II—VI) (цифры на карте): II — Гаурдакская, III — Кугитангтауская, IV — Сурхунтауская, IVa — пологие склоны Сурхунтауской возвышенности и Байсунского отрога Палеогиссара, V — Шаамбары-Сангмилинская, VI — Комсомольская; 4 — относительная высота доюрских отрогов Гиссара и возвышенностей доюрского рельефа (по отсутствию различных горизонтов юрских отложений): а — нижних горизонтов нижней юры, б — нижней юры, в — аалена, г — байоса, д — бата, е — келловей; 5 — разрезы морских отложений, описанные по обозначениям: а — авторами, б — В. И. Троицким, в — Б. В. Полянским, А. Г. Косенковой; 6 — разрезы юрских отложений, описанные по скважинам: а — авторами, б — геологами Управления геологии Таджикской ССР; 7 — название разрезов юры по обозначениям и скважинам (цифры на карте): 1 — Вандоб-I, 2 — Вандоб-II, 3 — Кампиртубе, 4 — Шелкан, 5 — Кызыл-Алма, 6 — Гаурдак, 7 — Дербент, 8 — скв. 14, 9 — скв. 16, 10 — Ак-су, 11 — Тырны-Дарья, 12 — Зармас-I, 13 — Зармас-II, 14 — Зармас-III, 15 — Ташкуртан, 16 — Чак-Чар-I, 17 — Чак-Чар-II, 18 — Ургулсай, 19 — Бахча-I, 20 — Бахча-II, 21 — Бельауты-I, 22 — Бельауты-II, 23 — Кайрак-I, 24 — Кайрак-II, 25 — Сай-Кайрак, 26 — Санджар, 27 — Туада, 28 — Хаус, 29 — Фангарт, 30 — Курганча, 31 — Ушор, 32 — Диболо, 33 — Дибодом, 34 — Хар-Как, 35 — Чош, 36 — Гуруд, 37 — Нилю, 38 — Гулиоб, 39 — Пошми-Куна, 40 — Шаргунь-I, 41 — Шаргунь-II, 42 — Оби-Заранг, 43 — Ширкент, 44 — Ташкутан, 45 — Хакими, 46 — Бедгун, 47 — Фатруф, 48 — Суффа, 49 — Ак-Камар, 50 — Варгандок-I, 51 — Варгандок-II, 52 — Нейлю, 53 — Тахт, 54 — Ханака, 55 — Лучоб-I, 56 — Лучоб-II, 57 — скв. 80, 58 — скв. 70, 59 — скв. 81; 8 — основные направления выноса терригенного материала палеореками; 9 — части региона (буквы на карте): А — восточная, Б — центральная, В — юго-западная; 10 — границы раздела частей региона



Пра-Каратаг, Пра-Шаргунь, Пра-Сангардак, Пра-Байсун, Пра-Кизылсу и др.

Южнее этих возвышенностей, т. е. на площади современной Таджикской депрессии, был развит преимущественно аккумулятивный рельеф. В этом же направлении происходил постепенный переход межгорных и предгорных долин в систему широких и, очевидно, плоских аллювиальных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин, на которых в разных фациальных условиях накапливался в большом количестве разнородный, в основном терригенный материал, сносимый с возвышенностей доюрского рельефа. Еще далее на юго-запад, юг и юго-восток располагались ландшафты морского бассейна, где в прибрежных частях накапливался терригенный и глинистый, а в более удаленных от побережья — карбонатный материал. Морской бассейн во времени направлен и периодически все дальше и дальше, в общем с юга на север, трансгрессировал, смещая в этом направлении аккумулятивные ландшафты.

Подобный характер развития ландшафтов привел к тому, что нижне- и среднеюрские отложения данного региона имеют в целом трансгрессивный разрез и являются нижней и средней частями юрской трансгрессивно-регрессивной формации — юрского цикла осадконакопления. По характеру своего строения эта часть разреза подразделяется на четыре мезоцикла, краткая фациально-палеогеографическая характеристика которых приводится ниже.

Первый мезоцикл (лейас). В период формирования осадков первого мезоцикла (фиг. 2, см. фиг. 1) главной особенностью палеоландшафтов восточной части региона явилось существование ряда долин, разделенных Ширкентским выступом палеозойского фундамента, Шаамбары-Сангмилинской и Комсомольской палеовозвышенностями доюрского рельефа, на большей части которых отложения не только первого, но и последующих мезоциклов отсутствуют. Современные срезы позволяют проследить эти долины только в поперечном сечении, поэтому их протяженность остается неизвестной. Можно предполагать, что на юг, в сторону Таджикской депрессии, их размер постепенно увеличивался.

На крайнем востоке региона располагалась горная долина р. Пра-Лучоб, в русле которой происходило накопление плохо отсортированных, почти лишенных слоистых текстур, разногальечных конгломератов с отдельными валунами и разнозернистых гравелитов (Лучоб-I-55, Лучоб-II-56). Вдоль древних палеоподнятий формировались делювиально-пролювиальные отложения; их было, вероятно, значительно больше, чем это показано на карте. Участки, примыкающие к западной

Фиг. 2. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления осадков первого мезоцикла (нижняя юра)

Палеоландшафты: 1 — горных рек (а — установленные, б — предполагаемые), 2 — равнинно-горных рек и горно-равнинных рек, 3 — равнинных рек, 4 — подножий склонов и конусов выноса временных потоков, 5 — озерных, в том числе зарастающих озерных водоемов речных долин, 6 — крупных и мелких, в том числе зарастающих озерных водоемов прибрежно-морских (солончковые озера) и аллювиально-дельтовых (опресненные и пресноводные озера) равнин, 7 — заболоченных речных и аллювиально-дельтовых равнин, 8 — заболоченных прибрежно-морских равнин, 9 — развития торфяных болот, включая, возможно, сапропелевые озера (торфонакопление: в — обычное, г — среднее, д — мощное), 10 — открытого прибрежного мелководья морского бассейна, 11 — подводных дельт, 12 — полуизолированных и застойных участков прибрежного мелководья, в том числе заливов и лагун, 13 — относительно удаленных от побережья участков морского бассейна, 14 — удаленных от побережья участков морского бассейна, 15 — примерные границы палеоландшафтов; 16 — основные направления выноса палеореками терригенного материала; 17 — второстепенные направления выноса терригенного материала; 18 — примерная граница зоны побережья морского бассейна; 19 — направление трансгрессии морского бассейна; остальные условные обозначения см. на фиг. 1

части долины р. Пра-Лучоб, характеризовались развитием ландшафтов озерных и озерно-болотных водоемов (Ханака-54, Ак-Камар-49, Суффа-48, Фатруф-47, Варгандок-1-50, Варгандок-11-51). Они располагались в основном вдоль северного склона Шаамбары-Сангмилинской палеовозвышенности; не исключено, что они могут быть обнаружены и южнее. Осадки этих водоемов представлены относительно плохо отсортированными песчано-алевритовыми породами, обогащенными обломками гравийных зерен. Среди них встречаются также линзообразные прослои разнозернистых песчаников. В результате заболачивания озерных и озерно-болотных водоемов и прилегающих участков поймы р. Пра-Лучоб формировались торфяники сложного строения, давшие угольные пласты, мощность которых колеблется от 0,15 до 2,5—3 м. Характеристика осадков озерных водоемов, а также их приуроченность к определенным палеоландшафтным зонам указывают на то, что их формирование происходило в периферических частях делювиально-пролювиальных шлейфов Шаамбары-Сангмилинской палеовозвышенности. Непосредственно на северном склоне этой палеовозвышенности (Нейлю-52, скв. 80-57, Тахт-53, Бедгун-46 и др.) накопления осадков первого мезоцикла не происходило.

Далее на запад, между Ширкентским выступом палеозойского фундамента на западе и Шаамбары-Сангмилинской возвышенностью на востоке, располагалась долина р. Пра-Каратаг. О ее существовании в литературе имеются две противоположные точки зрения. Одни исследователи — В. И. Попов и др. (1968), А. А. Богоявленский (1964) и др. — на своих палеогеографических картах рисуют межгорную котловину у сел. Хакими, ограниченную с севера Гиссарским, а с юга Каратагинским хребтами. Иной точки зрения придерживается В. И. Троицкий (1961, 1967). Он предполагает несколько иную схему, рисуя в нижней юре единую субмеридиональную долину, соединяющую месторождения Хакими и Ташкутан и имеющую расширяющийся выход на юг в сторону Таджикской депрессии. Наше детальное литолого-фациальное и минералогическое изучение вещественного состава пород и углей подтверждает вывод В. И. Троицкого о существовании долины р. Пра-Каратаг; только после альпийской складчатости котловины Хакими и Ташкутан стали существовать в виде двух изолированных межгорных впадин.

Русло р. Пра-Каратаг проходило ближе к западному борту Шаамбары-Сангмилинской палеовозвышенности. Река Пра-Каратаг была горной, а ее долина имела асимметричное строение с относительно крутым восточным и пологим западным склонами. По правобережью р. Пра-Каратаг (Ташкутан-44 и Хакими-45) располагались озерные и озерно-болотные ландшафты, где происходило интенсивное торфонакопление и формирование угольных пластов, в том числе одного из них мощностью до 7—8 м, имеющих линзообразную форму. В сторону Ширкентского выступа Палеогиссара они выклиниваются, а в направлении долины р. Пра-Каратаг фациально замещаются аллювиальными отложениями.

На западе восточной части региона между Ширкентской палеовозвышенностью и Чошским отрогом Палеогиссара располагалась долина р. Пра-Шаргунь, простирающаяся в субмеридиональном направлении с северо-востока на юго-запад. Она прослеживается на значительном отрезке своего течения и характеризуется неоднородным строением. В своем верховье, в районе Пошми-Куна-39, она имела горный характер, а вниз по течению, уже в районе Гулиоб-38, по нашим и данным В. И. Троицкого, приобретала черты равнинно-горной реки. В этом же направлении происходит и уменьшение размера обломочного материала. На севере отлагается гравийно-галечный материал при почти полном отсутствии пойменных отложений. Южнее и юго-западнее формировались преимущественно гравелиты разнозернистые и песчаники с крупной косой однонаправленной слоистостью. Здесь уже сравнительно широким

развитием пользуются пойменные отложения, представленные мелко-песчаными осадками прирусловой части поймы и алевроито-глинистыми осадками вторичных водоемов и стариц, в процессе заболачивания которых формировались маломощные торфяники.

Восточнее р. Пра-Шаргунь, в участках, примыкающих к Ширкентскому выступу Палеогиссара, сформировался угольный пласт мощностью от 2,5 до 15—18 м (Шаргунь-I-40, Шаргунь-II-41), который является одновозрастным с угольным пластом, развитым восточнее Ширкентского выступа (Ташкутан-44, Хакими-45). Пласт угля характеризуется сложным строением за счет более 25 прослоев терригенно-глинистых пород, мощность которых колеблется от 0,10 до 0,5—0,7 м. В направлении на запад угольный пласт замещается песчаниками и гравелитами аллювиального генезиса р. Пра-Шаргунь, а в направлении Ширкентского выступа Палеогиссара он постепенно выклинивается.

К центральной и юго-западной частям региона между Яккобагским, Чак-Чарским, Байсунским и Чошским выступами Палеогиссара, с одной стороны, и Сурхантауской, Кугитангтауской и Гаурдакской возвышенностями доюрского рельефа — с другой, были приурочены долины рек Пра-Кизылсу, Пра-Байсун и Пра-Сангардак. Последняя, очевидно, вниз по течению впадала в р. Пра-Шаргунь. Две первые реки — Пра-Кизылсу и Пра-Байсун — в районах Кугитангтауской возвышенности или южнее, скорее всего, представляли собой уже одну многорукавную реку с широкой долиной равнинного характера.

Река Пра-Сангардак характеризовалась в самом верховье (Дибодом-33, Хар-Как-34) сравнительно крутыми бортами своей долины. В ее русле накапливались плохо сортированные разногальечные конгломераты и линзовидные прослои разнотерригенных гравелитов. В прибортовых участках долины, у подножья древних поднятий и на их склонах (Дибодом-33, Хар-Как-34), формировались осадки делювиально-пролювиального комплекса. В тех участках, где русло р. Пра-Сангардак проходило близко от зоны накопления делювиально-пролювиальных осадков, последние вклинивались в русловые осадки горной реки. По разрезам Дибодом-33 и Хар-Как-34 они фиксируются линзообразным залеганием среди осадков горного аллювия. Вниз по течению р. Пра-Сангардак, очевидно, довольно скоро приобрела черты равнинной реки. Об этом, в частности, свидетельствуют располагавшиеся между реками Пра-Сангардак и Пра-Шаргунь участки, которые характеризовались развитием мелких озерных водоемов и торфяных болот. Здесь разрез первого мезоцикла представлен озерно-болотными циклами, где некоторые из них в районах Гуруд-36 и Нилю-37 содержат угольные пласты мощностью от 0,4 до 1,5 м.

Несколько неясным остается начальный этап накопления осадков между Сурхантауской возвышенностью доюрского рельефа и Байсунским отрогом Палеогиссарского хребта, северо-восточнее разреза Кайрак-II-26. Не исключено, что эти две возвышенности представляли одно целое и только во второй половине первого мезоцикла были разобщены, а пространство между ними дренировалось одним из левых притоков Пра-Байсуна.

Реки Пра-Байсун и Пра-Кизылсу при выходе из Палеогиссарского хребта носили вначале черты горной реки (Ташкуртан-15, Бахча-I-19, Бахча-II-20, Бельауты-I-21). Вниз по течению, в направлении Санджар-26, Туада-27 они сначала приобретали черты равнинно-горной, а затем горно-равнинной реки. Еще далее на юг и юго-запад, ближе к устьевым частям этих рек (Вандоб-I-1, Вандоб-II-2) ландшафт речных долин был более равнинный. Не исключено, что здесь или несколько южнее они сливались в одну относительно крупную реку (Пра-Кугитанг), имевшую широкую долину равнинного типа, где река разбивалась на многочисленные рукава и протоки. Они, очевидно, обладали

относительно замедленным течением и несли более мелкий обломочный материал. Здесь широкое развитие получили как пойменные, так и озерные отложения, которые заболачивались и образовывали невыдержанные торфяники; из последних в дальнейшем сформировались маломощные, также невыдержанные, сильно зольные угольные пласты и угольные прослои (Санджар-26, Туада-27, Шелкан-4, Вандоб-II-2 и др.).

Следовательно, при рассмотрении общего характера строения отложений мезоцикла в разрезе на площади его распространения четко устанавливаются различия в характере их фациального состава и мощности.

В восточной части региона мощность первого мезоцикла колеблется от 10 до 45—50 м и зависит как от неровностей доюрского рельефа, так и от амплитуды наложенного размыва второго мезоцикла. Он сложен преимущественно то озерно-болотными или аллювиальными циклами, то в нижней части аллювиальными, а в верхней озерно-болотными; они могут быть как угольные, так и безугольные; представлены в основном осадками озерных водоемов пролювиального шлейфа и русловыми конгломератами и гравелитами. Мощность элементарных циклов изменяется от 5—7 до 15—20 м. В западном направлении увеличивается мощность осадков мезоцикла до 50—75 м и отдельных элементарных циклов до 20—25 м (Шаргунь-I-40, Гулиоб-38), а также количество последних до 4 (Гулиоб-38). Далее на запад и юго-запад мощность мезоцикла резко увеличивается и составляет более 110—120 м (Гуруд-36, Санджар-26, Туада-27, Вандоб-I-1). Соответственно увеличивается в отдельных участках мощность элементарных циклов, но их количество не превышает 4—5. На западе региона в разрезах Ташкуртан-15, Бахча-I-19, Бахча-II-20, Бельауты-I-21 мощность осадков первого мезоцикла не превышает 10—15 м.

Уменьшение мощности осадков первого мезоцикла в некоторых участках восточной, центральной и юго-западной частей региона связано прежде всего с доюрским рельефом, который характеризовался сильной расчлененностью, что особенно характерно для северной части региона, прилегающей к Палеогиссару. Это обусловило наличие аллювиальных ландшафтов в основном горного типа, где происходил неоднократный размыв и перемыв накопившихся осадков. Внутрiformационные размывы отчетливо наблюдаются во многих разрезах. Именно этим объясняется значительное сокращение мощности осадков первого мезоцикла в восточной (Лучоб-I-55, Лучоб-II-56, Ханака-54) и в центральной (Хар-Как-34, Бахча-I-19, Бахча-II-20, Бельауты-I-21 и Ташкуртан-15) частях региона.

По мере движения с севера на юг и в юго-западном направлении наблюдаются значительная нивелировка рельефа и соответственно увеличение мощности осадков первого мезоцикла. В этом же направлении происходит общее уменьшение размерности и увеличение сортировки обломочного материала. Все более широкое развитие получают пойменные и озерные отложения, которые уже занимают большие пространства в пределах речных долин. Русловый аллювий на самом юго-западе региона представлен в основном песчаниками с очень хорошо и четко выраженной ритмической сортировкой, подчеркивающей крупную косую однонаправленную прямолинейную и сходящуюся слоистость (Вандоб-I-2, Кампиртубе-3 и др.).

В процессе формирования отложений первого мезоцикла большая роль принадлежала климату. По данным Т. А. Сикстель (1954), климат нижней юры был влажным и теплым. В этот период получают широкое развитие многочисленные папоротники, цикадофиты. Широкое и бурное развитие растительности, расселявшейся по аллювиальным долинам вплоть до осевой части Гиссарского хребта, способствовало формированию и накоплению громадных органических масс, рассеянных в поро-

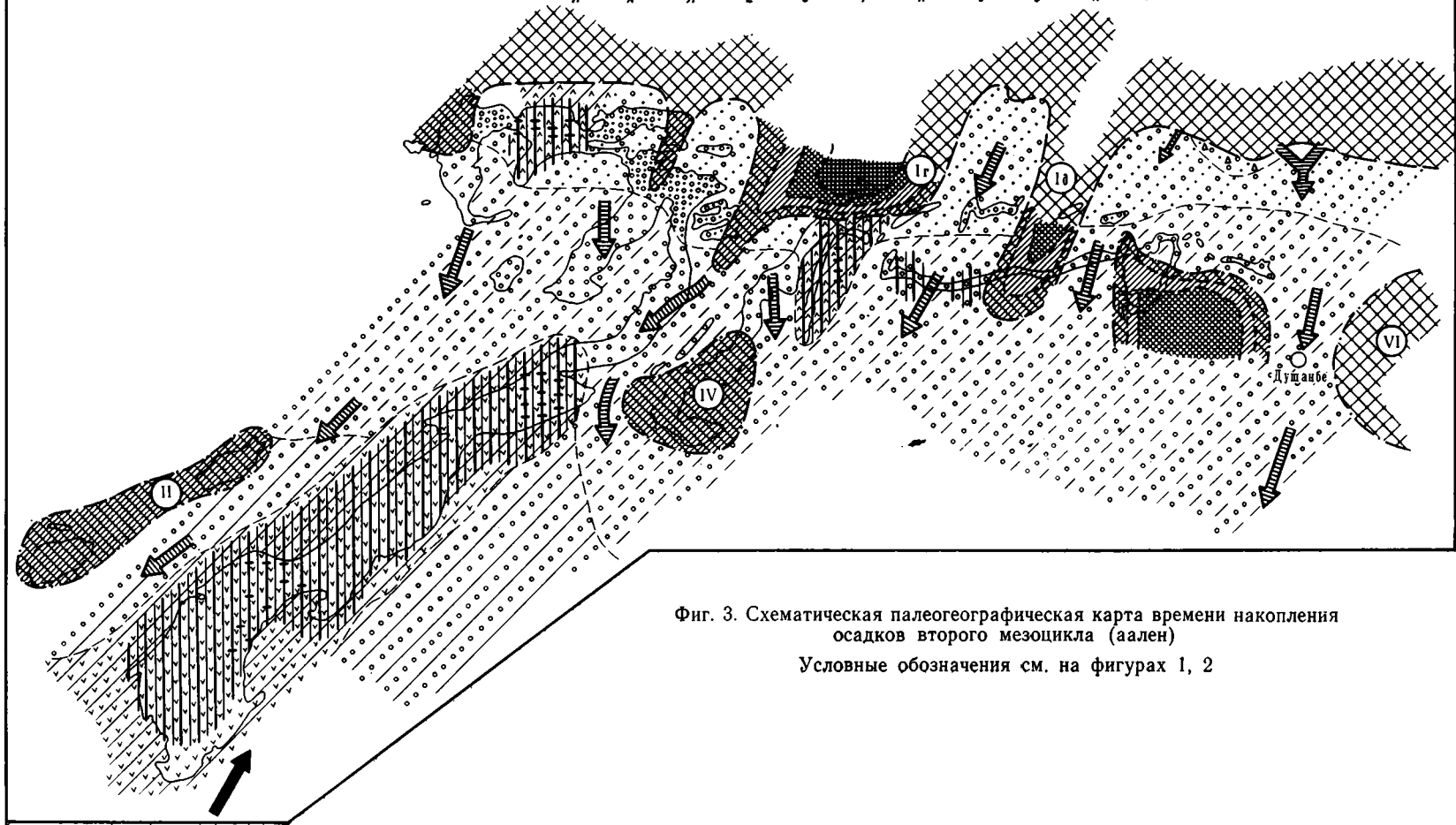
дах или сконцентрированных в виде угольных пластов. Несмотря на специфику строения разрезов первого мезоцикла и большое развитие эрозийных процессов, возникали благоприятные участки, в которых получили развитие болотные ландшафты. Они были более характерны для восточной части региона. Так, у северного поднятия Шаамбары-Сангмилинской доюрской возвышенности широкое развитие озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов привело к формированию локально ограниченных и непродолжительных во времени болот.

Неустойчивый режим торфонакопления обусловил накопление в одних случаях маломощных, а в других сложнопостроенных, часто очень зольных и невыдержанных торфяных пластов. На их основе возникли месторождения Ак-Камар, Суффа и др., и здесь маловероятно, а практически исключено нахождение более крупных и экономически выгодных месторождений угля. Более благоприятные условия торфонакопления существовали у подножия Ширкентского и Чошского выступов Палеогиссара. С первым связаны на востоке Ташкутанское, а на западе Шаргунское угольные месторождения. Они представлены одним угольным пластом, мощность которого достигает 15—20 м. Это типичный долинный тип торфонакопления, связанный с долинами рек Пра-Каратаг и Пра-Шаргунь.

Данный район наиболее благоприятен для обнаружения по периферии Ширкентского выступа, особенно южнее, новых месторождений угля, хотя существуют большие трудности из-за структурного положения юрских отложений. В междуречье рек Пра-Шаргунь и Пра-Сангардак, очевидно, существовали не менее благоприятные условия для торфонакопления (Гуруд-36, Нилю-37). Обнаруженный здесь угольный пласт имеет весьма сложное строение (расслоен алевроито-глинистыми отложениями), поскольку он, очевидно, близко находится от русла р. Пра-Сангардак. Вполне вероятно, что восточнее и юго-восточнее Гуруд-36 и Нилю-37 может быть встречен однообразный пласт угля, сходный по строению и составу с пластом Шаргуньского угольного месторождения. В остальных частях региона сколько-нибудь заметного торфонакопления не происходило; в большинстве случаев развивались только озерно-болотные ландшафты и, как исключение, лишь на непродолжительное время возникали локально ограниченные болотные ландшафты (Байсунтау, Кугитангтау и др.), обусловившие формирование непромысленных прослоев и линз угля.

Второй мезоцикл (аален). Начало времени образования отложений второго мезоцикла характеризовалось некоторым оживлением геотектонического режима, что привело к повышенной активности рек — дальнейшему их врезанию и выработке профиля равновесия. В период формирования первого мезоцикла реки при выходе из гор как бы распластывались по предгорной равнине и поэтому не имели четко выраженных долин. Во время второго мезоцикла реки только преимущественно в своих истоках по-прежнему имели еще горный характер. Однако изменилось соотношение между характером и протяженностью их частей. Теперь уже не было столь большой разницы между абсолютными отметками уреза воды, и реки предгорной равнины приобрели более четкое морфологическое выражение; произошли более резкое разграничение и площадная локализация определенных типов ландшафтов. Обособились речные долины от остальных ландшафтов, и внутри речных долин наметилась тенденция к более широкому развитию пойменного аллювия.

Во время формирования осадков второго мезоцикла происходило за счет деятельности все тех же рек постепенное выравнивание рельефа, относительное уменьшение объема и абсолютных отметок палеогиссарских выступов и поднятий доюрского рельефа; осадки получили более широкое развитие (фиг. 3, см. фиг. 1).



Фиг. 3. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления осадков второго мезоцикла (заален)

Условные обозначения см. на фигурах 1, 2

На востоке региона озерно-болотные и болотные ландшафты сменялись аллювиальными равнинно-горного типа (Ханака-54, Ак-Камар-49, Суффа-48, Варгандак-I-50, Фатруф-47, Хакими-45, Ташкутан-44, Шаргунь-I-40, Шаргунь-II-41, Гулиоб-38). Сократилась площадь развития горного аллювия рек Пра-Лучоб, Пра-Каратаг и Пра-Шаргунь, хотя за счет эрозии Палеогиссара их истоки продвинулись на север. Уже в пределах речных долин помимо преобладающего руслового аллювия появляются песчаные осадки прирусловой поймы и кое-где (долина р. Пра-Шаргунь) участками на короткое время возникали озерно-болотные и даже болотные ландшафты с комплексом алевроито-глинистых и углистых осадков (Шаргунь-I-40, Шаргунь-II-41, Гулиоб-38). Мощность угольных прослоев и пропластков, часто обогащенных минеральной примесью, здесь не превышает 0,10—0,20 м.

В южном направлении конгломераты и гравелиты горного и равнинно-горного аллювия, очевидно, постепенно сменяются более мелкозернистыми гравелитами и песчаниками горно-равнинного и равнинного аллювия с более широким развитием комплекса пойменных отложений. Вполне вероятно одновременное появление на более обширных площадях озерно-болотных и болотных ландшафтов. Не исключено, что здесь среди отложений второго мезоцикла могут быть обнаружены и более мощные и выдержанные угольные пласты.

На востоке Центрального района, в междуречье рек Пра-Шаргунь и Пра-Сангардак, на короткий промежуток времени (один элементарный цикл) озерно-болотные и болотные ландшафты первого мезоцикла были уничтожены эрозией и на их месте накапливались осадки руслового и пойменного аллювия. В районе Гуруд-36 русловый аллювий имел горный и равнинно-горный характер (разнозернистые гравелиты), который в разрезе Нилю-37 сменился мелкозернистыми гравелитами и песчаниками горно-равнинного аллювия. В дальнейшем здесь существовали только озерные, озерно-болотные и болотные ландшафты; последние оставили после себя иногда довольно выдержанные пласты угля мощностью 0,60—0,80 м. Река Пра-Сангардак существовала в течение всего второго мезоцикла; в конце последнего и здесь, в ее долине, появились озерно-болотные и болотные ландшафты, давшие впоследствии угольные пласты мощностью до 0,20—1,20 м.

Если говорить о прогнозе угленосности, то не исключено, что в более южных районах могут быть встречены угольные пласты долинного типа торфонакопления.

На западе центрального района по-прежнему существовали реки Пра-Байсун и Пра-Кизылсу, в верховьях которых формировался горный аллювий. Однако долины эти были относительно широкими, и осадки сильно редуцированных пойменных ландшафтов подвергались временами заболачиванию, в результате чего возникали невыдержанные прослой и линзы маломощных угольных пластов. Южнее реки приобретали вначале равнинно-горный и горно-равнинный характер, а затем становились типично равнинными с широко и хорошо морфологически выдержанными долинами. Широкое развитие пойменных отложений обусловило формирование озерных, озерно-болотных и болотных ландшафтов. На севере юго-запада преобладали мелкие озерные водоемы, которые в юго-западном направлении сменялись более крупными озерами морского побережья и устьев рек.

Это хорошо видно при изучении генетических типов этих озер. В мелких озерах средней и верхней частей речных долин осадки обычно хуже отсортированы, локально ограничены, наблюдается резкая смена отдельных гранулометрических разностей осадков, представленных более грубым материалом. В низовьях же речных долин озерные отложения значительно лучше отсортированы, с хорошо выраженной горизонтальной, иногда линзовидной слоистостью, характеризуются посте-

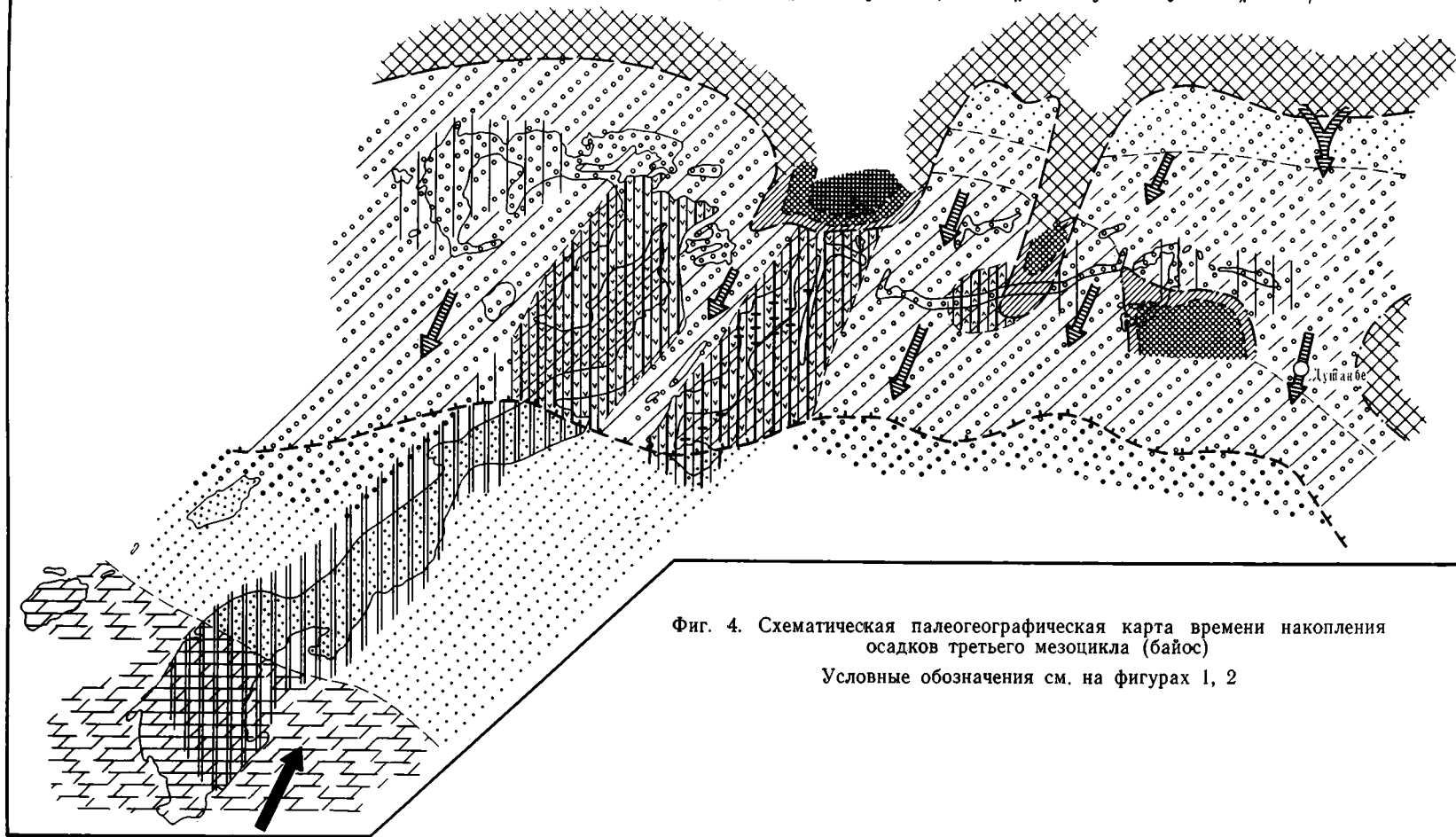
пенными переходами между алевролитами и глинами, которые преобладают в разрезе. Осадки этих озер, подвергаясь заболачиванию, обуславливали более благоприятные условия для развития выдержанных на площади торфяников. Последние преимущественно связаны с озерно-болотными циклами. Однако это не исключает, что северо-западнее (долина р. Пра-Кизылсу) и юго-восточнее (долина р. Пра-Байсун) Кугитангтау, где в это время располагались их долины, торфяники были приурочены к аллювиально-озерно-болотным циклам. Мощность торфяников здесь может быть большей, чем у тех, которые были связаны с озерно-болотными циклами. Где-то южнее, в непосредственной близости от южной окраины региона, располагалась граница побережья морского бассейна.

Следовательно, из анализа особенностей строения разрезов отложений второго мезоцикла устанавливается дальнейшая направленность в выравнивании рельефа, сокращение площади развития горного аллювия, вовлечение части былых областей поставки обломочного материала в зоны осадконакопления, сокращение площадей и уменьшение абсолютных отметок доюрских возвышенностей. По-прежнему на севере региона наблюдается пониженная мощность разреза второго мезоцикла за счет неоднократно наложенных внутриформационных размывов речных долин. Мощность здесь редко превышает 20—40 м. В южном и юго-западном направлениях она увеличивается вначале до 70 м (Нилу-37), а затем до 120—140 м (Туада-27, Вандоб-I-I и др.), и здесь преобладающее развитие имеют озерные и озерно-болотные отложения.

Третий мезоцикл (байос). Если во время формирования осадков первого и второго мезоциклов морской бассейн располагался далеко на юге и юго-западе, то теперь он в результате неоднократных направленных трансгрессий проник на территорию изученного региона. Смена трансгрессий и регрессий привела к накоплению на юго-западе (Байсун, Кугитанг) преимущественно прибрежно-морских и частично морских осадков. Незначительным развитием среди них пользуются озерные и озерно-болотные осадки. На севере по-прежнему господствовали континентальные ландшафты — озерные и участками болотные. Происходило дальнейшее выравнивание рельефа и расширение речных долин за счет резкого сокращения, а в ряде случаев полного исчезновения палеовыступов и возвышенностей доюрского рельефа (фиг. 4, см. фиг 1).

Восточная часть региона представляла собой зону развития аллювиальных ландшафтов рек Пра-Лучоб, Пра-Каратаг и Пра-Шаргунь. Эти реки в отличие от предыдущих этапов осадконакопления характеризовались относительно спокойным режимом, о чем свидетельствует накопление преимущественно мелкозернистых гравелитов и песчаников с ясно и хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой материала. Однако слабое развитие пойменного аллювия и отсутствие в пределах речных долин озерных и озерно-болотных ландшафтов, видимо, можно объяснить тем, что эти реки еще не приобрели достаточно стабильный характер. Правда, лишь только в одном участке долины р. Пра-Шаргунь, примыкающем к западному борту Ширкетского выступа, существовали в конце времени третьего мезоцикла условия для накопления маломощных и невыдержанных на площади пропластков и линз торфяников.

Здесь торфяники формировались в конечную стадию развития мелких озерно-болотных водоемов пойменного типа. При впадении рек Пра-Лучоб, Пра-Каратаг, Пра-Шаргунь в морской бассейн, очевидно, происходило формирование песчано-гравийных осадков подводно-дельтового генезиса. Они в виде узкой полосы, видимо, протягивались с запада на восток вдоль всего побережья. Не исключено, что между дельтами этих рек накапливались также песчаные осадки открытого прибрежного



Фиг. 4. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления осадков третьего мезоцикла (байос)

Условные обозначения см. на фигурах 1, 2

мелководья морского бассейна, а также алеврито-глинистые и карбонатные осадки прибрежных заливов и лагун.

Территория центральной и юго-западной частей региона представляла собой обширную прибрежно-морскую равнину с широким развитием аллювиальных, надводно-дельтовых, озерно-болотных и частично болотных ландшафтов. Реки Пра-Сангардак, Пра-Байсун и Пра-Кизылсу в течение всего времени формирования третьего мезоцикла представляли собой крупные равнинные реки с отчетливо выработанными профилями равновесия и лишь только в самых верховьях имели горный характер. При впадении в морской бассейн они образовывали подводно-дельтовые отложения, которые в юго-западном направлении сменялись сначала песчаными осадками открытого прибрежного мелководья (Туада-27, Дербент-7), а затем алеврито-глинистыми и карбонатными осадками сравнительно удаленных участков от побережья морского бассейна (Вандоб-1-1 и др.).

На прибрежно-морских равнинах и в приустьевых частях речных долин располагались крупные опресненные приморские озера, которые появились как следствие подпруживания старых русел, так и в результате превращения заливов и лагун в закрытые водоемы с континентальным типом осадконакопления (Курганча-30, Ушор-31, Диболо-32). Премущественным развитием в этих озерных водоемах пользуются песчаные осадки открытого прибрежного мелководья. Реже присутствуют алеврито-глинистые и песчано-алевритовые осадки зараставших и заболачивавшихся участков. В северо-восточном направлении они замещались осадками более мелких озер долинного типа (Хар-Как-34). Одни из них были старицами, другие — вторичными водоемами поймы, возникшими в понижениях ее рельефа.

В процессе заболачивания озерных водоемов в ряде районов (Дибодом-33, Курганча-30, Гуруд-36) происходило накопление торфяников, из которых в процессе постседиментационных преобразований формировались угольные пласты различной мощности. Особо следует подчеркнуть, что интенсивность торфонакопления в различных районах была неодинаковой. Максимальным развитием характеризовался район Дибодом-33, где в составе третьего мезоцикла установлено более 10 угольных пластов, мощность которых колеблется от 0,20 до 0,50—0,60 м. Особый интерес здесь представляет угольный пласт, приуроченный к нижней части третьего мезоцикла. Он характеризуется мощностью до 1,2 м и прослеживается далеко на юго-запад. В районе Курганча-30 его мощность сокращается до 0,30—0,40 м. В восточном, северо-восточном направлениях он фациально замещается пойменным аллювием.

Как видно на палеогеографической карте этого мезоцикла (см. фиг. 4), основное угленакпление тяготеет к району Дибодом-33. Все угольные пласты приурочены, как правило, к озерно-болотным циклам. Отсутствие угольных пластов в других районах, видимо, следует объяснить все еще активной в этом районе эрозийной деятельностью рек Пра-Сангардак, Пра-Байсун, Пра-Кизылсу и их многочисленных притоков. Примером могут быть разрезы Хар-Как-34, Гуруд-36 и Нилу-37, где процессы заболачивания ограничиваются только формированием почвенных отложений. В ряде случаев маломощное торфонакопление прерывалось наложенными внутрiformационными размывами. Поэтому иногда из всех элементов цикла в разрезе сохраняется только его нижняя часть, представленная русловым аллювием. В противном случае в течение третьего мезоцикла в юго-западной части региона процессы торфонакопления могли бы иметь более широкое распространение.

На юго-западе региона в результате неоднократных регрессий прибрежные зоны морского бассейна превращались в морское плоское побережье, на котором в процессе выравнивания происходило площад-

ное заболачивание. Однако заболачивание каждый раз было кратковременным, что приводило к формированию лишь почвенных образований и маломощных невыдержанных прослоев и линз угля. Наличие в отложениях третьего мезоцикла прослоев и линз углей, а также многочисленных растительных остатков свидетельствует о том, что климат по-прежнему оставался влажным и теплым. Основываясь на характере ландшафтов и их парагенетических связях на площади, можно предполагать, что на востоке изученного региона в южном направлении, т. е. в сторону центральной части Таджикской депрессии, в отдельные промежутки времени континентальные ландшафты пользовались широким развитием, а среди них и болотные. Не исключено, что здесь могут быть, хотя и не мощные, но имеющие рабочую мощность угольные пласты.

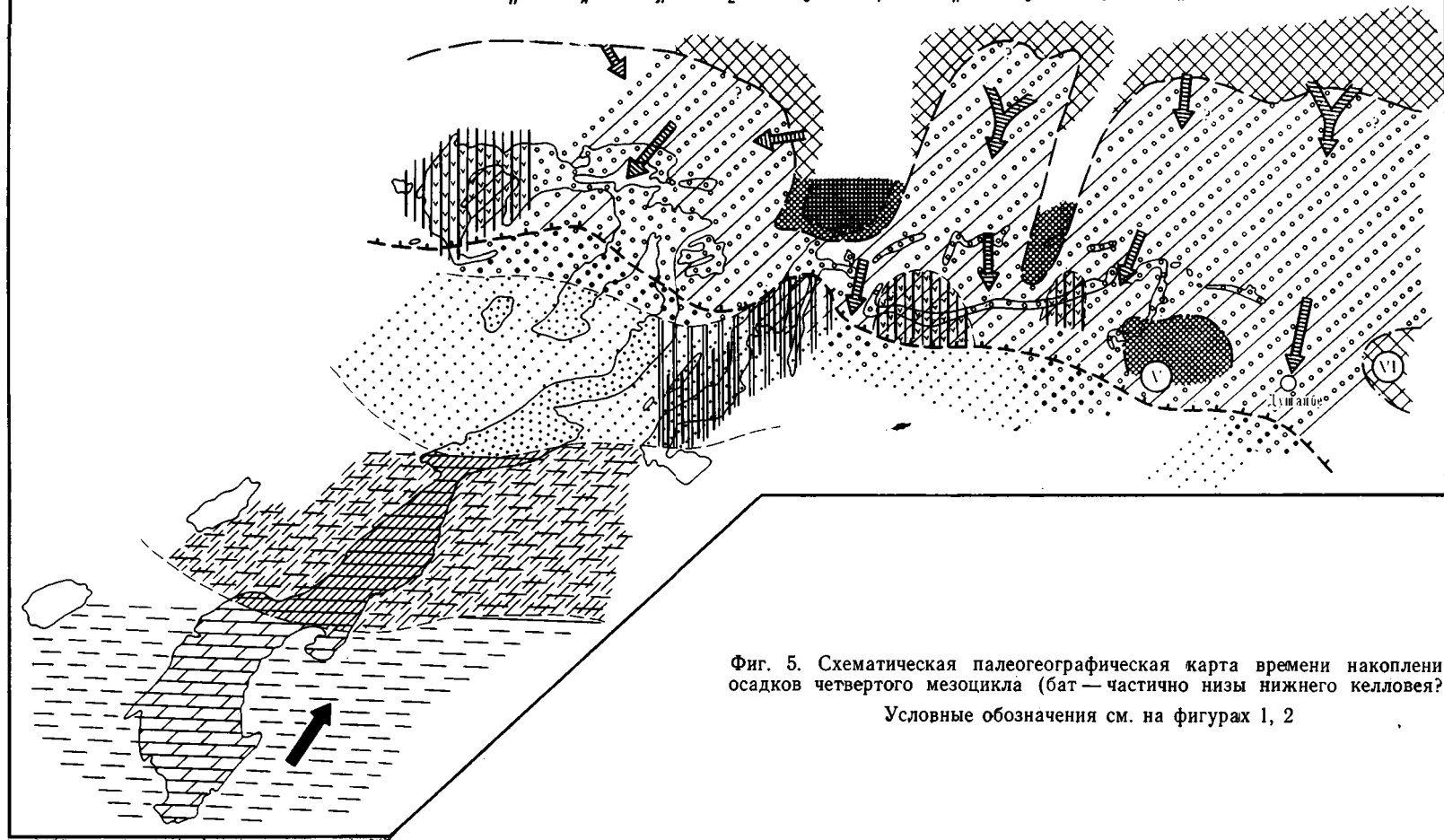
Четвертый мезоцикл (бат, частично нижний келловей?). В течение времени формирования осадков четвертого мезоцикла исчезают почти все выступы Палеогиссара и возвышенности доюрского рельефа. Исключение составляют Чошский и Ширкентский выступы, а также Комсомольская и Шаамбары-Сангмилинская возвышенности доюрского рельефа (фиг. 5, см. фиг. 1). В виде небольших возвышенностей и, как правило, с очень пологими склонами они еще продолжали существовать, однако существенного влияния на процесс осадконакопления, как это было ранее, не оказывали. Южная граница Палеогиссара значительно сместилась на север. Море к этому времени проникало еще далее в глубь изученной территории. Можно предполагать, что линия побережья морского бассейна имела весьма причудливые очертания. Морское побережье изобиловало заливами и лагунами с большим количеством баров, подводных валов, гряд, обусловивших участками то закрытый, то открытый тип побережья в зависимости от количества обломочного материала, выносимого реками, и прибрежных течений.

Восточная часть региона представляла собой очень выровненное пространство низовьев трех относительно крупных аллювиально-дельтовых равнин — Пра-Лучоб, Пра-Каратаг и Пра-Шаргунь, которые образовали здесь сплошное поле накопления речных отложений, представленных гравелитами, песчаниками и алевролитами. Южнее аллювиальные отложения постепенно замещаются подводно-дельтовыми гравелитами, а участками — песчаными осадками открытого прибрежного подвижного мелководья морского бассейна, включая заливы и лагуны. В отдельных приустьевых частях аллювиально-дельтовых равнин создавались благоприятные условия для существования озерных (Ташкутан-44) и озерно-болотных ландшафтов (Шаргунь-I-40, Шаргунь-II-41, Гулиоб-38), в процессе заболачивания которых формировались маломощные торфяники.

Центральная и юго-западная части региона характеризовались развитием преимущественно морских отложений. Лишь только на крайнем севере вдоль южного склона Палеогиссара накапливались континентальные отложения (Яккабак, северная часть Чак-Чар). Для этих районов были характерны ландшафты речных долин рек Пра-Кизылсу и Пра-Байсун, превратившихся в своих низовьях в типично равнинные реки. В низовьях р. Пра-Кизылсу периодически возникали озерные ландшафты, которые благоприятствовали заболачиванию и развитию торфяных болот.

В южном направлении ландшафты речных долин вначале сменялись прибрежно-морскими, а затем морскими. Вдоль побережья морского бассейна в основном накапливались гравийно-песчаные осадки подводно-дельтового генезиса, которые в южном и юго-западном направлениях замещались алевроито-песчаными осадками открытого прибрежного мелководья. На крайнем юго-западе в пределах территории Кугитангтау формировались глинистые, карбонатно-глинистые и карбонат-

П А Л Е О Г И С С А Р



Фиг. 5. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления осадков четвертого мезоцикла (бат — частично низы нижнего келловоя?)

Условные обозначения см. на фигурах 1, 2

ные осадки сравнительно удаленных и удаленных от побережья участков морского бассейна.

В результате неоднократных регрессий участки прибрежного мелководья периодически осушались; те из них, которые располагались между подводно-дельтовыми ландшафтами, подвергались заболачиванию. Так, в пределах южного и центрального Сурхантау наблюдается присутствие горизонтов заболачивания, развивавшихся на прибрежно-морских отложениях. Реки в это время продвигались на юг и юго-запад и формировали свои долины среди прибрежно-морских отложений. Смещение побережья проходило неравномерно; контуры его каждый раз не совпадали. Поэтому в разрезах четвертого мезоцикла можно наблюдать как алевро-глинисто-карбонатные осадки заливов и лагун, так и песчаные осадки подводных дельт и открытого подвижного мелководья морского бассейна, чередующиеся с озерными и озерно-болотными отложениями, развивавшимися на прибрежно-морских отложениях (Хаус-28, Фангарт-29, Курганча-30, Диболо-32, Ушор-31, Дибодом-33). В верхнеюрскую эпоху исчезают все палеовозвышенности доюрского рельефа. Море перекрывало почти всю изученную нами территорию, следствием чего явилось накопление в келловей-оксфордское время массивных известняков с типично морской фауной. Мощность их изменяется от 50—150 м на севере до 800—900 м на юге и юго-западе.

ВЫВОДЫ

Таким образом, рассмотрение характера распределения обстановок осадко- и торфонакопления в разрезе и на площади позволяет восстановить общую палеогеографию ниже- и среднеюрского времени образования угленосной толщи в пределах южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Длительный континентальный режим, предшествовавший юрскому циклу осадконакопления, определил характер доюрского рельефа, который оказывал существенное влияние не только в начальный момент, но и в последующие этапы образования угленосной толщи, хотя и менее значительно.

На раннем этапе формирования угленосных отложений изученный регион характеризовался наличием речных долин рек Пра-Лучоб, Пра-Каратаг, Пра-Шаргунь, Пра-Сангардак, Пра-Байсун, Пра-Кизылсу и их притоков, располагавшихся между выступами Палеогиссарского хребта, с одной стороны, и возвышенностями доюрского рельефа — с другой. Все они в пределах северной части региона имели горный характер и формировали аллювиальные ландшафты горного и равнинно-горного типа. В южном направлении, т. е. в сторону Таджикской депрессии, перечисленные выше реки постепенно приобретали горно-равнинный, а затем равнинный характер.

В центральной части депрессии или южнее они, видимо, вливались в более крупную реку (Пра-Пяндж), ориентированную с востока и северо-востока на запад и юго-запад и впадавшую в морской бассейн, находившийся на юге далеко за пределами изученного региона. Несмотря на то, что время раннего этапа формирования угленосной толщи характеризовалось интенсивными эрозионными процессами, местами тем не менее создавались благоприятные условия для образования торфяников. Наиболее перспективными явились здесь участки, прилегающие к выступам Палеогиссара и доюрских поднятий, где широкое развитие получили озерные, озерно-болотные, а также болотные ландшафты. Такой генезис имеют Шаргуньское, Ташкутанское и другие более мелкие месторождения угля. По направлению к центральной части депрессии, видимо, происходило общее выравнивание рельефа. Тем не менее существовали отдельные участки, которые на фоне общего погружения депрессии характеризовались относительно замедленным опусканием.

Поэтому в зоне их развития могли возникать локальные озерные, озерно-болотные и болотные ландшафты с накоплением торфяников. Реки, стекавшие с Палеогиссарского хребта, приурочивались к более пониженным участкам.

В средний этап формирования угленосной толщи, на границе второго и третьего мезоциклов, морской бассейн проникает в пределы изученного региона. Данный этап характеризуется интенсивным выравниванием рельефа и почти полным исчезновением выступов Палеогиссарского и доюрских поднятий, которые уже не оказывали существенного влияния на процесс осадконакопления. На востоке региона продолжают по-прежнему существовать аллювиальные ландшафты. В отличие от начального этапа реки, очевидно, впадали непосредственно в морской бассейн, образуя при впадении узкую полосу развития подводно-дельтовых отложений. Юго-западная и центральная части региона в это время периодически представляли зону развития приморских равнин, на которых участками возникали условия для накопления торфяников, из коих в дальнейшем образовались в районе Дибодом-33, Гуруд-36, Курганча-30, Санджар-26 и другие угольные пласты. Вдоль морского побережья широкое развитие имели прибрежно-мелководные песчаные отложения, которые в местах впадения рек фациально замещались подводно-дельтовыми. Последние в свою очередь в южном и юго-западном направлениях сменялись алевроито-глинистыми осадками сравнительно удаленных от побережья участков морского бассейна.

На позднем этапе развития море проникает далеко в глубь изученной территории и подступает непосредственно к южным склонам Гиссарского хребта. Континентальные отложения, представленные преимущественно осадками руслового и пойменного генезиса, развиты лишь на самом севере вдоль Палеогиссарского хребта, который, очевидно, имел небольшие отметки и характеризовался сглаженными формами рельефа. Остальная территория юго-западной и центральной частей региона характеризовалась развитием прибрежно-морских и морских ландшафтов.

Таким образом, территория южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта в нижне- и среднеюрское время претерпела направленный процесс изменения континентальных условий осадконакопления на типично морские. В дальнейшем, в келловей-оксфордское время, морской бассейн трансгрессировал еще далее на север и северо-восток, оставив после себя разрезы, представленные преимущественно известняками и доломитами с прослоями глинистых отложений. Однако Палеогиссарский хребет не был полностью уничтожен; он, очевидно, существовал в виде довольно сглаженного хребта и по-прежнему препятствовал проникновению морского бассейна на север за его пределы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев Ш. Б., Мавлянов С. Р. Эпигенез мезозойских отложений Таджикской депрессии.— Тр. Таджикск. отд. ВНИГНИ, 1970.
- Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Фациально-палеогеографическая характеристика бокситов Южного Узбекистана.— Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, Ташкент, «Наука», 1964.
- Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана.— Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, Ташкент, «Наука», 1964.
- Бибешев И. И. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда в юрских отложениях южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Бибешев И. И. Терригенно-минералогические нижне-среднеюрские отложения южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
- Бибешев И. И., Валиев Ю. Я., Мавлянов С. Р. Главнейшие терригенно-минералогические ассоциации нижне-среднеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1975, № 2 (56).

- Бибешев И. И., Еремеев В. В. Применение фациального и минералогического анализов для палеогеографических реконструкций (на примере юрской угленосной формации Средней Азии).— В кн.: Всесоюзный семинар «Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд», ч. I (тез. докл.). М., 1974.
- Богатырев Б. А. Мезозойская кора выветривания юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— В сб.: Геология и минералогия коры выветривания, М., «Наука», 1970.
- Богоявленский А. А. Фациально-палеогеографическая характеристика юрской формации Южно-Таджикской депрессии.— Научн. тр. Ташк. ун-та, вып. 256, Геол. науки, кн. 22, Ташкент, 1964.
- Захаров С. А. Структура мезокайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1958.
- Коннов П. П. Литологический очерк верхнетриасовых бокситоносных отложений в южном Узбекистане.— Изв. АН УзбССР. Сер. геол., 1957, № 4.
- Мавлянов С. Р. Некоторые особенности распределения глинистых минералов нижне- и среднеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта.— Тр. Тадж. отд. ВНИГНИ, Душанбе, 1973, вып. 5.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии, М., 1972.
- Попов В. И., Филиппов А. А. и др. Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии.— Тр. Проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд. Л., «Недра», 1968, вып. VII.
- Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода.— Тр. Среднеазиатского гос. ун-та, Ташкент, 1954, вып. 2, кн. 5.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. А., Пачаджанов Д. Н., Буриченко Т. И. Распределение и формы нахождения бора в юрских речных отложениях Таджикской депрессии.— Докл. АН ТаджССР, геохимия, 1973, т. XVI, № 9.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Штеренберг Л. Е., Пачаджанов Д. Н., Буриченко Т. И. Литологические особенности карбонатных осадков юры южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта и распределение в них бора.— В кн.: Второе совещание «Фашии и геохимия карбонатных отложений» (тезисы докладов). Ленинград — Таллин, 1973.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Буриченко Т. И. К геохимии бора юрских аллювиальных отложений Гиссарского хребта.— Геохимия, 1974, № 3.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И. Распределение и формы нахождения бора в юрских озерных и озерно-болотных отложениях Гиссарского хребта.— Геохимия, 1974, № 9.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Бибешев И. И. Изучение распределения бора для реконструкции фациально-палеогеографических обстановок седиментации.— В кн.: Всесоюзный семинар «Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава пород и руд», ч. I (тез. докл.), М., 1974.
- Тимофеев П. П., Валиев Ю. Я., Пачаджанов Д. Н., Адамчук И. П., Буриченко Т. И. Геохимия бора и литология юрских карбонатных отложений Гиссарского хребта.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Троицкий В. И. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время.— Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, отд. геол.-хим. и техн. наук, 1961.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.
- Шехтман П. А. Геология среднеазиатского мезозойского бассейна. Изд-во Узбекского филиала АН СССР, Ташкент, 1941.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
23.X.1973

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПО ОБЛОМОЧНОМУ КВАРЦУ

И. М. СИМАНОВИЧ

Проведено статистическое изучение кварца из эталонной коллекции кристаллических пород по трем группам типоморфных признаков: оптически определяемым структурным дефектам, включениям минералов и включениям минералообразующей среды. Выявленные закономерности вариаций типоморфных признаков в кварце различного генезиса положены в основу разработки вероятностной методики генетической идентификации обломочного кварца в песчаных породах. Предложена таблица вероятностных коэффициентов, с помощью которой возможно полуколичественное определение вариаций генетических типов обломочного кварца. На ряде образцов песчаных пород продемонстрирована применимость вероятностной методики для выявления источников сноса по кварцу.

Многие исследователи пытались обосновать генетическую классификацию обломочного кварца и выявить типоморфные признаки, по которым возможно определение источников сноса (Sorby, 1877; Mackie, 1896; Cayeux, 1929; Krynine, 1940, 1946; Keller, Littlefield, 1950; Folk, 1961). В настоящее время эти попытки рассматриваются как субъективные и неубедительные (Pettijohn, 1972; Blatt, 1972; Кац, Симанович, 1974).

В нашей стране большой популярностью пользуется классификация обломочного кварца Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева (1951). В основу ее положен принцип выделения типов кварца по какому-либо одному типоморфному признаку. Важно отметить, что сами авторы не считали свою классификацию генетической, но тем не менее на ее основе был решен целый ряд литолого-стратиграфических задач. Как отмечали Г. Г. Леммлейн и В. С. Князев, для создания действительно генетической классификации типов обломочного кварца требуется статистическое изучение большой коллекции кварца кристаллических пород разных районов и возрастов.

Именно изучение кварца из коллекции эталонных образцов и было положено в основу исследований, проводившихся автором совместно с М. Я. Кацем. На протяжении всех этапов работ выдерживались следующие принципы.

1. Максимальная формализация типоморфных признаков кварца, сочетающаяся с углубленным изучением их физической и минералогической природы.

2. Проведение всех исследований на узкой размерной фракции (0,2—0,25 мм) кварцевых зерен с целью получения сопоставимых результатов при статистической обработке; выбор размерности обусловлен как ее представительностью для песчаных пород, так и рядом технологических причин.

3. Применение методов математической статистики.

Результаты исследования эталонной коллекции кварца опубликованы (Кац, Симанович, 1974). Оптическим методом, с применением статистики, исследован кварц, выделенный из следующих типов горных пород: метаморфических, «древних» гранитоидов (палингенного происхождения, из архейских кристаллических щитов), «молодых» гранитоидов (интрузивных), кварцевых жил и пегматитов, кварцевых эффузивов (всего 71 образец).

Изучены три группы типоморфных признаков, доступных наблюдению под микроскопом: оптически определяемые структурные дефекты, включения минералов и включения минералообразующей среды (ВМС).

Разработана классификация типов структурных дефектов обломочного кварца (Симанович, 1968; Кац, Симанович, 1974). Различаются следующие типы и разновидности структурных дефектов.

I. Поликристалличность: 1 — изометрично-полигональная (ПИП), 2 — грануляционная (ПГ), 3 — с изрезанными, лапчатыми контурами индивидов (ПИЛК).

II. Блочность: 1 — неправильная (БН), 2 — линейная (БЛ), 3 — брусковидная (ББ).

III. Волнистое угасание: 1 — облачное (ВУО), 2 — прерывистое (ВУП), 3 — фронтальное (ВУФ).

IV. Пластическая деформация (ПД).

Специальная классификация была разработана также для различных признаков включений минералообразующей среды в порообразующем кварце (табл. 1). При исследовании эталонной коллекции кварца нами диагностировались следующие минеральные включения: полевой шпат, биотит, мусковит, амфибол, апатит, циркон, рутил, сфен, турмалин, силлиманит, дистен, эпидот, гранат, графит, рудный минерал и кальцит.

В каждом исследованном зерне кварца фиксировалось присутствие или отсутствие данного типоморфного признака. В образце изучалось по 100 зерен кварца. Для четырех генетических типов кварца рассчитаны средние арифметические встречаемости всех типоморфных признаков (M) и коэффициенты вариации (W). Статистическое изучение типоморфных признаков кварца образцов эталонной коллекции позволило выявить ряд закономерностей (Кац, Симанович, 1974), важнейшими из которых являются следующие.

1. Увеличение насыщенности кварца ВМС (при росте их размеров) по ряду: метаморфические породы — «древние» гранитоиды — «молодые» гранитоиды — жильный (и пегматитовый) кварц.

2. Уменьшение встречаемости минеральных включений по тому же ряду. Эти закономерности позволили выявить существенные различия плотностных свойств кварца, так как ВМС «облегчают» кварц, а включения минералов, наоборот, «утяжеляют» (Кац, Симанович, 1974).

3. Высокая частота встречаемости рутила в кварце «древних» гранитоидов.

4. Повышенная встречаемость биотита в кварце «древних» гранитоидов и метаморфических пород.

5. Более высокая дефектность кварца метаморфических пород и «древних» гранитоидов по сравнению с кварцем «молодых» гранитоидов.

О прочих вариациях типоморфных признаков в кварце разного генезиса можно судить по данным табл. 1.

Вулканогенный кварц (кислых эффузивов) статистически не изучался, так как обычно характеризуется комплексом отрицательных типоморфных признаков (отсутствие минеральных включений, ВМС и оптически определяемых структурных дефектов). Для диагностики вулканогенного кварца в песчаных породах необходимо и достаточно, чтобы

Таблица 1

Средние арифметические (1) и коэффициенты вариации (2) частот встречаемости минеральных включений, признаков включений минералообразующей среды и структурных дефектов кварца эталонных образцов

Типоморфные признаки		Метаморфические породы		«Древние» гранитонды		«Молодые» гранитонды		Жильный кварц		
		1	2	1	2	1	2	1	2	
Включения минералов	Полевые шпаты	5,4	89	2,8	118	4,4	143	—	—	
	Биотит	23	98	13,6	102	2,4	112	—	—	
	Мусковит	5	285	1,7	254	—	—	—	—	
	Амфибол	3,6	275	0,9	289	—	—	—	—	
	Апатит	6	225	3,2	194	1,8	183	—	—	
	Циркон	4,5	247	1,1	209	—	—	—	—	
	Рутил	13	192	33,3	89	3,1	129	—	—	
	Сфен	3,3	815	—	—	—	—	—	—	
	Турмалин	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Силлиманит	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Дистен	3,1	851	—	—	—	—	—	—	
	Эпидот	1,5	173	5,2	252	—	—	—	—	
	Гранат	1,4	250	—	—	—	—	—	—	
	Графит	14,4	226	—	—	—	—	—	—	
	Рудный	4,1	246	1,3	131	—	—	—	—	
Кальцит	0,8	300	1,3	185	—	—	—	—		
Без включений	38,4	75	45	54	87	127	100	—		
Включения минералообразующей среды	Размер	Мелкие	65	31,7	81	15	88	20	88,6	19,7
		Крупные	30,7	75,2	55,5	34,5	77,1	21,3	89,1	20,4
	Форма	Ограниченные	0,93	208,7	4,32	200	6,9	23,2	8,6	148,8
		Полуограниченные	6,5	143	14,4	119	25,1	91,6	31,0	61,3
		Неправильные	48,1	43,7	66,6	24	83,1	20,7	91,4	17,1
		Уплощенные	7,4	81	11,4	79	16,9	62,1	19,1	30,9
	Фазовый состав	Жидкие	9,45	104,2	24,8	83	13,3	118	55,4	56,2
		Газово-жидкие	18,1	93,9	32,8	63	48,2	52,1	64,6	38,2
		Газовые	7,7	181	28,2	108	32,2	90,7	12,3	169,7
		Многофазные	2,2	231,8	12,6	105	42,4	55,4	14,0	107,1
		Затвердевшие	—	—	0,8	320	1,8	150	6,6	156
	Насыщенность	Слабая	44,3	29,1	30,4	46	14,2	77,4	8,0	122
		Средняя	20,7	84	42,4	53	39,1	24	27,1	80,8
		Высокая	0,8	362	11	113	35,1	48,4	42,9	66,2
		Очень высокая	—	—	0,64	375	2,2	100	15,7	158
Без включений		34,4	61,9	15,6	77	9,3	158	6,6	183,3	
Структурные дефекты	ПИЛК	15,2	132	9,5	170	2,0	95	1,4	186	
	ПГ	—	—	—	—	—	—	5,4	148	
	ПИЛК	3,4	320	7,1	246	—	—	—	—	
	БН	16,9	83	18,2	97	7,3	77	19,6	75	
	БЛ	18,2	71	12,8	86	3,8	142	3,4	94	
	ББ	3,0	245	1,8	183	—	—	—	—	
	ВУО	28,7	70	35,0	47	45,0	46	30,2	67	
	ВУФ	4,0	240	3,4	262	—	—	—	—	
	ВУП	27,8	100	31,5	71	11,3	108	26,0	85	
	ПД	5,4	324	0,7	444	—	—	1,2	250	
	БД	18,9	79	20,0	100	40,7	53	39,0	100	

* Объяснение в тексте, БД — без дефектов.

перечисленные признаки дополнялись одним из двух признаков, присущих только эффузивному кварцу: характерной огранкой и (или) включениями стекла.

ВЕРОЯТНОСТНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

Если бы мы научились непосредственно опознавать генетический тип обломочного кварца, как, например, минералы тяжелой фракции, то это было бы полным решением проблемы. Очевидно, такое опознавание в

Вероятностные коэффициенты генетических типов обломочного кварца

Типоморфные признаки			Генетический тип кварца			
			Метаморфических пород	«Древних» гранитоидов	«Молодых» гранитоидов	Жильный
Включения минералов	Полевые шпаты		9	4	7	0
	Биотит		12	7	1	0
	Мусковит		14	5	1	0
	Амфибол		15	4	1	0
	Апатит		11	6	3	0
	Циркон		15	4	1	0
	Рутил		5	13	2	0
	Сфен		20	0	0	0
	Дистен		20	0	0	0
	Эпидот		5	15	0	0
	Гранат		20	0	0	0
	Графит		19	0	0	1
	Рудный		14	5	1	0
	Без включений		3	4	6	7
Включения минералообразующей среды	Размер	Мелкие	10	7	3	0
		Крупные и мелкие	3	4	6	7
	Насыщенность	Слабая	9	6	3	2
		Средняя	3	7	6	4
		Высокая	0	2	8	10
		Очень высокая	0	1	3	16
		Без включений	10	5	3	2
Структурные дефекты	ПИП *		11	7	1	1
	ПГ		8	2	2	8
	ПИЛК		5	13	1	1
	БН		5	6	3	6
	БЛ		9	6	3	2
	ББ		12	7	0	1
	ВУО		4	5	7	4
	ВУФ		11	7	0	2
	ВУП		6	6	3	5
	ПД		14	2	0	4
	БД		4	4	6	6

* См. табл. 1.

общем случае невозможно из-за большого разброса частот встречаемости типоморфных признаков генетических типов кварца, т. е. их неустойчивости. В отдельных случаях можно совершенно точно определить тип кварца даже по одному какому-либо типоморфному признаку. Например, очень высокая насыщенность ВМС может быть только в гидротермальном кварце; обломочный кварц, содержащий включения силлиманита или граната, определенно имеет метаморфогенный генезис.

В других случаях с той или иной степенью вероятности можно предположить предпочтительный генезис зерна кварца. Например, присутствие игольчатого рутила свидетельствует в пользу того, что кварц произошел из «древних» гранитоидов (так как в данном генетическом типе рутил имеет наибольшую частоту встречаемости), но не исключает происхождения кварца за счет размыва метаморфических пород или «молодых» гранитоидов.

Естественно предположить, что эта неопределенная вероятность отнесения кварца с рутилом к типу «древних» гранитоидов может быть уточнена, если мы учтем другие типоморфные признаки данного зерна. По-видимому, чем больше будет учтено таких типоморфных признаков, тем увереннее можно судить о его генезисе.

На этом предположении и основано создание таблицы вероятностных коэффициентов (табл. 2), позволившей перейти к количественному определению генетических типов кварца в песчаных породах.

Рассмотрим ход рассуждений при построении таблицы.

Допустим, что приведенные в ней четыре генетических типа кварца полностью охватывают все случаи первичного генезиса обломочного кварца. При этом вулканогенный кварц выносится «за скобки», так как частоту его встречаемости возможно учитывать отдельно.

При таком допущении можно предположить, что вероятность того, что обломочный кварц принадлежит к одному из четырех генетических типов, равна 1.

Предположим, что кварц песчаной размерности характеризуется всего одним типоморфным признаком, например тем же присутствием рутила. Так как полная вероятность принадлежности кварца к одному из генетических типов равна 1, можно легко перейти от средних частот встречаемости (см. табл. 1) к вероятностям, приводя сумму частот встречаемости для каждой горизонтальной строки таблицы к 1. Так, для случая включений рутила в кварце пересчитанные вероятности (с точностью до 0,05): $0,25 + 0,65 + 0,1 + 0 = 1$. Рассуждая так же, пересчитываем средние частоты встречаемости на вероятности по другим типоморфным признакам.

Каждое обломочное зерно кварца характеризуется по меньшей мере тремя типоморфными признаками (по группам включений минералов, ВМС и структурных дефектов). Максимальное количество типоморфных признаков, поддающихся расшифровке в одном зерне, как показывает опыт, достигает 9, обычно же 4—7 типоморфных признаков.

Результирующие вероятности по трем и более типоморфным признакам определяются по формуле $P_{\text{ср}} = \frac{P_1 + P_2 + \dots + P_i}{n}$, где n — число

типоморфных признаков, а $P_1, P_2 \dots P_i$ — частные вероятности для каждого типоморфного признака. Очевидно, что чем больше типоморфных признаков удастся увидеть в каждом отдельном зерне, тем надежнее отнесение этого зерна к тому или иному генетическому типу по численной вероятности.

Так как в каждом отдельном случае определяется «конкурс вероятностей», то можно отказаться от деления на число случаев. Тогда сумма результирующих вероятностей равна 1 n . Если мы теперь умножим все вероятности на 20 для избавления от десятичных дробей, то сумма вероятностей будет равна 20 n . Таким образом, мы получаем вероятностные коэффициенты, представленные в табл. 2. Простое сложение вероятностных коэффициентов типоморфных признаков, обнаруженных в данном зерне обломочного кварца, позволяет вероятностно отнести его к тому или иному генетическому типу, т. е. с некоторой степенью достоверности определить источник сноса для данного зерна кварца.

Из самого существа принятой методики совершенно очевидно, что отнесение каждого зерна к тому или иному генетическому типу производится с той или иной степенью надежности и частные ошибки при определении неизбежны. Однако можно надеяться, что статистика определений частично или полностью элиминирует эти ошибки и результирующее процентное распределение обломочных зерен по типам будет близко к истине.

Проведена экспериментальная отработка методики на моделях искусственных кварцевых песков, составленных из образцов кварца, выделенного из кристаллических пород разного генезиса. При этом удалось выяснить, что определения кварца «молодых» гранитоидов и жильного близки к весовым процентным содержаниям в искусственных смесях, а кварц метаморфический несколько переопределяется за счет

кварца «древних» гранитоидов, однако в сумме эти два типа дают величину, близкую к истинной. В этой связи важно подчеркнуть, что «древние» гранитоиды и метаморфические породы высоких ступеней метаморфизма образуют единые структурно-вещественные комплексы, т. е. общие источники сноса (кристаллические щиты и выступы фундамента древних платформ).

На образце природного кварцевого песка проведено определение сходимости результатов по разному количеству зерен. Начиная со 100 зерен, абсолютная случайная ошибка определений по вероятностным коэффициентам не превышает 2%. Относительные ошибки малы для генетических типов кварца, содержание которого в породах высоко, и велики для малых содержаний генетических типов.

Основное преимущество новой методики — возможность получения объективных и сравнимых данных, основанных на достаточно надежных соотношениях, установленных при статистическом изучении образцов эталонной коллекции. Вместе с тем выявлена большая вероятность возникновения различных искажений, часть которых зависит от несовершенства самой методики (завышение содержания метаморфического и занижение — кварца «древних» гранитоидов), а другая — связана с возможными, но не поддающимися учету вариациями распределений типовых признаков кварца в питающих провинциях от региона к региону. Следует отметить, что от второго недостатка не свободна любая минералогическая методика определений источников сноса. Например, оперируя данными по тяжелым минералам, мы точно также мысленно ориентируемся на усредненный образ встречаемости этих минералов в гранитах, метаморфических породах и т. д.

Если учесть, что тяжелые минералы составляют лишь ничтожную часть объема осадочных пород, что они подвержены дифференциации в водных потоках по удельному весу, что они обладают разной устойчивостью в выветривании, переносе и постседиментационных изменениях, то становится очевидным, что методика определения источников сноса по обломочному кварцу обладает рядом неоспоримых преимуществ.

Мы рекомендуем обсуждаемую методику для приближенной оценки встречаемости кварца различных генетических типов в природных образцах песчаных пород разных регионов и возрастов. В этом смысле ее следует считать полуквалификационной.

Вместе с тем при изучении эволюции генетического состава обломочного кварца по разрезу, отражающей смену источников сноса во времени, или зависимости распределения генетических типов кварца от удаления источников сноса (на площади, по единому стратиграфическому срезу), рассмотренные выше искажения должны иметь систематический характер. Так как случайные ошибки определений незначительны, для решения таких задач данная методика может рассматриваться как количественная.

Определение соотношения генетических типов кварца так же, как и для образцов эталонной коллекции, проводится во фракции 0,2—0,25 мм в петрографических шлифах. При этом пригодны как рыхлые пески (предварительно сцементированные каким-либо искусственным цементом), так и литифицированные песчаные породы, степень изменения которых не превышает глубинный эпигенез.

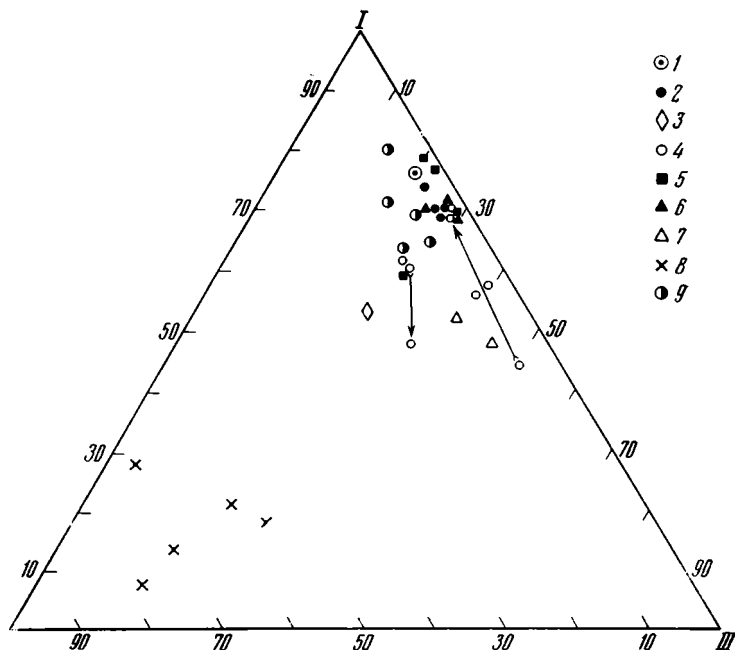
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КВАРЦА В НЕКОТОРЫХ ОБРАЗЦАХ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

С помощью разработанной методики проведено определение процентного соотношения генетических типов кварца в 33 образцах песчаных пород, отвечающих главным петрографическим типам этого класса пород: кварцевым олигомиктовым и мономиктовым, аркозам и грауваккам (табл. 3, фигура).

Таблица 3

Распределение генетических типов кварца в образцах песчаных пород, %

Номер образца	Район	Стратиграфическое положение	Петрографический тип	Генетический тип кварца				
				метаморфических пород	«древних» гранитоидов	«молодых» гранитоидов	жилный	кислых эффузивов
П-1	Подмосковье	Верхняя юра	Кварцевые	65,25	10,0	4,0	21,0	—
43	Украинский щит	Миоцен	»	51,0	19,0	3,0	27,0	—
49	То же	»	»	50,75	19,0	4,5	25,75	—
50	»	»	»	52,5	22,0	4,0	21,75	—
51	»	»	»	49,5	19,0	4,5	27,0	—
130	г. Лихвин	Днепропетровская рена	»	62,5	9,0	2,0	26,5	—
16	То же	То же	Олигомиктовые	53,0	16,0	2,0	29,0	—
19	»	»	»	61,0	9,0	6,0	24,0	—
VII-70	Примугоджарье	Эоцен	Кварцевые	37,0	17,0	24,0	22,0	—
838	Северо-Западный Кавказ	Верхний мел	Олигомиктовые	61,5	8,0	7,5	23,0	—
862	То же	То же	»	53,0	10,0	12,0	25,0	—
741	»	»	»	52,0	12,0	8,0	28,0	—
833	»	»	»	67,0	13,0	6,0	14,0	—
816	»	»	»	63,0	8,0	10,5	18,5	—
A-1	р. Амга, Якутия	Нижняя юра	Граувакки	38,0	6,0	6,0	50,0	—
A-2	То же	То же	»	45,5	11,5	4,0	39,0	—
A-3	»	»	»	50,8	5,0	6,8	37,3	—
A-4	»	»	»	59,5	9,0	3,0	28,5	—
A-12	»	»	Аркозы	60,0	10,0	5,0	25,0	—
A-16	»	Средняя юра	»	48,5	12,0	18,5	21,0	—
A-23	»	Верхняя юра	»	45,5	14,0	18,0	22,5	—
A-25	»	То же	»	39,5	8,0	19,5	33,0	—
Ал-1	р. Алдан	Современный аллювий	»	50,0	26,0	2,0	22,0	—
Ал-5	То же	То же	Граувакки	41,5	18,5	14,0	26,0	—
Ал-8	»	»	Аркозы	57,5	19,0	1,0	22,0	—
Ал-33	»	»	Граувакки	53,5	16,0	2,0	28,5	—
86/66	Северный Казахстан	Верхняя пермь	»	43,0	9,0	10,5	37,5	—
125/66	То же	То же	»	32,5	15,0	7,5	45,0	—
100	Карагандинский бассейн	Карбон	»	15,0	6,0	28,0	21,0	30,0
126	То же	»	»	16,0	2,0	31,0	27,0	24,0
130	»	»	»	6,0	2,0	23,0	15,0	54,0
223	»	»	»	14,0	0	44,0	16,0	26,0
147	»	»	»	19,0	9,0	18,0	4,0	50,0



Треугольная диаграмма распределения генетических типов обломочного кварца в песках и песчаниках

I — кварцевый песок из Подмосковья, верхняя юра; 2 — кварцевые пески района Черкасс, Украина, миоцен; 3 — кварцит из Примугоджарья (саксаульский), эоцен; 4 — граувакковые и аркозовые песчаники Вилуйской синеклизы, р. Амга, юра; 5 — пески современного аллювия, р. Алдан; 6 — пески днепровской морены, р. Ока, район г. Лихвина; 7 — граувакки, Северный Казахстан, верхняя пермь; 8 — граувакки, Карагандинский бассейн, карбон; 9 — олигомиктовые песчаники кампанского флиша, Северо-Западный Кавказ, верхний мел; кварц: I — метаморфический и «древних» гранитоидов, II — «молодых» гранитоидов (и кислых эффузивов), III — жильный; стрелки — объяснение в тексте

Следует отметить, что в некоторых случаях изучавшиеся образцы подобраны таким образом, что, по косвенным геологическим или минералогическим сведениям, для них уже были известны источники сноса. Например, один из образцов имеет типичную метаморфогенную ассоциацию минералов тяжелой фракции, пески Черкасского месторождения заведомо сформировались за счет размыва коры выветривания, развитой на кристаллических образованиях докембрия Украинского щита и т. д.

Можно с удовлетворением отметить, что рассчитанные распределения генетических типов обломочного кварца не противоречат результатам, которые ожидались, исходя из геологической обстановки и минералогического состава образцов. Следовательно, полученные числовые характеристики объективно отражают реальные соотношения обломочного кварца различного генезиса в песках и песчаниках.

На фигуре достаточно четко выделяются два разобщенных поля фигуративных точек. Рассмотрим сначала поле, фигуративные точки которого тяготеют к стороне треугольника (кварц метаморфический и «древних» гранитоидов — кварц жильный) и расположены главным образом ближе к верхней вершине треугольника. Следовательно, генетический состав обломочного кварца этого поля в первую очередь определяется древними источниками сноса, затем — жильным кварцем и в меньшей мере — кварцем «молодых» гранитоидов. Обращает на себя внимание незначительная площадь разброса точек в пределах поля.

В небольшой области верхнего поля треугольной диаграммы, примерно соответствующей 70% кварца метаморфического и «древних» гранитоидов, 25% жильного кварца и 5% кварца «молодых» гранитоидов, располагается отчетливый максимум (10 образцов). Поскольку в пределах этого максимума сосредоточены точки песчаных пород, генезис которых за счет размыва древних кристаллических пород не вызывает сомнения, мы можем считать, что вышеуказанное процентное соотношение генетических типов кварца является типичным для пород данного генезиса. Следует отметить, что в пределы максимума попадают не только точки типичных платформенных песчаных пород (кварцевых и олигомиктовых), но также точки граувакк и аркозов мезозоя Вилуйской синеклизы (р. Амга), аллювия р. Алдан и кампанского флиша Кавказа.

Из последнего положения следует важный вывод о том, что соотношение генетических типов обломочного кварца не зависит (или слабо зависит?) от зрелости пород, а обусловлено главным образом характером первичных источников сноса. Этот вывод подтверждается и необычным по сравнению с другими изученными кварцевыми песчаными породами генетическим составом кварца саксаульского кварцита, который образует экзотический двухметровый пласт в полимиктовой глинисто-песчаной толще. Вероятно, генезис кварца этого пласта связан не с дальним привносом обломочного материала с древних платформ, а с размывом локальной коры выветривания в пределах данной геосинклинальной области.

Наблюдается определенная зависимость встречаемости жильного кварца от степени полимиктовости песчаных пород. Очевидно, эта связь обусловлена тем, что геосинклинальные образования горных сооружений, поставляющих полимиктовый материал при формировании пород грауваккового ряда, обычно интенсивно насыщены кварцевыми жилами и прожилками.

Рассмотрим эволюцию распределения генетических типов кварца в мезозойском разрезе р. Амга. Формирование граувакковых песчаников базальных горизонтов нижней юры обусловлено размывом каких-то геосинклинальных сооружений (верхоянский комплекс?), поставлявших полимиктовый материал и большую массу жильного кварца. Этот источник сноса, по-видимому, постепенно иссякал, а на генетический состав кварца начинал существенно влиять снос с Алданского щита. К концу раннеюрского времени этот источник окончательно подавляет первый, и фигуративные точки соответствующих образцов попадают в упомянутый максимум, т. е. имеют распределение генетических типов, характерное для сноса с древнего кристаллического щита (см. фигуру).

Скачкообразное изменение характера распределения генетических типов кварца происходит на рубеже нижней и средней юры, и, по-видимому, обусловлено крупной тектонической перестройкой. В песчаниках и песках средней и верхней юры в заметном количестве появляется кварц из «молодых» гранитоидов. Таким образом, разработанная нами методика позволяет проследивать постепенное (эволюционное) и скачкообразное изменение источников сноса во времени. На фигуре направления эволюции распределений генетических типов кварца для образцов юрского разреза р. Амга показано стрелками.

Фигуративные точки второго (нижнего) поля треугольной диаграммы принадлежат лишь образцам граувакк карагандинской угленосной формации, в которых отмечается высокая частота встречаемости кварца эффузивного и «молодых» гранитоидов. Обращает на себя внимание уникальность распределений кварца карагандинских образцов, обусловленная специфическими условиями осадконакопления (Шутов, 1972).

ЛИТЕРАТУРА

- Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1974, вып. 259.
- Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
- Симанович И. М. Типы и разновидности структурных дефектов обломочного кварца.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Шутов В. Д. Граувакки Карагандинской угленосной формации.— В кн.: Граувакки. М., «Наука», 1972.
- Blatt H., Middleton G., Murray R. Origin in sedimentary rocks. Prentice-Hall, Englewood Cliffs., N. Y., 1972.
- Cayeux L. Les roches sedimentaries de France. Roches silicieuses, Paris, 1929.
- Folk R. L. Petrology of sedimentary rocks. Austin., Hemphill's Book Store, 1961.
- Keller W. D., Littlefield R. F. Inclusions in the quartz of igneous and methamorphic rocks.— J. Sediment. Petrol., 1950, v. 20, No. 2.
- Krynine P. D. Petrology and genesis of the Third Bradford sand.— Bull. Pennsylvania State Coll. Min. Exptl. Sta., 1940, № 29.
- Krunine P. D. Microscopic morphology of quartz types. Pan-American Congress Mining and Geological Engineere. Annals of 2-nd Committee, 1946.
- Mackie W. The sand and sandstones of Eastern Morray.— Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1896, № 7.
- Pettijohn F., Potter H., Siever R. Sand and Sandstone. Berlin e. a., Springer, 1972.
- Sorby H. C. The application of microscopy to geology.— J. Roy. Microscop. Soc., 1877, v. 17.

ТИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
5.VI.1975

УДК 550.4 : 553.637

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ БОРА
И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПА**

А. А. ОЗОЛ

С позиции геохимии бора рассмотрены условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа. Отмечена повышенная боросодержательность вулканогенно-осадочных образований, приуроченных к зонам поддвижения литосферных плит. Показана преимущественная связь процессов боронакопления со средним, кислым и особенно контрастным по составу и взрывоопасным по характеру континентальным вулканизмом. Рассмотрен вопрос об источниках бора в гидротермальных растворах и озерных бассейнах. Отражено влияние климата на вулканогенно-осадочный рудогенез бора. Обосновано важное значение травертинов как индикаторов боросодержательности озерных отложений. Охарактеризована литолого-минералогическая зональность вулканогенно-осадочных месторождений боратов.

В месторождениях боратов вулканогенно-осадочного типа сосредоточены колоссальные запасы, исчисляемые сотнями миллионов тонн руды, при среднем содержании B_2O_3 порядка 20—40%. За последнее столетие из зарубежных месторождений этого типа было извлечено около 50 млн. т руды. В 70-е годы ежегодная добыча из них боратов достигла уровня в 1,5 млн. т, а к 2000 г. составит более 6 млн. т. Эти числа, дающие представление о масштабах рудообразования бора в условиях вулканогенно-осадочного литогенеза, вместе с тем показывают значение месторождений боратов рассматриваемого типа как основного источника борного сырья.

Однако в проблеме генезиса месторождений боратов вулканогенно-осадочного типа имеется еще много нерешенных вопросов. Ниже делается попытка ответить на некоторые из них.

**НЕКОТОРЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИСЛОРОДНЫХ СОЕДИНЕНИЙ
БОРА**

В водных растворах у земной поверхности бор обычно находится в форме мономерных комплексов $B(OH)_3$ и $B(OH)_4^-$, первые из которых преобладают в кислой среде, а вторые — в ультращелочной. Переход одной формы в другую происходит при изменении рН среды в соответствии с реакциями: $B(OH)_3 + OH^- \rightleftharpoons B(OH)_4^-$, $B(OH)_4^- + H^+ \rightleftharpoons B(OH)_3 + H_2O$.

Комплексы $B(OH)_3$ в водных растворах присутствуют в виде отдельных молекул и почти не диссоциируют. В кислой среде при достижении необходимой концентрации бора (варьирующей в зависимости от состава и температуры раствора) комплексы $B(OH)_3$ осаждаются в виде сассолина. Последний найден среди продуктов фумарольно-сульфатной деятельности на вулканах Авачинском, Шивелуч и Безымянном на Камчатке, Сацума Иво-дзима в Японии, Вулкано и Везувии в Ита-

лии, в осадках гейзеров Калифорнии и соффиони Тосканы, в зонах окисления сульфидных минералов на месторождениях боратов Крамер, Фернис-Крик и т. д.

Ионы $B(OH)_4^-$ с повышением концентрации в водных растворах натрия вступают с ним во взаимодействие, в результате чего образуются устойчивые комплексы состава $NaB(OH)_4$, которые также практически не диссоциируют. В ультращелочной среде, богатой натрием, комплексы $NaB(OH)_4$ осаждаются в составе типлеита. Последний установлен в соляных отложениях оз. Боракас на западе США.

В слабокислых и щелочных растворах, содержащих бор в количестве 0,1 г/л, наряду с моноядерными комплексами, возникают его более сложные полиядерные соединения. Это связано с переходом $B(OH)_3$ или $B(OH)_4^-$ в изополиборные анионы, которые в щелочных растворах при концентрации бора порядка 3—4 г/л становятся доминирующими его формами (Ingri, 1963; Валяшко, Власова, 1966; Barres, 1967; Mesther а. о., 1972, и др.).

В водных растворах отмечается существование самых разнообразных изополианионов бора: $B_2O_6(OH)_4^-$, $B_4O_8(OH)_6^-$, $B_3O_5(OH)_4^-$, $B_5O_{10}(OH)_6^{2-}$, $B_6O_{10}(OH)_4^{2-}$, $B_3O_3(OH)_6^{2-}$, $B_5O_8(OH)_6^{2-}$ и $B_2O_7(OH)_5^-$, которые образуются по следующим схемам: $4B(OH)_4^- \rightleftharpoons B_4O_8(OH)_6^{2-} + 2(OH)^- + 5H_2O$, $3B(OH)_4^- \rightleftharpoons B_3O_3(OH)_6^{2-} + (OH)^- + 3H_2O$ и т. п.

В зависимости от значения pH, концентрации бора, температуры раствора и присутствия той или иной посторонней соли преобладают определенные виды борнокислых анионов. В частности, возрастание щелочности растворов приводит к смене ионов B_6^{2-} , преобладающих в слабокислых растворах, на ионы B_3^{2-} , B_4^{2-} и B_5^{2-} ; два последних доминируют при значениях pH от 8 до 10—11. Ионы B_3^{2-} , B_4^{2-} , B_5^{2-} и B_6^{2-} установлены в растворах при температуре 25—50° С, а ионы B_3^{2-} и B_2^{2-} , кроме того, при температуре 100—200° С.

При взаимодействии полианионов бора с катионами щелочных или щелочноземельных металлов образуются различные по составу бораты. Из известных в растворах полианионов бора виды B_4^{2-} , B_3^{2-} , B_6^{2-} , а также B_5^{2-} и B_2^{2-} в настоящее время установлены в кристаллических структурах природных боратов: бура — $Na_2B_4O_7(OH)_2 \cdot 8H_2O$, иньонит — $CaB_5O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$, улексите — $NaCaB_5O_{10}(OH)_2 \cdot 5H_2O$ и некоторых других. Эти бораты, очевидно, и следует рассматривать как первично-седиментационные образования.

Об этом же свидетельствуют лабораторные исследования борсодержащих систем (Muessing, 1959; Christ а. о., 1967), в результате чего было установлено, что единственными боратами, образующими стабильные фазы в условиях, идентичных тем, которые наблюдаются в соляных озерах, являющихся высшие гидраты в сериях натриевых, натрий-кальциевых и кальциевых боратов, а именно бура, улексит и иньонит. Названные бораты широко распространены в современных осадках соляных озер, расположенных в предгорьях Береговых хребтов, в пустыне Мохаве и Долине Смерти в США, на высокогорных плато в Боливии, Чили, Аргентине и на Тибете. Там они залегают либо в донных осадках в виде идиоморфных рассеянных кристаллов или маломощных, но выдержанных прослоев, либо по берегам озер и на отмелях внутри них в составе соляных корок или покровов.

В постседиментационный период первичные бораты претерпевают различного рода изменения. Так, например, в результате потери кристаллогидратной воды бура переходит в тинкалкониит, иньонит — в мейергофферит. В результате перестройки борокислородных комплексов эти же минералы переходят соответственно в кернит и колеманит. При по-

лимеризации изолированных полианионов улексита могут образовываться цепочки пробергита. Возможен также целый ряд других преобразований. Все это приводит к образованию широкой гаммы разнообразных по составу вторичных боратов, которые в отличие от первичных буры, улексита и иньонита встречаются преимущественно в неогеновых или палеогеновых озерных отложениях, распространенных в вулканических областях США, Турции и т. д.

Однако главным в проблеме генезиса борных месторождений является вопрос о том, как образуются бораты на стадии седиментации, а не как они изменяются в постседиментационный период, другими словами, вопрос о путях поступления и условиях накопления бора в озерных бассейнах до величины, необходимой для выделения боратов в осадок. К его решению автор подходит с позиции геохимии бора в вулканогенно-осадочном процессе.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ОСАДОЧНЫЙ РУДОГЕНЕЗ БОРА

Содержание бора в эффузивных и пирокластических породах областей современного или молодого вулканизма варьирует в широких пределах: от 0, n до 100 n г/т (Ellis, Sewell, 1963; Taddeucci, 1964; Хардер, 1965; Леонова, 1969; Thompson, Milson, 1970; Лапин и др., 1973, и др.). Наибольшие количества (от n до 100 n г/т, в среднем около 50 г/т) бора содержатся в вулканогенных породах, развитых в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектоно-вулканических поясов — на островных дугах, активных окраинах континентов или областях их смыкания. Например, содержание бора в липаритах, базальтах и трахиандезитах Италии достигает 60—225 г/т, в туфах — 326—350 г/т и в шлаках — 900 г/т, в трахитах Турции — 100 г/т. На порядок меньше (от 0, n до 13 г/т, в среднем около 5 г/т) содержится бора в излившихся породах срединно-океанических хребтов. В частности, содержание бора в лавах на дне Атлантического океана в зоне Срединно-Атлантического хребта колеблется в пределах от 2 до 13 г/т, в липаритах и базальтах Исландии — от 0,6 до 5—6 г/т.

Как показали исследования методом (n , α)-радиографии (Берзина и др., 1975), основным концентратором бора в эффузивных и пирокластических породах областей современного и молодого вулканизма является стекло. Так, в андезитах с. Кунашир (Курильские острова) его содержание в фенокристаллах плагиоклаза и пироксена заметно меньше, чем в стекловатой фазе. Аналогичным распределением бора характеризуются вулканические породы других регионов. Например, в туфах вулкана Чимино (Италия) содержание бора в порфириновых вкрапленниках составляет 10—46 г/т, тогда как в стекловатой фазе — 420 г/т. Это свидетельствует о том, что при кристаллизации магмы на земной поверхности во время извержения вулкана основная масса бора не рассеивается в кристаллических решетках ранее выделившихся минералов, а накапливается в остаточном расплаве, при остывании которого бор частично захватывается стеклом, а частично выделяется в атмосферу. Надо полагать, что чем больше бора содержится в магме, тем больше его концентрируется в ее остаточных дифференциатах и соответственно тем больше его оказывается в стекле и улетучивается в атмосферу.

В межпароксизмальные периоды жизни вулкана бор вместе с другими летучими компонентами накапливается в магме, по всей вероятности, в виде соединений с водородом. Окисление бороводородов в присутствии паров воды, как известно, протекает с выделением необычайно большого количества энергии и сопровождается взрывом огромной силы. Поэтому накопление в магме бора, как и других летучих компонентов, является одним из важнейших факторов, обуславливающих эксплозив-

ный характер вулканизма. Очевидно, не случайно, что в вулканических областях, характеризующихся повышенным содержанием бора в магме и образующихся из нее эффузивах (Италия, Турция и т. д.), очень широким развитием пользуется пирокластический материал.

Бор выделяется из магматического очага не только во время вулканических извержений, но и нередко (при благоприятной тектонической обстановке) в межпароксизмальные периоды, когда одновременно с его накоплением в магме происходит дегазация из нее бора и перемещение его по тектонически ослабленным зонам на земную поверхность в составе газовой-паровых струй. Весьма существенно, что в пределах Тихоокеанского окраинно-континентального и Альпийско-Гималайского межконтинентального вулканических поясов, характеризующихся повышенным содержанием бора в эффузивных породах, отмечается и повышенное его содержание в вулканических газах и гидротермальных растворах. Здесь оно достигает 60—200 мг/л в конденсате газов (Башарина, 1961; Уайт, Уоринг, 1965; Хардер, 1965) и 600—1800 мг/л в термальных водах (Хлопин, 1919; Уайт, 1970; Эллис, 1970), тогда как в пределах срединно-океанических хребтов Тихого и Атлантического океанов или в рифтовых зонах континентальных платформ — лишь 3,2—4 мг/л в конденсате газов (Уайт, Уоринг, 1965) и 0,002—8,8 мг/л в термальных водах (Эллис, 1970; Eugster, 1970; Ломоносов, 1974).

Резко дифференцированное распределение бора в вулканических газах и гидротермальных растворах различных регионов не могло не найти своего отражения в его распределении в озерных бассейнах. В тех из них, которые расположены в пределах названных вулканических поясов (соляные озера Боракс, Клиз, Оуэнс и Серлс в США, Чукуркуль северный и Шоркуль юго-восточный на Памире, Банго в Китае, Самбхар в Индии и др.), содержание бора достигает сотен мг/кг, а на оз. Серлс — даже 3,5—4,2 г/кг, тогда как в озерных водоемах, находящихся на той же стадии осолонения, но расположенных в пределах рифтовых зон, например в оз. Магди (Кения), оно составляет лишь 44—118 мг/кг, в оз. Катуге (Уганда) — менее 100 мг/кг.

Попутно отметим, что в озерных водоемах, расположенных вне областей современной или молодой вулканической деятельности, содержание бора еще ниже. Даже в рапе соляных озер, достигших высоких ступеней осолонения, оно, как правило, не превышает 45—60 мг/кг.

В пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектоно-вулканических поясов расположены и все известные (свыше 50) месторождения вулканогенно-осадочных боратов. Причем в каждом из названных тектоно-вулканических поясов количество выявленных месторождений и запасы борной руды примерно одинаковые.

Характерной особенностью всех вулканогенно-осадочных месторождений боратов, подчеркивающей влияние кайнозойского вулканизма на процессы боронакопления в озерных бассейнах, является их приуроченность либо к современному — четвертичному, либо к неоген-палеогеновым озерным отложениям. В зависимости от этого среди них выделяются две большие группы. К месторождениям первой группы, залегающим в современных — четвертичных осадках соляных озер, относятся Серлс (с запасами бора в пересчете на бораты около 100 млн. т), а также Боракс и Клиз в США, Салинас и Чиликольпо в Перу, Гранде в Аргентине, Аскотан и Марикунга в Чили, Шехребабекское и Себзеварское в Иране, Мапинмутсале, Банго, Хундес и Амесунбамацян в Тибете и др. К месторождениям второй группы, залегающим в неогеновых или палеогеновых озерных отложениях, относятся Крамер (с запасами боратов около 100 млн. т), Литл-Плейсер, Калико-Даггет, Хектор, Фернис-Крик, Лас-Вегас, Ланг и Франциер-Пинос в США, Пина-Атакама (которое рассматривается как крупнейшее в мире), Тинкалау, Каухари и Ариса-

ро в Аргентине, Кырка (с запасами боратов свыше 500 млн. т), Эмет, Бигадиш, Харманкауа, Искелекей, Кестелек в Турции и др. (Smith, 1958; Орлова, 1962; Wendel, 1962; Troxel, 1963; Smith, 1966; Dibblee, 1967; Aristarain, Hurlbut, 1972; Inan a. o., 1973, и др.).

Другой особенностью многих вулканогенно-осадочных месторождений боратов, еще раз подтверждающей связь между бороносностью вулканического очага, с одной стороны, и эксплозивным характером вулканизма и боронакоплением в озерных бассейнах — с другой, является присутствие вулканических туфов или продуктов их последующей переработки. Между массой туфогенного материала, присутствующего в озерных отложениях, и количеством борной руды, содержащейся в этих отложениях, намечается некоторый параллелизм. На месторождениях боратов, приуроченных к современным — четвертичным озерным осадкам, вулканический туф встречается не всегда или в сравнительно небольшом количестве. Запасы борной руды в них обычно измеряются десятками или сотнями тысяч тонн (исключение составляет лишь оз. Серлс). На месторождениях же боратов, приуроченных к неоген-палеогеновым озерным отложениям, вулканический туф или образующиеся из него монтмориллонитовые глины являются основными компонентами вмещающих пород (Крамер, Фернис-Крик, Лас-Вегас, Тинкалау, Кырка, Эмет, Бигадиш, Искелей и др.).

Приведенные данные вполне определенно и однозначно свидетельствуют о решающем влиянии вулканической деятельности, происходящей на активных окраинах континентов и в областях их смыкания, на процессы накопления и рудообразования бора в озерных бассейнах и позволяют выделить вслед за И. М. Курманом (1958) Тихоокеанскую и Альпийско-Гималайскую бороносные провинции. В связи с вышеизложенным возникает вопрос: с каким наземным вулканизмом преимущественно связано поступление бора в озерные водоемы?

Среди эффузивных пород наиболее высокими содержаниями бора, как известно, характеризуются средние и кислые эффузивы. Среднее содержание в них бора составляет 24 и 44 г/т соответственно, тогда как в основных лавах оно равно 9 т/г (Барсуков, 1968). Максимальное содержание бора в средних и кислых эффузивах достигает сотен г/т, в базальтах — 60 г/т. Приуроченность бора преимущественно к средним и кислым эффузивам подтверждается результатами обработки на ЭВМ методом многократной корреляции данных о содержании малых элементов в разных по составу лавах. Согласно этим данным, у бора обнаруживается положительная корреляционная связь с элементами, характерными для средних и кислых пород (Be, Sn, Zr, Ga, Pb, Ba) и отрицательная — с элементами, более характерными для основных пород (Cr, Ti, Ni, Cu, Co, Mn).

Содержание бора в конденсате газов одного и того же вулканического очага весьма непостоянно. Например, на вулкане Шивелуч оно колеблется в пределах от 5 до 200 мг/л. Это обстоятельство не позволяет делать утверждение о четкой приуроченности повышенных концентраций бора в газах к магне того или иного состава. Однако судя по максимальным значениям его содержания, можно говорить о несколько повышенной бороносности газов андезитовых (Шивелуч — 200 мг/л), дацитовых (Шива-Шинзан — 42 мг/л) и липаритовых (Липарские острова) вулканов по сравнению с базальтовыми (Килауэа — 3,2 мг/л, Гекла — 4 мг/л).

Содержание бора в гидротермальных растворах, если даже они приурочены к одинаковым по составу вулканическим очагам, также варьирует в широких пределах. Высокие концентрации бора в гидротермах известны в связи с андезитовым (Салфер-Банк — 620 мг/л), дацитовым (Салфер-Крик — 292 мг/л) и липаритовым (Солтон-Си — 300 мг/л) вулканизмом. Еще более высокие его концентрации в гидротермах встре-

чаются в районах, характеризующихся одновременным развитием на глубине центров кислого и основного вулканизма, проявленного в образовании на поверхности единой контрастной серии вулканических пород (Ньява — 912 мг/л). Все это свидетельствует о главенствующей роли среднего, кислого и особенно контрастного по составу вулканизма в процессах гидротермального и, как следствие, вулканогенно-осадочного накопления бора.

Ярким подтверждением этого могут служить месторождения Серлс и Крамер, представляющие собой классическое проявление вулканогенно-осадочного рудогенеза. В окрестностях первого из них залегают плиоценовые базальты и липариты. В районе второго месторождения наряду с базальтами Сэддлбек, подстилающими бороносные озерные отложения, встречаются субвулканические тела дацитов. В целом по месторождениям вулканогенно-осадочных боратов в 5 случаях из 10 бороносные отложения залегают на средних и (или) кислых эффузивах (Салинас, Калико-Даггет, Бигадиш, Искедей, Султан-Чаир), в 1 случае из 10 — на базальтах (Ланг), в 4 случаях — одновременно как на средних и (или) кислых, так и на основных эффузивах. Нельзя не подчеркнуть, что в число последних 4 случаев входят такие крупные месторождения, как Серлс и Крамер.

РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ БОРА

Приуроченность аномально высоких концентраций бора в гидротермальных растворах и озерных бассейнах, как и наиболее крупных его месторождений, к районам одновременного развития на глубине центров кислого и основного вулканизма наводит на мысль, что причиной этого является не только состав магмы, но и сама природа гидротермальных растворов. Среди последних в областях активного вулканизма выделяются (Набоко, 1974) две основные группы: магматические, образующиеся в результате естественной конденсации вулканических газов из приповерхностных и поверхностных магматических масс, и магматогенные, возникающие в областях разгрузки глубинных гидротермальных растворов. Первые развиты на фумарольных полях действующих вулканов, вторые приурочены не к конкретным вулканам, а к глубинным разломам. Подобное разделение термальных вод находит отражение в их химизме. Воды первой группы являются соляно-сернокислыми, второй — хлоридно-натриевыми. Обработка результатов химического анализа термальных вод Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов показала, что воды первой и второй групп существенно различаются по величине концентрации в них бора, но во многом сходны по характеру корреляционных связей.

Кислые растворы характеризуются средним значением pH, равным 2,8, и содержанием бора около 6 мг/л, хлоридно-натриевые растворы — значением pH, равным 7,2, и содержанием бора около 120 мг/л. В тех и других бор обнаруживает положительную корреляционную связь с хлором, натрием и калием, отрицательную — с сульфат-ионами, кремнеземом, а также железом и алюминием. Однако в кислых и хлоридно-натриевых водах отрицательная корреляционная связь бора с сульфат-ионами и ассоциирующими с ними компонентами проявляется неодинаково: в первом случае весьма слабо, во втором — гораздо сильнее. Положительная геохимическая связь бора с ювенильными компонентами (хлор, щелочи) свидетельствует в пользу его преимущественно магматогенного происхождения. Вместе с тем слабая отрицательная связь бора в кислых растворах с такими компонентами, как Fe, Al и SiO₂, (в отличие от сильной связи с этими же компонентами в хлоридно-натриевых водах) свидетельствует о его поступлении в воды не только из

магматических масс, но и в какой-то мере, хотя и в меньшем количестве, из вмещающих пород.

Приуроченность повышенных концентраций бора к магматогенным водам хлоридно-натриевого состава, а последних — к зонам глубинных разломов предопределяет и преимущественное развитие обогащенных бором гидротермальных растворов и озерных бассейнов не столько в районах фумарольных полей, сколько в зонах глубинных разломов или в областях совместного нахождения тех и других. Необходимо подчеркнуть, что бороносные воды встречаются в зонах разрывных нарушений как в непосредственной близости от действующих вулканов, так и нередко на больших расстояниях от них, измеряемых порой сотнями километров. Такие воды, содержащие бора 200—600 мг/л и более, известны, например, в зоне Тепловодского сброса на Сахалине (бора до 200—560 мг/л), в районе Лардерелло на Апеннинском полуострове (бора до 1800 мг/л), близ горы Дарыдаг в Закавказье (бора до 300 мг/л), в долине р. Пуг на Тибете и т. д.

Месторождения вулканогенно-осадочных боратов также тяготеют к зонам глубинных разломов. В частности, оз. Серлс находится вблизи Гарлоковского разлома, месторождения Турции расположены около глубинных разломов, ограничивающих Мендересский и Мизийско-Галатский срединные массивы, месторождения Индии и Китая — в зоне Индского шва.

ВЫНОС БОРА ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД

При движении гидротермальных растворов от вулканического очага по тектонически ослабленным зонам к земной поверхности наблюдается тенденция к снижению концентрации в них бора вследствие разбавляющего воздействия атмосферных вод. В то же время при благоприятных геологических условиях происходит дальнейшее обогащение бором гидротермальных растворов в результате выщелачивания его из вмещающих пород.

Способность бора переходить в тех или иных количествах из породы в раствор зависит как от его содержания в горных породах, так и от формы нахождения.

Содержание бора в вулканических породах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского орогенных поясов измеряется обычно десятками, а иногда и сотнями г/т. В стекловатой фазе вулканитов, к которой преимущественно приурочен бор, содержащийся в породе, значительная его часть находится в виде неуравновешенных ионов и может легко выноситься растворами (Белов, 1954). Последнее подтверждается экспериментальными исследованиями, которые показали, что в результате обработки эффузивов водой при температуре от 15 до 600°С в растворе обнаруживается присутствие бора в количестве от 1 до 9 г/т (Ellis, Sewell, 1963).

Аналогичные процессы выноса бора из вулканических пород в ходе их гидротермального изменения наблюдаются в природе. Так, в андезито-базальтах и базальтах Камчатки содержание бора уменьшается от 37—47 и 6,3—26 г/т в неизмененных разностях до 2,5—4 и 5 г/т соответственно в пропилитизированных разностях (Лапин и др., 1973), в тех же породах на Курилах — от 21—25 до 13—14 г/т в частично измененных породах и до 2—2,5 г/т в нацело преобразованных (каолинизированных и алунитизированных) породах, в дацитах — от 42 до 5—6 г/т в керне термальных скважин (Леонова, 1969), в липаритах Новой Зеландии — от 25 до 13 г/т в слабо измененной и до 3 г/т в каолинизированной породе, в обсидианах — от 24 до 9 г/т, в пемзе — от 23 до 2 г/т (Ellis, Sewell, 1963), в обсидианах Италии — от 155 до 80 г/т (Хардер, 1965).

Гидротермальной переработке нередко подвергаются большие массы излившихся и пирокластических пород, особенно в условиях гумидного климата. В частности, региональные изменения вулканических толщ отмечаются в пределах Камчатско-Курильской гряды. Такие изменения сопровождаются выщелачиванием весьма значительных количеств бора, однако не приводят к резкому повышению его концентрации в термальных водах.

Наряду с выщелачиванием бора из излившихся и пирокластических пород в процессе их гидротермальной переработки, значительные количества его высвобождаются из вулканических туфов при их захоронении в озерных водоемах. Это связано с преобразованием туфогенного материала в монтмориллонитовые глины, содержание бора в которых обычно весьма низкое (5—20 г/т). При разложении 1 м³ вулканического туфа в раствор переходит в среднем около 100 г бора. При разложении массы вулканического туфа, соизмеримой с той, которая находилась в озерных отложениях месторождений боратов типа Крамер, в раствор переходит количество бора, могущее дать примерно 1 млн. т боратов. Этот процесс широко развит на многих месторождениях вулканогенно-осадочных боратов. Помимо уже названного месторождения Крамер, монтмориллонитовые глины слагают основную массу озерных отложений на месторождениях Фернис-Крик, Кырка, Бигадиш и др.

Не меньший интерес как источник бора в термальных водах представляют серпентиниты. Содержание в них бора, как известно, часто достигает 100—200 г/т, а в отдельных случаях — даже 1260 г/т (Отрошенко и др., 1972), причем значительное его количество находится в легко растворимой форме в составе цеолитной воды. При листвинитизации серпентинитов большая часть бора высвобождается из породы и переходит в подземные и поверхностные воды. Подобные явления наблюдаются в пределах протяженного пояса, прослеживаемого на расстоянии около 7000 км от Западной Аляски до Южной Калифорнии (Барнс, 1973). Содержание бора в циркулирующих здесь углекислых водах очень высокое. Например, в источниках Солт-Спринг или Сода-Спринг оно составляет 200—265 мг/л.

Среди осадочных пород следует выделить доломиты и ангидриты, особенно последние. Они характеризуются нередко высоким содержанием бора — порядка 80 г/т, а иногда 1000—1200 г/т, который в них находится в водорастворимой форме в виде газово-жидких или микроинеральных включений. При движении гидротермальных растворов из доломитов и ангидритов выносятся до 80% рассеянного в породе бора. Подобные процессы, по-видимому, имеют место в Лардерелло, где концентрация бора в термальных водах, циркулирующих в толщах, сложенных мезозойскими карбонатами и ангидритами, исключительно высокая — порядка 1800 мг/л. В отличие от доломитов и ангидритов, в глинах преобладает водонерастворимый бор. В связи с этим, вопреки широко распространенному мнению, их роль как источника бора в термальных водах весьма незначительна.

Таким образом, наряду с отделением бора от магматического очага в составе газово-жидкой фазы, в природе функционирует другой процесс, обуславливающий поступление бора в гидротермальные растворы и питаемые ими озерные бассейны: его высвобождение из горных пород под воздействием термальных вод или при захоронении в озерных бассейнах. Хотя оба эти процесса тесно взаимосвязаны, определяющее влияние на рудогенез бора оказывают магматические процессы, которые не только выступают в роли прямого поставщика бора, но и приводят к образованию обогащенных бором вулканических пород, а также служат в качестве эндогенного тепломассопотока, обуславливающего обогрев вадозных вод, циркулирующих в породах, и способствующего мобилизации из них бора.

ЗНАЧЕНИЕ ТРАВЕРТИНОВ КАК ИНДИКАТОРОВ БОРОНОСНОСТИ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При разгрузке бороносных вод в зонах глубинных разломов часто образуются травертины. Они широко развиты, в частности, на береговых террасах и юго-западной окраине оз. Серлс, где насчитывается более 500 куполов и покровов травертина высотой до 30—45 м и в основании до 100—150 м, во многих южноамериканских сalaraх, содержащих залежи боратов, в долине р. Пуг, где вокруг конусообразных возвышений травертинов находится покров буры протяженностью свыше 6 км, шириной почти 0,5 км и мощностью около 1 м, в районе бороносных озер Чукуркуль северный и Шоркуль юго-восточный на Памире и т. д.

При разгрузке бороносных вод на дне озерных водоемов процесс травертинообразования обычно проявляется не так рельефно (в буквальном и переносном смысле этого слова), как на суше, и нередко выражается лишь в повышении карбонатности осадков. Так, на дне Сиваша в местах выхода подземных источников в донных илах происходит образование пятен карбонатов, которое сопровождается некоторым повышением концентрации в илах бора до 800 г/т, а также мышьяка и сурьмы (Альбов, 1972). Однако при разгрузке таких вод на дне соляных водоемов содового типа процесс травертинообразования, как правило, проявляется почти так же отчетливо, как и на суше. Например, на дне оз. Сасык-Куль на Памире в местах выхода подземных источников возникают холмообразные выходы травертина, четко выраженные в рельефе дна. Аналогичные образования, представляющие собой исключительный интерес для познания процессов вулканогенно-осадочного рудообразования, найдены в отложениях сирлезитсодержащей содоносной пачки Улкинс-Пик формации Грин-Ривер. Осадки термальных источников, обнаруженные в отложениях этой пачки и являющиеся подводными травертинами, сложены белыми брекчиевидными глинистыми известняками, содержащими многочисленные прожилки кальцита и кремня. Осадки некоторых источников залегают на площади $76 \times 36 \text{ м}^2$ и имеют высоту около 15 м (Bradly, Eugster, 1969).

При образовании травертинов вместе с карбонатами кальция нередко осаждаются гидроокислы железа и марганца, медь, вольфрам и золото. Последними обычно выделяются в осадок (или переотлагаются из ранее выделившихся осадков) наряду с соединениями бора, стронций, мышьяк, сурьма и германий, как это наблюдается, например, в верховьях р. Налачевой на Камчатке: $\text{Fe, Mn} \rightarrow \text{Cu, Ni} \rightarrow \text{Ba} \rightarrow \text{Hg} \rightarrow \text{Mo, B} \rightarrow \text{Sr} \rightarrow \text{As, Sb, Ge}$, или легкорастворимые соли натрия и лития, как это имеет место около термального источника Бахмыр на Памире: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Fe, Mn} \rightarrow \text{Ba, Sr} \rightarrow \text{Ge} \rightarrow \text{Cu, Ni, Cr} \rightarrow \text{Ti, Zr} \rightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3, \text{NaHCO}_3, \text{Na}_2\text{SO}_4, \text{NaCl, B, Li}$.

В условиях резко аридного климата в периферийных частях куполов и покровов травертинов и вокруг них нередко возникают прослои, линзы или включения улексита (боратера Коауйама в Аргентине), скопления буры в ассоциации с содой, галитом и другими легкорастворимыми солями натрия (источники Бура-Хан в Турции, и Исти-Ису в Иране, долина Пуга в Кашмире). Подобные явления наблюдались автором в Закавказье и на Памире.

Очень интересно в этом отношении Джульфинское проявление боратов в Закавказье, где прослои и линзы буры и тинкалкони́та (с содержанием $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ до 10—15%) в ассоциации с содой, тенардитом и галитом широко развиты не только непосредственно по периферии выходов травертина, но и часто на значительном удалении от них — на контакте глинистых сланцев с залегающими над ними конгломератами или в толще последних, а также в местах их эрозионного среза (при этом всегда гипсометрически ниже выходов травертина). Не менее интересны Бах-

мырское, Лянгарское и Ширгинское появления боратов на Памире, где вокруг куполов или покровов травертина залегают скопления солей, состоящие из буры и тинкалкони́та в ассоциации с троной, термонатритом, нахколитом, тенардитом, буркеитом, галитом, ганкситом и содержащие до 10—15% $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ и до 60—75% $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$.

Выделяющийся в осадок на последних этапах процесса травертинообразования парагенный комплекс элементов и минералов весьма характерен и для озерных отложений, содержащих залежи вулканогенно-осадочных боратов. Так, в межкристальной рапе оз. Серлс отмечаются высокие концентрации мышьяка (150 г/т), сурьмы (5 г/т), лития (90 г/т), в соляных осадках наряду с бурой и тинкалкони́том присутствуют трона, галит, ганксит, буркеит, тенардит и нахколит. В отложениях буры долины р. Пуг отмечаются высокие концентрации лития (4500 г/т), рубидия (350 г/т) и цезия (2150 г/т), содержатся Na_2CO_3 , NaCl и Na_2SO_4 (Чоудри, Ганда, 1973).

В глинистых осадках озер Чукуркуль северный и Шоркуль юго-восточный наблюдаются повышенные концентрации лития, в соляных осадках обнаружено наряду с бурой и тинкалкони́том присутствие троны, галита; тенардита, ганксита, буркеита и термонатрита (до 1—3% $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ и до 60—75% $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$). В глинистых отложениях месторождения Крамер установлено высокое содержание мышьяка (80 г/т), сурьмы, германия (50 г/т) и лития, встречаются реальгар, аурипигмент, антимонит и черстлеит (Na, Li), $\text{As}_2\text{Sb}_2\text{S}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, на месторождении Калико-Даггет — стронцианит и целестин. В бороносных отложениях на месторождении Эмет в глинах присутствуют реальгар и аурипигмент, образующие на поверхности ярко-оранжевые охры, в известняках — стронцианит и целестин, на месторождении Бигади́ч — реальгар в виде игольчатых кристаллов длиной до 1 мм или в качестве пигмента в колеманитовой руде и аурипигмент в виде округлых желваков до 20—30 см в диаметре.

Все это позволяет рассматривать травертинообразующие растворы как основной источник бора и сопутствующих ему компонентов в озерных бассейнах, а сами травертины — как один из важнейших поисковых признаков месторождений боратов. Попутно отметим, что травертинообразующие растворы, как это следует из «теории подводных травертин», пользующейся популярностью у японских геологов (Ватанабе, 1973), играют большую роль в вулканогенно-осадочном рудообразовании полиметаллов и других полезных ископаемых.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ПЕРИОД ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ БОРАТОВ

Наиболее высокое содержание бора, известное в современных гидротермальных растворах областей активной вулканической деятельности, составляет 0,6—0,9 г/т и лишь в Лардерелло достигает 1,8 г/т. В бороносных озерах, где происходит осаждение и накопление боратов (Серлс и др.), оно в 4—5 раз больше. Такое возрастание концентрации бора возможно лишь в условиях интенсивного испарительного режима. Это показывает, что для рудообразования бора в озерных бассейнах необходимо не только проявление вулканической деятельности, но и наличие аридного климата.

Действительно, содержание бора в озерных бассейнах, расположенных в пределах Тихоокеанского или Альпийско-Гималайского вулканических поясов, сильно колеблется в зависимости от их нахождения в той или иной климатической обстановке. Так, например, содержание бора в озерах, расположенных в аридных областях на западе Америки или в Центральной Азии, нередко достигает, как уже отмечалось выше, сотен мг/л, а иногда даже нескольких г/л. Содержание же бора в озерах,

расположенных в гумидных областях, например в кальдере Узон на Камчатке или на вулканах Эбеко и Заварицкого на Курильских островах, варьирует в пределах от нескольких мг/л до 30—38 мг/л в первом случае и до 5,6 мг/л во втором случае (Пилипенко, 1974; Зеленев, 1972).

В озерных бассейнах аридных областей одновременно с увеличением общей минерализации неуклонно повышается и концентрация бора, как это имеет место (судя по результатам обработки на ЭВМ методом многократной корреляции данных химического анализа рассолов) на Са-сык-Куле и других озерах Памира: $\text{Ca, Mg, HCO}_3 \rightarrow (\text{Na} + \text{K}), \Sigma \text{ солей} \rightarrow \text{CO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl} \rightarrow \text{B}$.

При достижении концентрации бора в рапе порядка 3—4 г/л происходит осаждение и накопление боратов. Небезынтересно отметить, что содержание бора в озерной воде увеличивается с глубиной, достигая максимума в поровых водах озерных осадков у поверхности раздела вода — осадок, и вновь уменьшается в нижних слоях озерных осадков (Ishizuka а. о., 1969). По сравнению с поверхностью озера содержание бора в поровых водах у поверхности раздела вода — осадок в 4,2 раза больше. Насыщение бором озерной воды, необходимое для выделения его в осадок, прежде всего происходит в растворах, находящихся у поверхности донных осадков или в верхней части последних. Вот почему именно в озерных илах обычно вырастают первые кристаллы боратов (озера Боракс, Амесунбамацзян, Банго, салар Салинас), которые предшествуют их массовой садке с образованием прослоев или пластов боратов.

Формирование бороносных озерных отложений в условиях аридного климата накладывает определенный отпечаток на их состав. В современных — четвертичных озерных осадках бораты всегда находятся совместно с теми или иными соляными минералами: на оз. Серлс — с гейлюсситом, пирсонитом, троней, буркеитом, ганкситом глазеритом, галитом, содой, тенардитом и др., на оз. Боракс — с гейлюсситом, троней, галитом, на оз. Клиз — с содой, в сalaraх Салинас, Гранде и Марикунга — с гипсом, глауберитом, галитом, в саларе Аскотан, на озерах Матинмутсале и Хундес — с галитом, в районе Шехребабека и Себзева-ра — с глауберитом и галитом, на оз. Банго — с гипсом, мирабилитом и галитом и т. д.

В неогеновых и палеогеновых озерных отложениях, где бораты обычно залегают в карбонатно-глинистых или глинистых породах, присутствие солей отмечается не всегда. Но как в Северной и Южной Америке, так и в Малой Азии на территории развития неогеновых и палеогеновых бороносных отложений всегда существовали в то время озерные бассейны, в осадках которых присутствовали включения или прослои солей. Так, в Северной Америке — и в пустыне Мохаве (близ Хектора) и в Долине Смерти (в районе Фернис-Крик) — в неоген-палеогеновых отложениях встречаются прослои ангидрита или гипса, в Южной Америке на горном плато Пуна в Тинкалау вскрыты пласты галита. В Малой Азии галогенные отложения известны на месторождении Султан-Чаир, севернее Михалычика и т. д.

Образование залежей вулканогенно-осадочных боратов в современных — четвертичных озерных отложениях на средних и высоких стадиях осолонения, а в неогеновых и палеогеновых — обычно на более низких стадиях связано с тем, что поступление бора в современные — четвертичные бассейны происходило в условиях затухания вулканической деятельности, когда его содержание в гидротермальных растворах, питающих эти бассейны, было сравнительно невысоким. Поэтому для насыщения бором озерных бассейнов требовалось достаточно продолжительное испарение, вплоть до садки соляных минералов. Питание же большей части неогеновых и палеогеновых озерных бассейнов осуществлялось в обстановке мощной вспышки вулканизма, который

к тому же носил эксплозивный характер. Содержание бора в гидротермальных растворах было, очевидно, весьма высоким, в связи с чем для насыщения им озерных бассейнов не требовалось столь продолжительного испарения, и садка боратов часто происходила задолго до осаждения соляных минералов.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРАТОВ

Характерной особенностью бороносных озерных отложений является, с одной стороны, непостоянство места борной минерализации в последовательном ряду хемогенных осадков, образующихся в озерных бассейнах на разных стадиях осолонения, и, с другой стороны, зональный характер распределения различных по составу боратов. Несмотря на кажущуюся противоположность, оба эти явления тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены.

Осаждение боратов происходит в озерных бассейнах площадью примерно от 3×1 до 6×2 км² либо одновременно с известняком (Франциер-Пинос, Арисаро) на начальных этапах развития бассейна, либо вместе с гейлюсситом (Серлс, Боракс) или троной и галитом (Серлс, Клир и др.) в водоемах карбонатного типа, либо вместе с гипсом (Салинас, Мари-кунга) или глауберитом и галитом (Шехребабек, Себзевар) в водоемах сульфатного типа, либо, наконец, вместе с одним только галитом (Аско-тан, Мাপинмутсале) в водоемах хлоридного типа соответственно на средних (в ассоциации с гейлюсситом или гипсом) или высоких (с тронной, глауберитом, галитом) стадиях осолонения. Однако чаще, в том числе на наиболее крупных вулканогенно-осадочных месторождениях, садка боратов протекает одновременно с отложением туфогенного или глинистого материала после осаждения известняков, но до осаждения гейлюссита или гипса, а тем более троны, глауберита, тенардита и галита.

Осаждение боратов в озерных бассейнах, как отмечалось, происходит по достижению концентрации бора в растворах от 0, n до $3-4$ г/кг, причем иньонит выделяется в осадок при содержании бора $0,5-0,6$ г/кг и отношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}=5$, тогда как бура — при содержании бора около $3,2$ г/кг и отношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}=93$ (Inan a. o., 1973). Садка гейлюссита в водоемах карбонатного типа обычно происходит при солёности от $13-14$ до 20% соды, тенардита и галита — более 20% , садка гипса в водоемах сульфатного типа — при солёности от $3-5$ до $13-14\%$, глауберита — от $13-14$ до $15-16\%$ (Страхов, 1962).

Исходя из этого нетрудно подсчитать, что осаждение боратов в озерных бассейнах одновременно с известняком оказывается возможным лишь при питании этих бассейнов гидротермальными растворами с содержанием бора не менее $600-900$ мг/л и отношением B/Σ солей $\approx 0,1$, т. е. аналогичным тем, которые наблюдаются в источниках Сальфер-Банк или Ньява. Осаждение боратов вместе с тронной, тенардитом и галитом или глауберитом, тенардитом и галитом оказывается возможным при содержании бора в гидротермальных растворах от $10-20$ до 60 мг/л и отношением B/Σ солей $\approx 0,01$. Подобная обстановка имела место, например, в оз. Серлс в США, питание которого в значительной мере осуществлялось р. Оуэнс с содержанием бора около 10 мг/л, или в сала-рах Южной Америки, питание которых осуществлялось, по-видимому, источниками типа Пемеуге с содержанием бора около $30-40$ мг/л. Аналогичная картина наблюдалась автором и в соляных озерах Памира, существенную роль в питании которых играют термальные источники с содержанием бора около $10-20$ мг/л. Осаждение боратов вместе с туфогенным или глинистым материалом после известняков, но до троны, глауберита, тенардита и галита, по-видимому, происходило в озерных водоемах при их питании гидротермальными растворами с содер-

жанием бора 300—600 мг/л и отношением В/Σ солей $\approx 0,05$, сходными с водами источников Бура-Хан, Исти-Ису или Джульфинских.

Зональный характер распределения различных по составу боратов в современных — четвертичных отложениях наиболее четко проявляется в южноамериканских сalaraх (Aristarain, Hurlbut, 1972), в неоген-палеогеновых отложениях — на месторождениях Крамер (Dibblee, 1967) и Кырка (Inan a. o., 1973). В южноамериканских сalaraх наибольшим распространением среди боратов пользуются улексит и бура, иногда встречается также иньонт. Улексит обычно тяготеет к периферийным частям саларов. Здесь он залегает в виде включений или прослоев в глинистых или глинисто-карбонатных осадках, образуя зону, изменяющуюся по мощности от нескольких см до 1 м и более и расположенную на площади от нескольких десятых га до сотен га. Бура находится преимущественно в средних частях саларов в виде кристаллов длиной от 0,5 до 25 см, выросших в донных осадках, или в виде корок, залегающих на их поверхности. В центральных частях саларов она сменяется галитом, который занимает в них наиболее пониженные участки. Иньонт, как и улексит, тяготеет к окраинным частям саларов и залегает в глинистых осадках, содержащих включения гипса.

В районе Крамер желваки и пласты колеманита находятся в глинистых сланцах миоценового возраста на периферийных частях боратowego месторождения и в окрестностях его на удалении до 4—12 км, желваки и прослои улексита, иногда ассоциирующего с пробертитом в аналогичных сланцах так называемых лежащего и висячего боков месторождения. Главное рудное тело, сложенное пластами и прослоями буры, а также скоплениями кернита и тинкалконита, залегает в среднем (сине-сером) сланце центральной части месторождения.

В районе Кырка желваки и слои колеманита, ассоциирующие с включениями иньонта и мейергофферита, встречаются среди известняков и мергелей плиоценового возраста в самых нижних и верхних частях месторождения. Широко распространенный улексит приурочен к зоне переслаивания мергелей и глин, подстилающей и перекрывающей мощную залежь, которая сложена бурой и тинкалконитом, переслаивающимися глиной, и залегает в центральной части месторождения (около Сарикая).

Таким образом, на всех рассмотренных вулканогенно-осадочных месторождениях от периферийных к центральным частям наблюдается последовательная смена кальциевых и натрий-кальциевых боратов натриевыми. Зона распространения кальциевых боратов намного больше, чем зона развития натриевых боратов, которая обычно не превышает 2—3 км². Поэтому вероятность обнаружения в ходе геологопоисковых работ желваков или пластов колеманита значительно выше, чем залежей буры, и открытие большинства месторождений боратов начиналось с выявления отдельных желваков или пропластков колеманита. Именно так были открыты крупнейшие месторождения бора — Крамер и Кырка.

Бораты серии иньонт — колеманит и улексит обычно находятся в тесном парагенезисе с соединениями кальция (Марикунга, Салинас, Гранде, Калико-Даггет, Фернис-Крик, Хектор, Лас-Вегас, Франциер-Пинос, Арисаро, Кырка, Искелекей, Эмет), бура, а также ассоциирующие с ней тинкалконит и кернит — с солями натрия (Серлс, Боракс, Клир, Тинкалау, Малинмутсале, Банго, Хундес, Чукуркуль северный, Шоркуль юго-восточный). Отсюда видно, что состав боратов зависит от гидрохимической обстановки в озерных бассейнах в момент их осаждения, преобладания в растворе катионов щелочноземельных или щелочных металлов. По мере выделения в осадок кальция в составе боратов и карбонатов в озерном бассейне возрастает активность натрия. Последний переходит в осадок сначала вместе с кальцием в составе улексита, а затем и в виде собственных соединений в составе буры. При этом в случае по-

ступления гидротермальных растворов с высокой концентрацией бора вполне возможна садка натриевых боратов совместно с туфогенным (глинистым) материалом после осаждения карбонатов кальция, но до осаждения углекислых и других солей натрия. Именно таким путем, по-видимому, произошло образование залежей буры на месторождениях Крамер и Кырка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из вышеизложенного, в качестве наиболее перспективных для поисков залежей боратов следует рассматривать озерные отложения кайнозойского возраста, расположенные в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектоно-вулканических поясов и формировавшиеся в областях с аридным климатом. На территории СССР к таким образованиям относятся, в частности, антропоген-неогеновые отложения Нахичеванского и Памирского сегментов Альпийско-Гималайского пояса.

Наибольший интерес, с точки зрения поисков боратов, представляют районы преимущественного распространения средних, кислых и особенно контрастных серий вулканических пород с широким развитием пирокластического материала, тяготеющие к глубинным разломам, ограничивающим срединные массивы. В таких районах наиболее благоприятными для поисков боратов являются озерные отложения, сложенные монтмориллонитовыми глинами с прослоями солей или карбонатов.

В качестве весьма важных индикаторов бороносности озерных отложений служат выходы травертинов по берегам или на дне озерных бассейнов, присутствие в озерных осадках комплекса малых элементов, подвижных в гидротермальном процессе (мышьяк, сурьма, литий, германий и др.), сульфидов мышьяка и сурьмы (реальгар, аурипигмент, антимонит, черстлеит), а также стронцианита и целестина. Серьезного внимания с этих позиций заслуживают поиски потенциально бороносных антропоген-плиоценовых озерных отложений в южной части Мисхано-Зангезурского срединного массива, в частности, к югу от выходов Джульфинских травертинов и в районе Карабаглар-Шахтахты-Арпачайского травертинового поля.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С. В. О гидрохимии Сиваша и Перекопских озер.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.
- Барнс И. Образование кремнисто-карбонатных пород (лиственитов) из серпентинитов в Калифорнии, США.— В сб.: I Международный геохимический конгресс, т. 2. М., «Наука», 1973.
- Барсуков В. П. Распространенность бора в изверженных и осадочных породах земной коры.— В сб.: Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968.
- Башарина Л. А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов.— Тр. Лабор. вулканол. АН СССР. Петропавловск-Камчатский, 1961, вып. 19.
- Белов Н. В. Некоторые особенности геохимии бора в свете его кристаллохимии.— Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, 1954, № 8.
- Берзина И. Г., Берман И. Б., Ковязин А. Н., Озол А. А. К геохимии бора в вулканогенно-осадочном процессе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
- Валашко М. Г., Власова Е. В. К вопросу о состоянии бора в водных растворах (по данным инфракрасной спектроскопии).— Геохимия, 1966, № 7.
- Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование.— В сб.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973.
- Зеленов К. К. Вулканизм как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.
- Курман И. М. Тихоокеанский и Широтный борные пояса.— В кн.: Закономерности распределения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Лалин Б. Н., Сухоруков Ф. В., Щербов Б. Л. Бор в некоторых породах областей молодого и современного вулканизма.— Геология и геофизика, 1973, № 8.
- Леонова Л. Л. К вопросу об источнике бора в термальных водах Горячего пляжа (о. Кунашир).— Геохимия, 1969, № 10.
- Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1974.

- Набоко С. И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма.— В сб.: Вулканизм, гидротермальные процессы и рудообразование. М., «Недра», 1974.
- Орлова Е. В. Геологические предпосылки для поисков боратов вулканогенно-осадочного происхождения.— Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв., 1962, № 5.
- Отрощенко В. Д., Габелко А. Б., Утехин Г. М. Геохимия бора в гипербазитах и базитах Тянь-Шаня.— В сб.: Геология, петрология эндогенных месторождений Средней Азии. М., «Недра», 1972.
- Пилипенко Г. Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии.— В сб.: Вулканизм, гидротермальные процессы и рудообразование. М., «Недра», 1974.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Уайт Д. Е. Месторождения руты и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В сб.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации.— В сб.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965.
- Хлопц В. Г. Бор и его соединения. Петроград, Изд-во Росс. АН, 1919.
- Чоудри А. Н., Ганда В. К. Высокое содержание лития, рубидия и цезия в водах термальных источников, отложениях источников и залежах буры в долине Пуга, Кашмир (Индия).— В сб.: I Международный геохимический конгресс, т. 2. М., «Наука», 1973.
- Эллис А. Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем.— В сб.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Aristarain L. F., Hurlbut C. S., Jr. Boron Minerals and deposits.— Mineral. Rec., 1972, v. 3, № 4, 5.
- Barres M. Contribution a l'etude de l'isopolycondensation des borates alcalins par electro-metrie et partages.— Rev. chim. miner., 1967, v. 4, № 4.
- Bradley W. H., Eugster H. P. Geochemistry and Paleolimnology of the Trona Deposits and associated authigenic Minerals of the Green River Formation of Wyoming.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1969, 496-B.
- Christ C. L., Truesdell A. H., Erd R. C. Borate mineral assemblages in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, № 3.
- Dibblee T. W., Jr. Areal geology of the western Mojave Desert, California. Profess. Pap. Geol. Surv., Washington, 1967, № 522, 11.
- Ellis A. I., Sewell I. R. Boron in waters and rocks of New Zealand hydrothermal areas.— N. Z. J. Sci., 1963, № 4.
- Eugster H. P. Chemistry and origin of the brines of lake Magad, Kenya.— Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, № 3.
- Inan K., Dunham A. C., Esson I. Mineralogy, chemistry and origin of Kirka borate deposit, Eskishehir Province, Turkey.— Trans. Mining and Met., 1973, B82, Aug.
- Ingrí N. Equilibrium Studies of Polyaniins. 11. Polyborates in 3, OMNa(Br), 3, OM Li(Br) and 3, OM, K(Br), a Comparison with Data Obtained in 3, OM Na(ClO₄).— Acta chem. scand., 1963, v. 17, № 3.
- Ishizuka T., Nakai N., Oana S. Bordehalt von den Schlammen des Suigetsu-ko sees, Fukui-ken, Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1969, v. 75, № 12.
- Mesmer R. E., Baes C. T., Sweeton F. H. Acidity measurements et elevated temperatures V. 1. Boric acid eguilibria.— Inorg. Chem., 1972, v. 11, № 3.
- Muessig S. Primary borates in playa deposits: minerals of high hydration.— Econ. Geol., 1959, 54, № 3.
- Smith W. C. Borate deposits of the Mojave Region, California.— Mines mag., 1958, v. 48, № 7.
- Smith W. C. Borax and other boron compounds.— Bull. Calif. Div. Mines and Geol., 1966, № 191.
- Taddeucci A. Il boro ed il fluoro nelle region vulcaniche dei Colli Albani, del Cimino e di Vico.— Period. mineral., 1964, v. 33, № 1.
- Thompson Y., Milson W. Boron Contentsts of serpentinites and metabasalts the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1970, v. 8, № 1.
- Troxel B. W. Mineral resouces and geologic features of the Trona sheet geologic map of California.— Mineral Inform. serv. Calif. Div. Mines and Geol., 1963, v. 16, № 11.
- Wendel A. Boron Mineral. Grande Notes, 1962, v. 54, № 6.

УДК 549

О КУРСКИТЕ И ФРАНКОЛИТЕ

В. З. БЛИСКОВСКИЙ

На основании собственных и литературных данных показана непрерывность изоморфного ряда фторкарбонатапатита $\text{Ca}_{10}\text{P}_6-n\text{C}_n\text{O}_{24-n}(\text{OH})_n\text{F}_2$. Крайними природными членами ряда являются фторапатит ($n=0$) и курскит ($n=1,5$). Термин «франколит» предлагается унифицировать и употреблять для обозначения той части изоморфного ряда, которая отвечает содержанию $\text{CO}_2 > 1\%$. По содержанию CO_2 все фосфаты седиментационной стадии примерно отвечают курскиту. Преобразование их происходит в эпигенезе, причем степень замещения фосфора углеродом является функцией температуры и давления среды. В жестких термодинамических условиях геосинклинального эпигенеза образуются и устойчивые фосфаты с низким содержанием CO_2 ; при гипергенных температурах и давлениях равновесными являются более карбонатизированные франколиты. Данная точка зрения доказывается наличием во многих фосфоритовых залежах флюорита и тонкодисперсных кальцитовых включений в зернах фторкарбонатапатита.

Под названием «франколит» еще в 1850 г. был описан открытый Т. Генри и Х. Бруком предположительно новый минерал из Вил Франко, близ Тавистока, Девон (Великобритания). В химическом составе минерала, помимо CaO и P_2O_5 , указывались еще $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}_2$ — оксиды 3%, F + потери при прокаливании — 2,17—2,32% (Henry, 1850).

К. Штейн (Stein, 1866), изучавший девонские фосфориты Штаффеля, Нассау (Германия), отметил, что по ним развиваются прозрачные зеленоватые волокнистые и радиально-лучистые корки и натеки, по составу и свойствам отличающиеся от исходного фосфорита. Химический анализ этого минерала, который автор назвал штаффелитом, показал 39,05% P_2O_5 и 3,19% CO_2 .

Несколькими годами позже появились химические анализы, характеризующие материал из Корнуола (Великобритания), чрезвычайно сходный с найденным ранее в Вил Франко. Н. Стори-Маскелейн и У. Флайт (Story-Maskelyne, Flight, 1871), определившие в нем 2,08—2,41% CO_2 , высказали уверенность в том, что опубликованный ранее анализ Т. Генри был ошибочным, и минерал из Вил Франко также содержит углекислоту. Основываясь на этом, А. Лакруа (Lacroix, 1910) уже в 1910 г. рассматривал штаффелит как волокнистую разновидность франколита.

Окончательно эти два минерала были идентифицированы в 1939 г., после того как Дж. Грюнер и Д. МакКоннель (Grüner, McConnell, 1937) повторили химический анализ штаффелита из Нассау, а Э. Сенделл с соавторами (Sandell a. o., 1939) — франколита из Вил Франко. В последней работе справедливо указывается, что приоритет в данном случае должен быть сохранен за названием «франколит».

После работ М. Мемеля (Mehmel, 1930) и С. Нерей-Сабо (Naray-Szabo, 1930) Дж. Грюнер и Д. МакКоннель (Grüner, McConnell, 1937) показали, что франколит имеет апатитовую структуру, в которую входит углерод.

Положение этого элемента в решетке минерала явилось предметом ожесточенных дискуссий. По мнению И. Д. Борнеман-Старынкевич и Н. В. Белова (1940, 1953), ион CO_3^{2-} замещает группу PO_4^{3-} ; при этом валентности компенсируются замещением кислорода на OH^- или F^- . Д. МакКоннель (1939; McConnell, 1952) полагает также возможным изоморфизм углерода и кальция: $2\text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{C}^{4+}$. Независимо от структурной позиции углерода он определил франколит как карбонатсодержащую ($>1\%$ CO_2) разновидность фторапатита (с количеством F 1% и более) (McConnell, 1938, 1958, 1973).

Нужно отметить, что минералогические выводы упомянутых выше авторов строились по преимуществу на результатах исследования «экзотических» образований — апатитоподобных кальциевых фосфатов коры выветривания, из которых сравнительно легко можно было получить чистый и однородный материал для исследования. Но уже Ю. Токарский (Tokarski, 1932) и Д. МакКоннель (McConnell, 1938) отнесли к франколиту и фосфаты кальция первично-осадочных фосфоритовых залежей — «гроднолит» М. Морозевича (Morozewicz, 1924) из района Гродно и «курскит» В. Н. Чирвинского.

Последним термином В. Н. Чирвинский (1919; Tchirwinsky, 1911) обозначил фосфат желваковых фосфоритов районов Курска и Кролевца, дав ему формулу $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaF}_2$.

Впоследствии высказывалось мнение, что курскиту отвечает лишь одна — оптически изотропная генерация кальциевого фосфата желваков, а радиально-лучистый отчетливо двупреломляющий фосфат этих образований имеет несколько иную минералогическую природу и химический состав (Архангельский, 1927; Фивег, Розансв, 1929).

Специально исследовавший этот вопрос Г. И. Бушинский нашел, что аморфный и радиально-лучистый фосфаты отличаются один от другого лишь генетически и по степени кристалличности, но по показателям преломления ($n=1,600 \pm 0,003$) они совершенно сходны и «нет никаких оснований считать их за различные минералы» (Бушинский, 1936, стр. 171).

Г. И. Бушинскому (1945) принадлежит первая попытка использовать минералогическую природу фосфата как один из основных классификационных признаков фосфоритовых пород. Он высказал мнение, что основные компоненты желваковых и пластовых фосфоритов представлены разными минеральными видами: курскитом в желваковых и франколитом в пластовых залежах.

Для этих минералов Г. И. Бушинский (1952, 1954, 1956) дает следующие химические формулы: $\text{Ca}_{10}\text{P}_{4,8}\text{C}_{1,2}\text{O}_{22,8}\text{F}_2(\text{OH})_{1,2}$ — курскит, $\text{Ca}_{10}\text{P}_{5,2}\text{C}_{0,8}\text{O}_{23,2}\text{F}_{1,8}(\text{OH})$ — франколит.

Теоретическое содержание CO_2 определяется, следовательно, в 5,35% в курските и 3,54% в франколите, для P_2O_5 эти числа составят соответственно 34,52 и 37,14%, для отношения $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ — 0,16 и 0,09. Практически наблюдаемые отношения $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ Г. И. Бушинский оценил в $0,18 \pm 0,03$ для курскита и $0,07 \pm 0,04$ для франколита.

Согласно приведенным формулам, в курските углерод замещает 20% атомов фосфора, во франколите — около 13%. Кроме того, часть фтора франколита замещена гидроксильной группой.

Таким образом, Г. И. Бушинский несколько уточнил существующие ранее представления о курските и значительно изменил смысл и объем термина «франколит».

Последующие минералогические исследования не обнаружили разницы в структурном положении гидроксильной воды в фосфатах желваковых и пластовых фосфоритов. К этому выводу пришел впоследствии и сам Г. И. Бушинский. В рассчитанной им формуле франколита из фосфоритов Скалистых гор США количество гидроксильных групп в точности отвечает числу замещенных углеродом атомов фосфора, а на фтор приходится ровно 2 атома из 42 (Бушинский, 1969, стр. 41).

Следовательно, различие в химизме между курскитом и франколитом в понимании Г. И. Бушинского свелось уже исключительно к степени изоморфного замещения фосфора на углерод.

Но являются ли курскит и франколит вместе с фторапатитом только тремя точками в изоморфном ряду, образованном замещением P^{5+} на C^{4+} , или же этот ряд непрерывен? Данный вопрос затрагивается Г. И. Бушинским в целом ряде работ, в одной из них отмечается, что из-за недостаточности данных «нельзя еще сказать, происходит ли переход от одной группы к другой непрерывно или дискретно» (Озеров и др., 1956, стр. 306).

К более определенному выводу позволяют прийти материалы, полученные различными исследователями в 50—60-х годах. С. Силверман с соавторами (Silverman a. oth., 1952) определили содержание CO_2 в чистом фосфате из западных штатов США в 1,1—2,9%. В фосфате каратауских месторождений А. И. Смирнов с соавторами (1958) нашли от 1,3 до 3% CO_2 , А. М. Тушина (1960) — около 2,5%. В фосфатном минерале из фосфоритов Западного Прибайкалья О. П. Егорсва (1960) обнаружила 0,64—1,00% CO_2 .

Таким образом, выяснилось, что «содержание CO_2 во франколите варьирует... в более широких пределах, чем указывалось ранее. Возможно, что существует переходная разновидность апатита между франколитом и фторапатитом» (Бушинский, 1966, стр. 126). Такие переходные разновидности обнаружались в метаморфизованных фосфоситах Сибири и Каратау; слагающий их фосфат включает всего 0,16—0,40% CO_2 (при содержании P_2O_5 более 40%) (Смирнов и др., 1958; Смирнов, 1972).

Все это с полной уверенностью говорит о существовании непрерывного изоморфного ряда между фторапатитом и франколитом (в понимании Г. И. Бушинского).

Легко показать также, что этот ряд непрерывно продолжается и далее — вплоть до курскита. Таблица, представляющая собой выборку из анализов А. И. Смирнова (1972), Дж. МакКлеллана и Г. Лера (McClellan, Lehr, 1969) и других авторов, убедительно подтверждает это: отношения CO_2/P_2O_5 меняются в ней постепенно от тысячных долей до 0,21¹.

Непрерывность изоморфного ряда фторапатит — курскит находит свое отражение и в плавном изменении свойств минералов, как функции содержания CO_2 в их кристаллической решетке.

Б. М. Масленников и Ф. А. Кавицкая (1956), Р. П. Озеров с соавторами (1956), а затем Дж. МакКлеллан и Г. Лер (McClellan, Lehr, 1969) показали зависимость параметра a_0 элементарной ячейки апатитов от степени замещения фосфора углеродом; для фторапатита $a_0 = 9,36—9,37$ Å, в курските же понижается до 9,31—9,32 Å. Данные А. И. Смирнова (1972) иллюстрируют столь же закономерное уменьшение среднего показателя преломления (от фторапатита к курскиту) с 1,630 до 1,600 и удельного веса минерала от 3,2 до 2,85. Правда, графически эти зависимости выглядят достаточно расплывчато, ибо сильно осложняются наличием иных структурных примесей (OH^- , SO_4^{2-} и др.), ошибками анализа и т. д.

Термическое поведение желваковых и пластовых фосфатов в принципе одинаково; наблюдаемые чисто количественные различия связаны с разницей в содержании CO_2 (Блисковский и др., 1975).

Заметим здесь, что анализы последних лет позволяют внести некоторое уточнение в формулу курскита. Хотя установленные Г. И. Бушинским для этого фосфата пределы стношения CO_2/P_2O_5 ($0,18 \pm 0,03$) в об-

¹ Всеми авторами отмечается отсутствие в анализированном материале свободного карбоната, нет его и в наших образцах.

Содержание P_2O_5 и CO_2 (%) и CO_2/P_2O_5 в фосфатном веществе некоторых морских фосфоритовых месторождений

Местонахождение образца, месторождение	P_2O_5	CO_2	CO_2/P_2O_5	Автор
Алтае-Саянская область	41,95	0,16	0,004	Б. Г. Гуревич (1972)
»	41,82	0,36	0,009	»
Чулактау	40,43	0,43	0,014	А. И. Смирнов (1972)
Западное Прибайкалье	35,00	0,64	0,018	О. П. Егорова (1960)
»	31,95	1,00	0,031	»
Джанатас	37,30	1,36	0,036	Наши данные
Теннесси, США	34,90	1,40	0,040	G. McClellan, J. Lehr (1969)
Сенегал	37,46	1,65	0,044	»
Куньян, КНР	37,75	1,83	0,048	А. И. Смирнов (1972)
Айдахо, США	33,00	1,80	0,055	G. McClellan, J. Lehr (1969)
Марокко	37,90	2,30	0,061	»
Восточное, САР	35,30	2,41	0,068	Наши данные
Марокко	34,30	2,61	0,076	»
Коксу	35,42	2,82	0,080	А. И. Смирнов (1972)
Хамруин, АРЕ	34,64	2,88	0,083	»
Эль-Махамид, АРЕ	35,12	3,20	0,091	»
Риватское	31,70	3,30	0,104	»
Флорида, США	33,10	3,60	0,109	G. McClellan, J. Lehr (1969)
Хамруин, АРЕ	34,55	3,96	0,116	А. И. Смирнов, 1972
Калифорния, США	36,14	4,40	0,122	G. McClellan, J. Lehr (1969)
Перу	31,00	4,10	0,132	»
Северная Каролина, США	28,65	3,94	0,137	T. Rooney, P. Kerr (1967)
»	30,97	4,83	0,156	»
»	30,56	4,90	0,160	G. McClellan, J. Lehr (1969)
Южная Каролина, США	27,74	4,70	0,169	»
Актюбинское	30,12	5,47	0,182	А. И. Смирнов (1972)
Вятско-Камское	28,90	5,54	0,192	Наши данные
Егорьевское	28,20	5,67	0,201	»
Вятско-Камское	30,59	6,32	0,207	А. И. Смирнов (1972)
Щигровское	30,66	6,62	0,216	»

щем выдерживаются, достаточно часто встречаются верхние из указанных им чисел: 0,19—0,21.

Отношению $CO_2/P_2O_5=0,19-0,21$ отвечает примерная формула $Ca_{10}P_{4,5}C_{1,5}(OH)_{1,5}O_{22,5}F_2$. Иными словами, углерод замещает здесь 25% атомов фосфора. Это, по всей видимости, предельное число для природных соединений, хотя синтетически получены еще более высококарбонатные апатитоподобные фосфаты кальция — состава $Ca_{10}P_4C_2(OH)_2O_{22}F_2$ (Смирнов, 1972).

В соответствии с принятыми принципами минералогической номенклатуры, минералы — конечные члены изоморфных рядов — должны иметь собственное наименование; с этой точки зрения представляется целесообразным сохранить название «курскит» (фторкарбонатапатит с 1,2—1,5 атомами углерода, слагающий желваковые фосфориты).

В то же время числа таблицы показывают, что франколит в том объеме, как его понимал Г. И. Бушинский, оказывается промежуточным членом изоморфного ряда фторапатит-курскит. В таком качестве термин «франколит» кажется совершенно излишним. На наш взгляд, правильное употребление его в первоначальном смысле, в соответствии с которым он обозначает не какие-то отдельные конкретные точки ряда, а ту его часть, которую характеризуют содержания CO_2 большие 1% (хотя условность самого этого числа также очевидна).

Остановимся теперь на процессе формирования состава минералов-членов рассматриваемого ряда.

Не подлежит сомнению тот факт, что в целом фосфаты пластовых — геосинклинальных фосфоритов содержат значительно меньшие количества углекислоты, чем фосфатные минералы платформенных залежей. В то же время представляется маловероятным, чтобы указанная разница была обусловлена непосредственно характером тектонического режима седиментации.

Согласно А. И. Смирнову (1964, 1966), состав фосфатных минералов определяется типом формации, вмещающей фосфориты. Каждой из трех фосфоритоносных формаций — глауконитовой, терригенно-карбонатной и кремнисто-доломитовой — отвечает определенный состав вод, продуцирующих фосфаты. Выпадающая в осадок фосфатная фаза находится в равновесии с жидкой, поэтому в глауконитовой формации, где продуцирующие (иловые) воды насыщены CO_2 , отлагается курсит; в терригенно-карбонатной, где содержание CO_2 в водах ниже, — фосфат с меньшим замещением фосфора на углерод и т. д.

В своих рассуждениях А. И. Смирнов основывается на лабораторных экспериментах по равновесию системы $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Смирнов и др., 1962; Смирнов, 1966), однако попытки геологической интерпретации его данных выглядят слишком умозрительно: у нас очень мало фактов, касающихся самого механизма осаждения фосфатов, особенно в разных группах формаций. Кроме того, А. И. Смирнов априорно принимает, что наблюдаемые нами в рудах фосфатно-кальциевые минералы сформированы в седиментационную стадию. Тем самым ограничивается круг факторов, определяющих равновесие системы, из него исключаются температура и давление, как незначительно варьирующие в условиях осаждения фосфоритов.

На самом же деле геологические данные убедительно свидетельствуют о том, что именно температура и давление среды во многом определяют состав образующихся фосфатов кальция, во всяком случае, количество содержащегося в них углерода. В апатитах кристаллических пород изоморфная примесь CO_2 обнаруживается лишь в очень небольших количествах (десятые доли процента). Это относится даже к апатитам карбонатитовых комплексов, сложенных в основном кальциевыми и магниевыми карбонатами. На месторождении Чулактау, где фосфоритовые пласты изменены процессами контактового метаморфизма, фосфатный минерал очень близок к фторапатиту; в исходных же фосфатах, насколько можно судить по остальным каратауским месторождениям, содержание CO_2 варьирует в пределах 1—3% (см. таблицу).

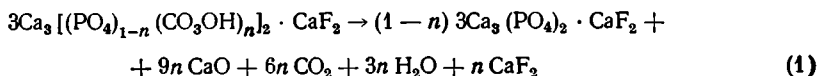
Малые содержания CO_2 обнаруживают и фосфаты регионально метаморфизованных фосфоритов Сибири: Тамалыкского, Белкинского и других месторождений. Напротив, в гипергенных условиях фторапатит (а равно и фторгидроксилapatит и другие разновидности явнокристаллического апатита) неустойчивы и легко переходят во франколит, что неоднократно описывалось в литературе (Дорфман, 1962; Блисковский, Демина, 1973, и др.).

Отсюда следует, что по крайней мере в этих предельных случаях степень замещения фосфора на углерод гораздо больше зависит от давления и температуры, чем от концентрации углекислоты.

Температурные интервалы устойчивости франколита и фторапатита четко устанавливаются лабораторными экспериментами по прокалке осадочных фосфатов. Термическое поведение фосфатного вещества некоторых фосфоритов подробно описано в нашей специальной работе (Блисковский и др., 1975). В ней показано, что для франколитов характерен экзотермический эффект с максимумом развития от 730 до 890°С, т. е. в непосредственной близости от максимума развития эндотермической реакции декарбонатизации.

Минералогическая сущность экзоэффекта заключается в перестройке решетки фторкарбонатапатита в решетку фторапатита, не содержащего

CO₂. Происходящая при этом реакция выражается уравнением:



Фазовый состав продуктов прокалки подтвержден исследованиями ряда автсров (Geiger, 1950; Кавицкая, 1962; Смирнов, 1972).

Естественно, что тепловой эффект реакции, определяющий величину экзотермического пика, находится в прямой зависимости от содержания CO₂ в исходном фторкарбонатапатите. Этот эффект, в частности, весьма значителен и отчетливо выражен в чилийском фосфате с 5,68% CO₂ (фиг. 1, а). В франколите Акса (1,37% CO₂) экзотермический эффект редуцируется в едва заметный перегиб кривой DTA при температуре 780°C (фиг. 1, б).

Таким образом, в условиях динамического нагрева при атмосферном давлении область устойчивого существования франколита лежит ниже температур 750—850°C. При более высоких температурах равновесной фазой является фторапатит.

Более чем вероятно, что в природных условиях при определенных давлениях и температурах равновесной будет какая-либо из фаз, отличная от фторапатита и промежуточная между ним и исходным высококарбонатным фосфатом (курскитом). Тогда реакция (1) указывает общую тенденцию фазовых превращений, в правой части равенства образуется не фторапатит, но франколит состава $3\text{Ca}_3[(\text{PO}_4)_{1-m} \cdot (\text{CO}_3\text{OH})_m]_2 \cdot \text{CaF}_2$, где $m < n$. Другим продуктом реакции в природных условиях должен быть кальцит, который в данном случае не диссоциирует на CO₂ и неустойчивую СаО.

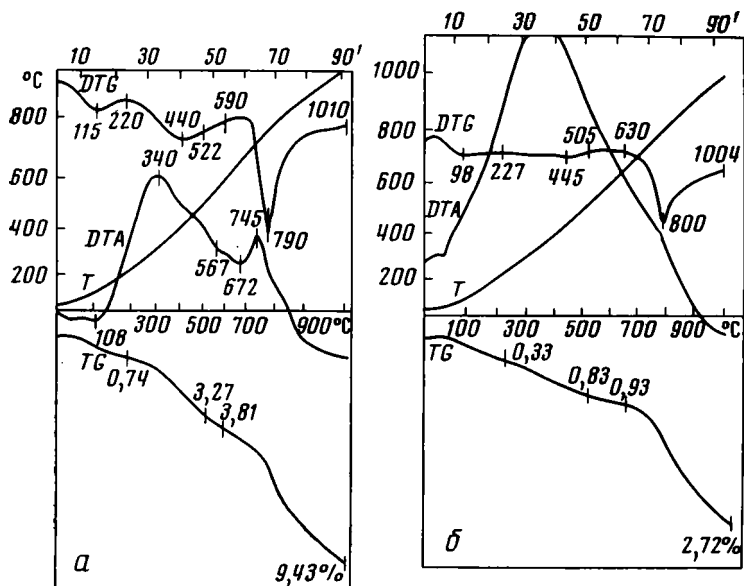
Доводами, подтверждающими эту мысль, могут служить некоторые особенности минеральных ассоциаций фосфоритовых руд, прежде всего наличие в них флюорита. Этот минерал, как справедливо заключил в свое время Г. И. Бушинский, «образуется в отложениях, среди которых фосфориты не встречаются» (Бушинский, 1936, стр. 791).

А. В. Казаков и Е. И. Соколова на основании геологических исследований и экспериментов по растворимости флюорита определили этот минерал как типичный индикатор галогенных фаций. По мнению этих авторов, «возможность садки флюорита в морских бассейнах нормальной солености совершенно исключается» (Казаков, Соколова, 1950, стр. 58); фосфориты же, как известно, представляют собой осадки именно таких бассейнов.

В литературе, однако, нередко упоминается о совместном нахождении флюорита и фосфоритов. Г. Мэнсфилд и Г. Гети (Mansfield, Girty, 1927) наблюдали флюоритовые гнезда и прожилки в фосфоритах юго-восточного Айдахо. В двух образцах фосфоритов Монтаны кристаллический флюорит обнаружили К. Джекоб с соавторами (Jacob a. oth., 1933); они же цитируют сообщение Артини о находке этого минерала в фосфоритах Ближнего Востока. Темный и бесцветный флюорит содержат фосфатные породы Северной Аляски (Patton, Matzko, 1959). А. Г. Трухачева (1962) называет флюорит среди компонентов фосфоритных руд Чулактау.

Н. А. Красильникова (1963) посвятила специальную статью флюориту в Белкинском фосфоритовом месторождении, где его количество достигает 2—3% от массы руды. Она отмечает, что скопления флюорита приурочены в основном к фосфоритам брекчиевидной структуры и приходит к выводу об образовании его в результате указанной выше реакции.

Если исходным минералом является курскит (в котором на углерод замещено 25% фосфора), а реакция идет до фторапатита, не содержащего карбонат-иона, то количество новообразованного флюорита составит около 2% от массы продуктов реакции. Оно будет значительно меньшим, если допустить более «мягкие» условия метаморфизма и течение реакции до образования франколита, заключающего еще некоторые



Фиг. 1. Дериватограммы кальциевых фосфатов фосфоритов
 а — Чилисайское месторождение (Актюбинский фосфоритоносный бассейн); б — месторождение Аксай (Каратау). Объяснение в тексте

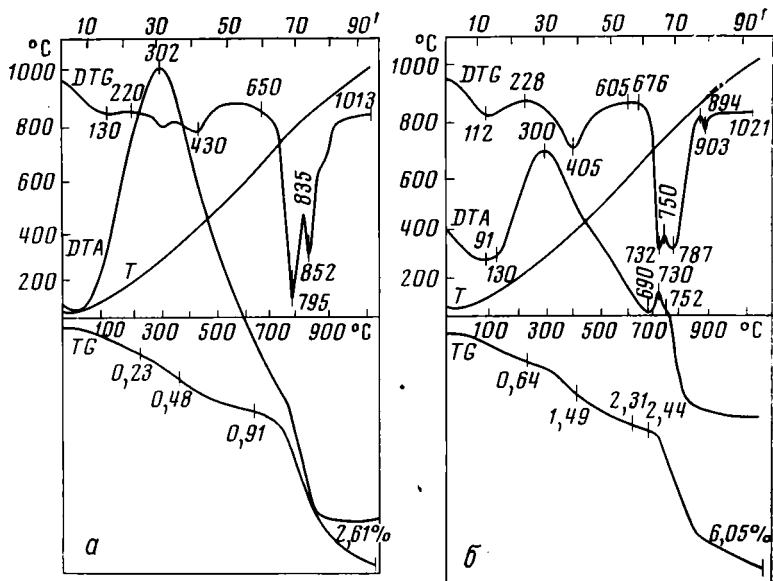
количества CO_2 . В этом случае не следует ожидать крупных кристаллов флюорита, более естественным было бы наличие тонкодисперсных, пелитоморфных его выделений в структуре распада твердого раствора. Именно такой флюорит обнаружили А. М. Тушина и А. И. Смирнов в нерастворимых остатках руд Джанатаса и Аксай.

При дальнейших минералогических исследованиях, вероятно, будет установлено еще более широкое, чем это считалось до сих пор, распространение эпигенетического флюорита в фосфоритах. В соответствии с высказанной здесь точкой зрения лишь в курситовых фосфоритах присутствие этого минерала маловероятно.

Другим продуктом реакции (1) в природных условиях является кальцит. Этот минерал присутствует в морских фосфоритах едва ли не всех месторождений; именно его удаление представляет обычно наибольшие трудности при выделении чистых фосфатных зерен. Лишь в большинстве желваковых фосфоритов Русской платформы кальцитовая примесь представлена обломками ростров белемнитов, которые легко отделяются от фосфата центрифугированием в тяжелых жидкостях.

В рудах Каратау и Ближнего Востока фторкарбонатпатиты всегда содержат тончайшие включения и чешуйки тонкодисперсных карбонатов. Часть из них находится внутри фосфатных зерен и не удаляется полностью даже после 2—3-кратной обработки слабой уксусной кислотой.

Начало декарбонатизации франколита обычно предшествует термической диссоциации кальцита, если кальцит присутствует в виде примеси (Блисковский и др., 1975). Диссоциация кальцита, развиваясь на фоне декарбонатизации фосфата, выражается в виде небольшого «паразитического» пика, осложняющего кривую DTG на дериватограмме (фиг. 2). Этим способом удастся обнаружить свободные карбонаты даже в том случае, когда они плохо различимы под микроскопом. Такие тонкодисперсные включения карбоната есть отдельная генерация кальцита, отражающая специфику его формирования.



Фиг. 2. Дериватограммы кальциевых фосфатов, содержащих тонкодисперсную кальцитовую примесь

a — месторождение Аксай (Каратау); *б* — месторождение Акашат (Ирак). Объяснение в тексте

Еще более интересно то обстоятельство, что в доломитовых фосфатных рудах Каратау, где доломит резко преобладает над кальцитом, тонкодисперсная генерация карбоната представлена именно кальцитом. Есть все основания считать этот кальцит одним из продуктов эпигенетического преобразования франколита (с высоким содержанием CO_2), идущего по типу реакции (1).

Таким образом, с нашей точки зрения, различия в степени замещения фосфора углеродом в франколите разных месторождений морских фосфоритов есть следствие эпигенетических преобразований. Первоначально осаждающийся в море фосфат был, видимо, во всех случаях близок к курскиту. При повышенных давлениях и температурах, присущих геосинклинальному эпигенезу, курскит переходит в менее карбонатизированные фазы, устойчивые в данных случаях. Метаморфизм с образованием фторапатита есть крайний случай такого эпигенеза.

Таким образом, в природе существует непрерывный изоморфный ряд франколитов (фторкарбонатапатитсв) состава $\text{Ca}_{10}\text{P}_{6-n}\text{C}_n(\text{OH})_n\text{O}_{24-n}\text{F}_2$. Крайними членами этого ряда являются фторапатит ($n=0$) и курскит ($n=1,5$). Степень изоморфного замещения фосфора углеродом во франколите зависит от термодинамических условий, в которых шло формирование этого минерала. В наиболее жестких условиях — при высоких температурах и давлениях — равновесная фаза франколита содержит минимальные количества CO_2 , при низких температурах и давлениях устойчивы члены ряда, близкие к курскиту.

Именно такой близкий к курскиту состав имеют франколиты седиментационно-диагенетического цикла, по-видимому, вне зависимости от формационной принадлежности фосфоритов или геотектонического режима области осадконакопления. Формирование франколита продолжается при эпигенетических процессах, различие в условиях эпигенеза на платформах и гессинклиналях и приводит к разнице в содержаниях CO_2 в апатитовой структуре минерала. Следовательно, франколит морских фосфоритов можно рассматривать как геологический термобарометр, пока еще не отградуированный.

Фосфаты вторичных фосфоритов, переотложенных из континентальных вод в коре выветривания, в основном также представлены фторкарбонатапатитом. Последний обычно содержит 1—2% CO_2 , т. е. по составу близок к геосинклинальным (например, каратауским) фосфатам, хотя термодинамические условия их существования совершенно различны. Этот факт находится в определенном противоречии с высказанными выше соображениями. Следует, однако, учесть, что исходные концентрации P_2O_5 и других компонентов в водах коры выветривания и самый механизм осаждения из них фосфатов были, видимо, весьма специфичными, резко отличающимися от таковых в среде морской фосфатоседimentации.

Интересно также, что, как показывают наши предварительные термогравиметрические данные, группа CO_3^{2-} в структуре многих вторичных фосфатов занимает несколько иное положение, чем в первично-осадочных франколитах. Этот вопрос будет нами рассмотрен в отдельной работе. Сейчас же отметим только, что геолого-генетические выводы данной статьи касаются лишь морских фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. Л., Изд-во Геол. комитета, 1927.
- Блисковский В. З., Демина Л. С. Апатит и франколит из Ковдорского массива.— Информ. бюлл. «Промышл. горнохимич. сырья (технич. и экономич. инф.)», 1973, № 4.
- Блисковский В. З., Фридман Н. Г., Кузьмина Т. С., Козлова Р. А. Термографическое исследование фосфатного вещества фосфоритов.— В кн.: Вещественный состав фосфоритных руд.— Тр. ГИГХС, М., 1975, вып. 30.
- Борнеман-Старынкевич И. Д., Белов Н. В. Об изоморфных замещениях в карбонатапатите.— Докл. АН СССР, 1940, т. 26, № 8.
- Борнеман-Старынкевич И. Д., Белов Н. В. О карбонатапатитах.— Докл. АН СССР, 1953, т. 90, № 1.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1936, т. 14, № 2.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 5.
- Бушинский Г. И. О классификации фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1945, т. 47, № 2.
- Бушинский Г. А. Апатит, фосфорит, вивинанит. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов.— В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М., «Наука», 1969.
- Гуревич Б. Г. Фосфоритоносность рифей-нижнекембрийских отложений центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., Автореф. канд. дисс., 1972.
- Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Ожспор Хибинского массива. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Егорова О. П. Генетические типы фосфоритов Западного Прибайкалья.— Изв. Сиб. отд. АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1960, № 7.
- Кавицкая Ф. А. О структурных особенностях фосфатного вещества фосфоритов.— В кн.: Геология формирования фосфоритов. М., Госгортехиздат, 1962.
- Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система).— Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 114.
- Красильникова Н. А. О флюорите в фосфоритах.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.
- МакКоннелль Д. Изоморфные замещения в апатитах.— Докл. АН СССР, 1939, т. 22, № 2.
- Масленников Б. М., Кавицкая Ф. А. О фосфатном веществе фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5.
- Озеров Р. П., Гриншпан Л. Б., Бушинский Г. И. Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 3.
- Смирнов А. И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Смирнов А. И. Генетическое значение изоморфных замещений в фосфатных минералах фосфоритов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., «Недра», 1972.

- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госгортехиздат, 1962.
- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Плотникова В. И., Фридман Н. Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритных руд.— Тр. ГИГХС, 1958, № 4.
- Трухачева А. Г. Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулактай.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госгортехиздат, 1962.
- Тушина А. М. О фосфатных оолитах и сферолитах в фосфоритах Каратау.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 1.
- Фивег М. П., Розанов С. Н. Минералогическая характеристика фосфатов русских фосфоритов в связи с агрономическим их использованием.— Удобрение и урожай, 1929, № 4.
- Чирвинский В. Н. Фосфориты Украины. Киев, 1919.
- Geiger T. Beiträge zum Problem der Karbonatapatite — Schweiz. min. petr. Mitt., 1950, Bd. 30.
- Gruner J., McConnell D. The probleme of carbonate-apatite. The structure of francolite.— Z. Kristallogr., 1937, 97, Hf. 3.
- Henry T. On francolite, a supposed new mineral.— Phil. Magazine, 1850, v. 36, № 241.
- Jacob K., Hill W., Marshall H., Reynolds D. The composition and distribution of phosphate rock with special reference to the United States. U. S. Departm. of Agriculture, Techn. Bull., 1933, № 364.
- Lacroix A. Sur la constitution mineralogique de phosphorites francaises.— C. r. Acad. Sci., 1910, t. 150, № 20.
- McClellan G., Lehr J. Crystal chemical investigation of natural apatites.— Amer. Mineralogist, 1969, v. 54, № 9—10.
- McConnell D. A structural investigation of the isomorphism of apatite group.— Amer. Mineralogist, 1938, v. 23, № 1.
- McConnell D. The problem of the carbonate apatites. IV. Structural substitutions involving CO_3 and OH .— Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr., 1952, t. 75.
- McConnell D. The apatite-like mineral of sediments.— Econ. Geol., 1958, v. 53, № 1.
- McConnell D. Apatite. Its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences. N. Y., Springer-Verlag, 1973.
- Mansfield G., Girty G. Geography, geology and mineral resources of part of southeastern Idaho with descriptions of the carboniferous and triassic fossils.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1927, № 152.
- Mehmel M. Über die Structur des Apatits.— Z. Krist., 1930, Bd. 75.
- Morozewicz M. La grodnolite, phosphate colloidal de calcium.— Bull. Soc. Franç. mineral., 1924, № 1.
- Náray-Szabo S. The structure of apatite $(\text{CaF})\text{Ca}_4(\text{PO}_4)_3$ — Z. Krist., 1930, Bd. 75.
- Patton W., Matzko J. Phosphate deposits in northern Alaska.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1959, № 302-A.
- Rooney T., Kerr P. Mineralogic nature and origin of phosphorite Beaufort Country, North Carolina.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 78, № 6.
- Sandell E., Hey M., McConnell D. The composition of francolite.— Mineral. Mag., 1939, 25, № 166.
- Silverman S., Fuyat R., Weiser J. Quantitative determination of calcite associated with carbonatebearing apatites.— Amer. Mineralogist, 1952, v. 37, № 3—4.
- Stein C. Über das Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in der Lahn- und Dill-Gegend mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens bei Staffel, Amts Limburg.— Neues Jahrb. für Miner., Geol. u. Paläont., 1866, Hf. 6.
- Story-Maskelyne N., Flight W. Mineralogical notes (Francolite, Cornwall) — J. Chem., Soc., London, 1871, v. 9, № 1.
- Tokarski J. Neue mikroskopisch — chemische Analysen der Phosphorite aus dem Umgebungs von Grodno (Polen).— Bull. Acad. Pol. Sci. et des Letters, ser. A 1932.
- Tschirwinsky W. Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphorite.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paläont., 1911, Bd. 2.

УДК 551.24 (477.8)

ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОЛЫНО-ПОДОЛЬЯ

Б. П. РИЗУН, А. П. МЕДВЕДЕВ, Е. И. ЧИЖ

Осадочный чехол Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы характеризуется многочисленными и разнообразными геологическими формациями, отражающими очень сложную и продолжительную историю тектонического развития данного региона на протяжении байкальского, каледонского, варисийского и альпийского тектонических циклов.

В процессе геологического изучения Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы сравнительно мало внимания уделяли такому важному методу палеотектонического анализа, как анализ формаций (Ризун, Сеньковский, 1971; Хижняков, 1972; Ткачук и др., 1973; Верниковский, Хижняков, 1973, и др.). Изучение значительного фактического материала, накопившегося за последнее 10-летие в результате бурения глубоких скважин, позволило нам попытаться восполнить в некоторой степени существующий пробел: провести формационный¹ анализ осадочного чехла Волыно-Подолья. Этот чехол общей мощностью более 9 км характеризуется многочисленными и разнообразными геологическими формациями, отражающими сложное и продолжительное развитие региона на протяжении байкальского, каледонского, варисийского и альпийского тектонических циклов.

Байкальский тектонический цикл представлен древней лагунно-континентальной пестроцветной формацией, охватывающей отложения полесской серии рифея (фигура). Главными членами лагунно-континентальной формации являются терригенные породы: песчаники, алевролиты и аргиллиты. Господствующее место среди них занимают мелкозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с характерной пятнистой окраской: на фоне преобладающего кирпично-красного цвета часто выступают белые, голубовато-серые или бледно-розовые пятна. В толще полесских отложений выделено 5 седиментационных ритмов, каждый из которых состоит из нескольких пачек различных пород: аргиллитовой флишеподобного строения, кирпично-красных алевролитовых песчаников и пестроцветных песчаников и аргиллитов (Власов и др., 1972). Породы лагунно-континентальной формации рифея отличаются ленточной и косослоистой, а иногда и волнистой текстурой.

Лагунно-континентальная толща рифея отложилась в пределах Волыно-Полесской впадины, представляющей собой поперечный краевой прогиб (Медведев, 1973). Эта впадина является крайней юго-западной структурой в цепи позднепротерозойских авлакогенов (Оршанского, Крестецкого и Среднерусского), пересекающих с северо-востока на юго-запад Восточно-Европейскую платформу. Развитие Волыно-Полесской впадины определяла тектоническая деятельность разломов фундамента, в

¹ Значение термина «формация» мы приняли по В. Е. Ханну.

Группа	Система	Отдел	Породы	Максимальная мощность, м	Наименование формации	Тип формации	Тектонический чин	
KZ	N	Pg		250	Морская регрессивная терригенная	Платформенные	Альпийский	
				1200	Карбонатная			
MZ	K	K ₂ K ₁		150	Базальная лагунно-континентальная			
				900	Угленосная		Варисийский	
PZ	C	C ₂ C ₁		1100	Карбонатная			
				1200	Континентальная красноватая	Орогенная	Каледонский	
	D	D ₃ D ₂		900	Морская регрессивная терригенная			
				1300	Карбонатная	Платформенные		
	S	S ₂ S ₁		1300	Морская трансгрессивная терригенная			
				450	Трапповая			
	E	E ₂₋₃ E ₁		50	Базальная лагунно-континентальная			
				40	Покровно-ледниковая			
	V	V ₂ V ₁		900	Лагунно-континентальная пестроцветная	Катаплатформенная	Байкальский	
PR	R							

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

Формационные ряды Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы

1 — песчаники, 2 — гравелиты, 3 — тиллиты, 4 — алевролиты, 5 — аргиллиты, 6 — основные эффузивы, 7 — туфогенные породы, 8 — известняки, 9 — доломиты, 10 — мергели, 11 — ангидриты, 12 — гипсы, 13 — глауконит, 14 — силициты, 15 — фосфориты, 16 — медная минерализация, 17 — каменные угли

частности Вишницкого (сброс Ганны) и Луцкого, являющихся продолжением Минского и Смоленского — структурообразующих разломов Оршанского авлакогена.

В палеогеографическом отношении бассейн осадконакопления полеской эпохи, по всей вероятности, представлял собой лагуну, расположен-

ную среди слабобрасчленной равнины. Преобладание красного цвета в окраске пород говорит о том, что их накопление проходило в условиях жаркого, периодически засушливого климата. Таким образом, лагунно-континентальная пестроцветная формация отражает в осадочном чехле авлакогенный период развития Восточно-Европейской платформы и относится к катаплатформенному типу.

Байкальский этап развития геосинклинали, обрамляющей на юго-западе древнюю платформу, завершился в конце протерозоя орогенезом, в результате чего образовалась Галицийская складчатая область рифеид (Семененко и др., 1965). На платформе этот процесс нашел выражение в общем поднятии территории и последовавшем за ним оледенении, а в осадочном чехле запечатлелся в виде покровно-ледниковой формации, которая охватывает отложения бродовской свиты волынкой серии венда (?) и сложена уплотненными неслитыми глинисто-алевролитно-песчаными кирпично-красными образованиями. Терригенный материал, слагающий бродовскую свиту, не отсортирован, в нем часты обломки различных пород. Ледниковые отложения вскрыты скважинами только в районах Кременца и Бродов, мощность их до 40 м. Несмотря на это, тиллиты бродовской серии следует выделять в отдельную покровно-ледниковую формацию, так как они отражают очень важный момент неогейской истории Восточно-Европейской платформы — одно из крупнейших оледенений.

Каледонский этап развития Воыно-Подолья, как и всей платформы, продолжался с венда до среднего девона (Иголкина и др., 1971). Его начало ознаменовалось двумя значительными геологическими событиями: бурной вулканической деятельностью и коренной перестройкой существовавшего структурного плана. Вместо узкого грабеноподобного прогиба полесской эпохи на юго-западной окраине платформы зародился новый обширный бассейн осадконакопления северо-западного простирания, известный под названиями Днестровско-Бугского (Дикенштейн, 1953), Приднестровского (Муратов и др., 1962), Львовского прогибов (Иголкина и др., 1971) и в структурном отношении представляющий собой зону перикратонных опусканий. В его пределах накопилась мощная толща отложений, подразделяющаяся на несколько формаций: базальную лагунно-континентальную и трапповую (нижний венд), морскую трансгрессивную терригенную (верхний венд — кембрий), карбонатную (ордвик — силур) и морскую регрессивную терригенную (жединский ярус нижнего девона) (фигура). Каждая из этих формаций отражает определенный период развития Днестровско-Бугского прогиба: активной вулканической деятельности и перестройки структурного плана, начальной региональной трансгрессии, максимального ее развития и, наконец, инверсии тектонического режима.

Базальная лагунно-континентальная формация охватывает отложения горбашевской свиты вслынкой серии. Она представлена пестроцветными разнородными аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Грубообломочный характер пород и их минералогический состав свидетельствуют о том, что приподнятые участки платформы, и в первую очередь Украинский кристаллический щит, служили источниками снабжения терригенного материала.

Трапповая формация, объединяющая образования берестовецкой свиты волынкой серии, сложена эффузивами, пирокластическими породами и интрузиями. Среди эффузивов преобладают базальты, в основном темно-серые с зеленоватым оттенком, массивной текстуры. Мощность пластов базальтов уменьшается в направлении с севера на юг, главным образом за счет выпадения нижних горизонтов. Интрузивные образования представлены темными пикритовыми габбро-долеритами мелкозернистой структуры. Трапповая формация отличается сложным строением. На Подолье она, например, состоит из нескольких лавовых покровов,

разделенных между собой туфовыми и терригенными прослойками (Лазаренко, Воловник, 1969). Мощность формации изменяется от 450 м на Волини до 42 м на Подолье. Образование трапповой формации связано с активизацией тектонической деятельности, обусловившей возникновение или обновление ранее заложенных разломов, по которым происходило излияние магмы. Уменьшение мощности вулканогенных образований на Подолье объясняется, по нашему мнению, относительно стабильным положением Покутско-Буковинского поперечного поднятия, которое в значительной мере ослабляло тектоническую активность.

Морская трансгрессивная терригенная формация охватывает валдайскую серию венда и кембрийскую систему. Главными членами парагенезиса этой формации являются песчаники, алевролиты и аргиллиты. В составе морской трансгрессивной формации можно выделить две субформации: песчано-глинистую и песчаную. Первая из них объединяет отложения валдайской и балтийской серий. Она представлена зеленовато-серой толщей чередующихся между собой пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породам свойственна плохая сортировка обломочного материала, низкая степень окатанности зерен и косослоистая текстура, а также фациальная изменчивость. Песчаная субформация охватывает бережковскую серию нижнего кембрия и нерасчлененную толщу пород среднего — верхнего кембрия. В литологическом отношении данная субформация сложена в основном светло-серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми песчаниками косой и волнистой слоистости, кроме того, в них есть знаки ряби и следы сингенетических перемыслов. Мощность морской трансгрессивной терригенной формации закономерно увеличивается в направлениях с востока на запад и юго-запад. Одновременно в этих же направлениях наблюдается постепенное фациальное замещение от мелководных песчаников до относительно глубоководных песчано-глинистых пород. В палеогеографическом отношении накопление осадков в валдайское и кембрийское время осуществлялось в эпиконтинентальном морском бассейне при господстве субаридного климата. Периодические изменения знака движения фундамента вызывали то углубление, то обмеление бассейна осадконакопления и связанные с ними трансгрессии и регрессии моря, внутриформационные перерывы, что в свою очередь отразилось на фациальном составе отложений. Морская трансгрессивная терригенная формация является автохтонной.

Карбонатная формация включает отложения ордовикской и силурийской систем. В ее разрезе можно выделить две субформации: терригенно-карбонатную (ордовик) и известняковую (силур). Первая в нижней части представлена оболочками и глауконитовыми песчаниками, распространенными на Волини, а в верхней — известняками и мергелями. Характерными чертами данной субформации являются фациальная изменчивость, локальное распространение отдельных фаций, их небольшая мощность, присутствие туфового материала. Следовательно, в облике терригенно-карбонатной субформации довольно четко запечатлена эпоха ее образования — общего поднятия и беспокойного тектонического режима, обусловленная прохождением сандомирской (салаирской) фазы складчатости, активно проявившейся в Свентокшиских горах.

Значительное влияние на формирование данной субформации оказал Владимир-Волинский разлом, разделяющий юго-западную окраину платформы на две части: северную с относительно спокойным тектоническим режимом и более подвижную южную (Дрыгант, Гинда, 1973). В конце ордовика в связи с подвижками таконской фазы складчатости море опять отступает с территории Волино-Подолья, но ненадолго, потому что уже в начале раннего силура морская трансгрессия охватывает широкие просторы юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и начинается образование известняковой субформации. Последняя представляет собой полифациальную толщу, состоящую из фаций

прибрежно-морских известняков, рифовой фации и относительно глубоководной фации глин, последовательно сменяющих друг друга по латерали в направлении с востока на запад (Котык, Юшкевич, 1974).

Прибрежно-морские известняки распространены в восточной части Волыно-Подолья. В их составе преобладают органогенные разности — строматопоровые, коралловые, остракодовые и др. В верхней части толщи встречаются прослои туфов и туффитов мощностью до 6 м. Мощность прибрежно-морских известняков увеличивается в направлении с востока на запад, достигая 450 м. Рифовая фация получила развитие в скальском горизонте верхнего силура. Она образует барьерный риф (биогермовую гряду), предположительно протягивающийся узкой полосой (около 5 км) через все Волыно-Подолье от Владимира-Волинского через Радехов — Золочев — Бучач до Черновца.

Органогенный риф вскрыт скважинами в районе Бучача, где он представлен кавернозными криноидными и коралловыми известняками с резким битуминозным запахом, мощностью 55 м. Весьма приметна приуроченность органогенного рифа на участке от Владимира-Вслинского до Радехова к зоне Радеховского разлома. Относительно глубоководные глинистые отложения силура распространены в западной части Волыно-Подолья. Они представлены темно-серыми аргиллитами, в нижней части которых редко встречаются тонкие прослои известняков и мергелей. Упорядоченный по сравнению с известняковой фацией состав бенгтонной фауны, которая представлена остракодами, брахиоподами и граптолитами. Мощность глинистых пород в районе Львова достигает 1000 м.

Платформенная карбонатная формация является автохтонной. Она отражает максимум морской трансгрессии на каледонском этапе развития Волыно-Подолья. Осадконакопление в основном осуществлялось в платформенном морском бассейне, соединявшемся на юго-западе с геосинклинальным морем. Жаркий климат того времени способствовал развитию разнообразного в видовом отношении биоценоза (брахиоподы, пелециподы, кораллы, остраксы, граптолиты и др.).

Морская регрессивная терригенная формация сложена в основном аргиллитами и алевролитами. В нижней ее части, кроме того, встречаются прослои известняков, но количество их постепенно уменьшается вверх по разрезу. Климатические условия жединского времени также благоприятствовали развитию целого комплекса фауны: брахиопод, пелеципод, остракод, тентакулитов, рыб, мшанок, моллюсков и в меньшей мере граптолитов. Формирование морской регрессивной формации совпадает с началом инверсии тектонического режима каледонского этапа. Оно осуществлялось в обстановке общего воздымания территории Волыно-Подолья, вызванного, по всей вероятности, эрийской фазой складчатости. В разрезе формации этот период отразился в увеличении количества терригенного материала (снизу вверх) и на переходном, от нормальноморского до континентального, характере фауны. Заключительный период развития геосинклинали, обрамляющей с юго-запада Восточно-Европейскую платформу, завершился раннедевонской складчатостью. Вследствие этого образовалось складчатое каледонское сооружение (Галицийская складчатая область рифеид и каледонид), а на Волыно-Подольской окраине платформы установились континентальные условия осадконакопления. Перед фронтом складчатого каледонского сооружения зародился предгорный прогиб, наложенный на зону перикратонных опусканий.

В его пределах при господстве аридного климата накопилась красноватая песчано-глинистая толща днестровской серии (зигенский и эмский ярусы нижнего девона), составляющая континентальную красноватую формацию. В слагающих ее породах наблюдаются включения минералов меди — азурита и малахита, в них также встречаются отпечатки панцирных рыб. Напластования днестровской серии отличаются

косой слоистостью. Большая мощность континентальной красноцветной формации, около 1200 м в скважине I-Крехов (северо-западнее Львова), говорит о том, что обломочный материал поступал главным образом из Галицийской складчатой области и в меньшей мере из приподнятых участков окраины платформы. Таким образом, континентальная красноцветная формация относится к типу орогенных и завершает последовательный ряд формаций каледонского тектонического цикла — наиболее полного цикла в неогейской истории развития Волыно-Подолья.

Варисийский тектонический цикл на Восточно-Европейской платформе характеризуется продолжительностью от среднего девона до конца триаса (Иголкина и др., 1971). В начале этого цикла на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы возник постумный передовой прогиб, охватывающий частично древнюю и молодую платформы и распространяющийся на месте предгорного прогиба предыдущего цикла (Медведев, 1973). Этот прогиб, простирающийся на территории Польши и Украины, известен под названием Львовско-Люблинского или же Львовского и Люблинского отдельно для каждой страны. По сравнению с бассейном осадконакопления каледонского этапа Львовский прогиб несколько изменился по форме и уменьшился в размерах. В его пределах сформировались карбонатная и угленосная формации.

Карбонатная формация относится к среднему и верхнему девону. Характерным признаком варисийского этапа, отличающим его от каледонского, является отсутствие морской трансгрессивной терригенной формации. По В. Е. Хаину (1964), резкая смена красноцветных континентальных пород на карбонатные, которые обычно характерны уже для середины цикла, объясняется тем, что в условиях жаркого климата из пенепленизированной в раннем девоне суши в бассейн седиментации поступало мало обломочного материала. Карбонатная формация представлена толщей карбонатных пород (известняки, доломиты, загипсованные доломиты), среди которых залегают маломощные прослои аргиллитов, алевролитов, песчаников и ангидритов. Известняки и доломиты, как правило, серые, крипто- и тонкокристаллической структуры, часто в них наблюдаются эпигенетические выделения гипса.

Вообще количество терригенного материала в составе формации постепенно увеличивается с приближением к Украинскому щиту. В отложениях среднего и верхнего девона обнаружен богатый комплекс брахиопод, корралов, остракод и фораминифер. Преобладание доломитов и доломитизированных известняков в отложениях среднего девона, как справедливо указывает А. В. Хижняков (Бобровник и др., 1962), свидетельствует о том, что формирование этих образований происходило в неглубоком, местами изолированном, водоеме. С востока его ограничивали Украинский кристаллический щит и его склон, а с юго-запада — каледонское складчатое сооружение, служившие областями сноса обломочного материала.

Угленосная формация объединяет отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона. Площадь ее распространения несколько меньше, чем карбонатной формации. Угленосная формация представляет собой лимническо-паралический полифациальный комплекс, состоящий из терригенных и хемогенных пород и характеризующийся ритмичным строением (Федушак, Буров, 1969). Члены формации — аргиллиты, известняки, алевролиты, песчаники и угли — образуют ряд ритмов, которые поочередно повторяются в разрезе. В каждом ритме развиты разные фации, от морских через переходные до континентальных, т. е. фации, отображающие переход от максимальной трансгрессии моря до полной его регрессии. Образование угленосной формации осуществлялось в медленно исчезающем бассейне, расположенном перед каледонско-байкальским (Пракарпатским) поднятием. Пульсационные тектонические движения обуслов-

ливали частую смену фациальной обстановки. Осадконакопление происходило, таким образом, то в условиях мелководного моря, то в болотистых низинах, то в речных дельтах и заливах.

Гумидный климат того времени благоприятствовал буйному расцвету растительности, из скоплений которой образовались впоследствии промышленные залежи каменных углей (Львовско-Волинский каменно-угольный бассейн). Окончательное формирование структуры варисийского комплекса присизошло в основном под влиянием тектонических движений астурийской фазы складчатости. В результате этих движений также наступило общее воздымание территории Волыно-Подолья и превращение ее в область денудации. Наступивший перерыв в осадконакоплении был самым продолжительным в фанерозое — около 133 млн. лет, от среднекарбоневой эпохи (московский век) до среднеюрской (байосский век).

Альпийский тектонический цикл характеризуют следующие фазы: базальная лагунно-континентальная (средняя юра), карбонатная (верхняя юра и мел) и морская регрессивная терригенная (палеоген-неоген).

Базальная лагунно-континентальная пестроцветная формация представлена терригенными породами: глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами байос-батского ярусов. Она распространена в пределах структуры, именуемой Стрыйским юрским прогибом (Глушко, 1968). В генетическом отношении этот прогиб, по всей вероятности, представлял собой зону перикратических опусканий, развитие которой продолжалось до неогена. Области сноса обломочного материала были на самой платформе и в пределах Карпатской геосинклинали. Среднеюрская эпоха отличалась аридным климатом.

Карбонатная формация подразделяется на две субформации: ангидрит-доломитовую, охватывающую верхнеюрские отложения, и глауконит-меловую, включающую образование нижнего и верхнего мела. После континентальных условий байос-батского времени на Волыно-Подолье образовался мелководный морской бассейн, разделявшийся временами на отдельные водоемы. Жаркий климат того времени создал благоприятные условия для накопления сульфатно-карбонатных отложений, слагающих полифациальную ангидрит-доломитовую субформацию. Глауконит-меловая субформация сформировалась в пределах Львовской меловой мульды, образовавшейся после относительно кратковременного перерыва в конце юрского и начале мелового периодов. В составе данной субформации широко развиты мергели, известняки и кремнистые породы. В нижней ее части отмечается фосфатность. Общая мощность глауконит-меловой субформации достигает 900 м.

Морская регрессивная терригенная формация охватывает отложения палеогена и неогена. Она отражает заключительный период развития юго-западной окраины платформы на альпийском этапе развития. Тектонические подвижки, синхронные движениям заключительных фаз альпийской складчатости, в полной мере проявившейся в Карпатской геосинклинали, на окраине платформы вызывали кратковременные поднятия и опускания и связанные с ними перерывы в осадконакоплении на фоне общего воздымания территории. В составе регрессивной терригенной формации можно выделить две субформации: сульфатно-карбонатную и терригенно-известняковую. Для сульфатно-карбонатной субформации характерно присутствие в ее составе серосодержащих метасоматических известняков, гипсов и ангидритов и наличие бариево-стронциевой минерализации. Терригенно-известняковая субформация распространена ограниченно, к ней приурочены небольшие месторождения бурого угля. В позднесарматское время море последний раз покидает территорию Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы, и она вплоть до настоящего времени становится областью, подверженной процессам денудации.

ЛИТЕРАТУРА

- Бобровник Д. П., Болдирева Т. О., Іщенко А. М., Струев М. І., Усиков І. Д., Хижняков А. В., Шпакова В. Б., Шульга П. Л. Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн. Київ, Вид-во АН УРСР, 1962.
- Верниковский В. Н., Хижняков А. В. Платформенный ряд верхнепротерозойских и кембрийских формаций Львовского прогиба.— В сб.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, 1973.
- Власов Б. Г., Воловник Б. Я., Грузман Г. Г. Особенности строения, принцип расчленения полесской серии и выделение ее стратотипа на Волыни.— Геологичний ж., 1972, т. 32, вып. 4.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», 1968.
- Дикенштейн Г. Х. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1953, т. XXVIII (4).
- Дрыгант Д. М., Гинда В. А. К тектоническому развитию Волыно-Подолья в ордовике.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР, ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Иголкина Н. С., Кириков В. П., Кривская Т. Ю. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Котык В. А., Юшкевич В. И. Перспективы нефтегазоносности верхнесилурийских отложений западных областей УССР.— В сб.: Повышение эффективности подготовки ресурсов газа и нефти в связи с перспективами развития газовой и нефтяной промышленности Украинской ССР. Харьков, 1974.
- Лазаренко Є. К., Воловник Б. Я. Нові дані про будову вулканогенної товщі волинської серії західної окраїни Руської платформи.— Геологічний ж., 1969, т. 29, вып. 1.
- Медведев А. П. Про доальпійську структуру західних областей України та суміжних районів Польщі.— Доповіді АН УРСР, 1973, № 12.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. высш. учебн. завед., 1962, № 1.
- Різун Б. П., Сеньковський Ю. М. До вивчення формацій осадочного чехла південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи.— Доповіді АН УРСР, 1971, № 1.
- Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клаушин В. И. Галицийская складчатая область рифенд и каледонид и их предгорный прогиб.— В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Ткачук Л. Г., Жовинский Э. Я., Литовченко Е. И. Домезозойские осадочные и осадочно-вулканогенные формации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.— В сб.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, 1973.
- Федущак М. Ю., Буров В. С. Угленосные формации западных областей Украины. Геология и геохимия горючих ископаемых. «Наукова думка», 1969, № 18.
- Хашин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хижняков А. В. Древние этапы тектонического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Тр. УкрНИГРИ, 1972, вып. 6.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР,
Львов

Дата поступления
24.II.1975.

УДК 553.625

ОБ ОБРАЗОВАНИИ ТРЕПЕЛОВ

В. И. МУРАВЬЕВ

На фациальном профиле отложений сеномана Приднестровья от прибрежной зоны бассейна в сторону открытого моря прослежена смена пластовых кремней через кремнево-трепельные породы до чистых трепелов. В минеральном составе трепелов установлены опал, слагающий внутренние зоны глобулярных зерен, кристобалит, образующий ребристые оторочки на глобулярных зернах, цеолиты и монтмориллонит, рассеянные в массе пород. Отмечается в течение длительного геологического времени в одних и тех же участках сосуществование пород с различными минеральными формами SiO_2 от опала до халцедона и кварца. Коллоидный характер халцедоновых (кремневых) тел и микровыделений, сложенных опалом и кристобалитом, позволили сделать выводы о первичной гелевой природе кремнезема кремней и трепелов и о крайне малой подвижности SiO_2 , входящего в состав литифицированных минеральных форм. Высказывается предположение о гидротермальной поставке насыщенных растворов SiO_2 в бассейны седиментации.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Термин «трепел» употребляется в литературе для обозначения не-сцементированных кремнистых пород, сложенных шаровидными тельцами опала размером от 1 до 20—30 $\mu\text{к}$ (Рожкова, 1929; Швецов, 1958). Такие породы обладают невысокой прочностью, малой плотностью (около 1 $\text{г}/\text{см}^3$); содержание кремнезема в них может приближаться к 90—95 %.

В трепелах отмечаются редкие панцири диатомей, спиккулы губок, обломки раковин радиолярий. Многие исследователи (Страхов, 1965; Бушинский, 1954; Рожкова, 1929) относят эти породы к биогенным и рассматривают их в качестве промежуточных в ряду изменения диатомитов. По мнению Н. М. Страхова, шаровидные опаловые тельца представляют собой реликты панцирей диатомей, которые успели утратить первичную скульптуру и форму, но еще не сцементированы и не скреплены в достаточной мере для превращения в опоку. Наряду с этим Б. В. Аскачинский и В. П. Семенов (1973), изучив месторождения трепелов Воронежской антеклизы, пришли к выводу о формировании их лишь на определенных этапах геологического развития региона и на ограниченных участках территории. Авторы рассматривают трепелы как результат выщелачивания мела метеорными водами в наиболее возвышенных участках умеренно расчлененного рельефа. С их точки зрения, трепелы астратиграфичны и представляют остаточный продукт декальцитизации мело-мергельных пород.

Л. В. Пустовалов (1940) считал правильную шаровидную форму опаловых телец в трепелах главным признаком хемогенного осаждения таких телец из коллоидного раствора SiO_2 .

Первая концепция (биогенная) предусматривает возможность перераспределения SiO_2 в породе, которое происходило на протяжении геологического времени, сначала в каждой отдельно взятой биогенной ча-

стице, превращая ее в опаловый шарик, а затем приводило к склеиванию таких частиц с образованием монолитных, но еще высокопористых опок.

Вторая гипотеза основывается на геоморфологическом положении трепелов и на видимой стратиграфической синхронности их с пластами мело-мергельных пород. В соответствии с этой гипотезой также предусматривается перераспределение SiO_2 , однако связанное с обилием фильтрующихся поверхностных вод. При этом главная «работа», производимая водой, выражается в растворении и выносе CaCO_3 , а SiO_2 перемещается на относительно короткие расстояния, быстро полимеризуется с образованием коллоидов и выпадает при их коагуляции в форме шаровидных телец.

Л. В. Пустовалов оставлял вне детального рассмотрения источник SiO_2 , останавливаясь на предпоследней стадии существования кремнекислоты в бассейне седиментации. По его мнению, миграционная способность кремнекислоты весьма ограничена и появление ее в морской среде приводит к быстрому выпадению в форме опаловых шаровидных телец.

Во всех трех концепциях не привлекаются механизмы, резко отличные от действующих в настоящее время в эпиконтинентальном морском бассейне или на последующих этапах геологического развития региона. Таким образом, во всех трех концепциях формирования трепелов предполагается первичная либо вторичная миграция значительных масс SiO_2 под действием вод с «умеренными» значениями pH. Более того, биогенная теория предполагает возможность растворения и переотложения кремнезема, происходящих практически непрерывно до момента консолидации кремнистых пород в форме опок. Б. В. Асочинский и В. П. Семенов (1973) находят подтверждение такой миграции SiO_2 в образовании зон вторичного окремнения в участках разгрузки подземных вод, прошедших через толщи опок и окремненных мергелей. Однако при этом остается вне рассмотрения то обстоятельство, что вторичное (гипергенное) окремнение широко развито в породах, контактирующих с опоками или кремнистыми глинами, и не проявляется в породах, контактирующих с трепелами или диатомитами. Таким образом, не «исходные» породы (диатомиты, трепелы) сохраняют резерв подвижного SiO_2 , а именно опоки (!). Кроме того, весьма существенное значение имеет и отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Рассмотрение трепелов в качестве остаточного продукта выщелачивания мело-мергельных пород заставляет предполагать, что такой процесс происходит с изменением баланса Al_2O_3 и SiO_2 в пользу SiO_2 , так как в мергелях и меле $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ весьма низкое — всегда в 1,5—2 раза ниже, чем в трепелах.

Сопутствующие трепелам алюмосиликатные минералы и содержание железа и щелочей в трепелах также весьма показательны. Так, для трепелов характерна лишь незначительная примесь монтмориллонита и цеолитов типа гейландита. В опоках примесь монтмориллонита выше, а цеолиты содержатся практически постоянно и часто являются породообразующими минералами. Наконец, и в опоках и часто в диатомитах присутствуют заметные или даже существенные количества глауконита, в то время как в трепелах его весьма мало, а в чистых трепелах он практически отсутствует. Не показателен для трепелов и пирит, часто появляющийся в опоках и иногда образующий заметные скопления в диатомитах.

Перечисленные различия в химическом составе и минералогии трепелов, диатомитов и опок вырывают трепелы из «непрерывного» ряда диатомит — трепел — опоки и заставляют искать путь образования трепелов, отличный от трансформационного пути развития диатомитов. Точно так не кажется правомерной и гипотеза формирования трепелов как продукта гипергенного преобразования мела, поскольку при зна-

чениях pH, близких к нейтральным (или слабощелочным), подвижность SiO_2 выше, чем Al_2O_3 , и следует ожидать лишь накопления относительных количеств Al_2O_3 , а не уменьшения их.

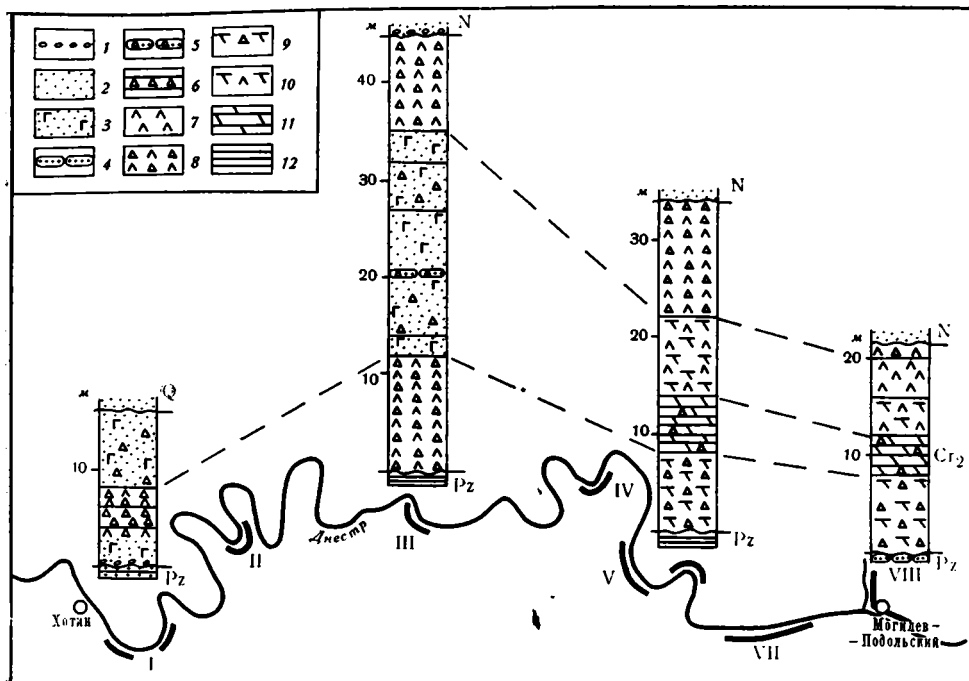
Рассмотрение вопроса об образовании трепелов требует не только анализа их минерального состава и петрографических особенностей, но и их литологического положения, породных ассоциаций и парагенезов. Такие наблюдения крайне желательно осуществить на фоне естественного литологического профиля. В качестве объекта исследования нами был выбран район среднего Приднестровья, где в береговых обрывах Днестра вскрыта толща сеноманских отложений, прослеживающихся почти в непрерывной цепочке обнажений от г. Хотин до пос. Ямполь. На всем протяжении она сложена породами, в которых трепелы играют весьма существенную роль и образуют ряд промышленных месторождений. Сеноманские отложения Приднестровья детально описаны (Сеньковский, 1963, 1973; Сеньковский, Шуменко, 1972), что позволяло сосредоточить максимальное внимание на узкой группе вопросов, необходимых для выяснения генезиса трепелов. Вместе с этим была исследована группа месторождений трепела, расположенная в пределах Калужской и Брянской областей (Зикеево, Дятьково, Фокино, Белый Колодезь), где трепелы находятся в отличной и своеобразной ассоциации с другими типами силицитов и образуют специфические толщи чередования с бентонитами и опоками.

АНАЛИЗ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ТРЕПЕЛОВ

Силициты Приднестровья распространены во всем разрезе сеномана. При прослеживании их с запада на восток мы одновременно получаем возможность проследить фациальную изменчивость сеноманской толщи от прибрежной зоны в сторону открытого моря. В серии исследованных нами разрезов (фиг. 1) отложения сеномана вскрыты на всю их мощность. В западной группе разрезов от г. Хотин до с. Лука Врублевская верхнесеноманские отложения в значительной мере размыты неогеновой трансгрессией, в восточной половине профиля, от с. Комарово, разрезы сеномана представлены наиболее полно. При прослеживании фациальных изменений сеноманских пород мы более детально остановимся на трех разрезах, в которых появляются качественно новые признаки. Промежуточные разрезы будут использованы для сравнительного анализа. Главные опорные разрезы — Гринчук, Комарово и Могилев-Подольский.

В разрезе Гринчук, в береговых обрывах и в карьере месторождения пластовых кремней, вскрывается толща силицитов и песчано-глауконитовых пород нижнего сеномана, а частично, возможно, и альба. По мнению Ю. М. Сеньковского (1973), базальные глауконитовые песчаники в районе разреза Гринчук имеют альбский возраст. Эти песчаники включают в основании редкую галечку подстилающих пород нижнего палеозоя, в массе их рассеяны уплотненные комочки того же песчаника, обогащенные фосфатом кальция, кристобалитом и халцедоном. Кроме того, присутствуют желваки пирита и целые линзочки, обогащенные мелкими разобщенными выделениями пирита. Вверху глауконитовые песчаники быстро, но без перерывов, сменяются в различной степени уплотненными силицитами, состоящими из глобулярного опала спикул губок, халцедона и кристобалита. Эти силициты имеют песчановидный облик, но вверх по разрезу обогащаются бесформенными комковатыми стяжениями халцедоновых кремней, количество которых в верхах слоя резко возрастает; кремни¹ сливаются в сплошную

¹ Термин «кремень» употреблен в настоящей работе для обозначения генетически единых халцедоновых образований, имеющих вид желваков, натеков или пластообразных тел.



Фиг. 1. Опорные разрезы сеномана в Приднестровье

Разрезы: I — Гринчук, II — Лука Врублевская, III — Комарово, IV — Лоевцы, V — Васильевка, VI — Нагоряны, VII — обнажения против с. Серебрии, VIII — Могилев-Подольский: 1 — конгломерат, 2 — пески; 3 — глауконитовые пески; 4 — песчаники; 5 — сильно опесчаненные кремни; 6 — кремни; 7 — трепелы; 8 — трепельно-кремневые породы; 9 — мергели с желваками кремней; 10 — карбонатно-трепельные породы; 11 — мелоподобные мергели; 12 — аргиллиты

массу с отдельными гнездами белого землистого силицита и на очень коротком промежутке (10—20 см) переходят в монолитный пласт халцедонового кремня. Пласт кремня достигает 2 м и является предметом промышленной эксплуатации. Он состоит из трех визуальнo различных слоев, которые в пределах месторождения либо не разобщены и составляют единый монолитный слой, либо отделяются друг от друга цепочками полостей, выполненных гидроокислами железа, бентонитоподобными глинами и землистыми массами глобулярного опала. Редкие пустоты в кремнях представляют жеоды, выстланные кристалликами кварца. Иногда в таких пустотах появляются друзы кристаллов барита. Ю. М. Сеньковский (1963) отмечает, кроме того, находки в этом пласте окремненной древесины.

Нижний слой пласта представлен черным халцедоновым кремнем, на выветрелой поверхности которого проявляется лапчатый рисунок, не отражающийся на характере микроструктуры кремня. Над нижним слоем располагается цепочка несвязанных пустот размером до 25—30 см по высоте и до 1—1,2 м по простиранию. Пустоты имеют неправильную форму и заполнены землистой кремневой массой, прокрашенной гидроокислами железа, или порошковой железной охрой, используемой местным населением в качестве красящего материала.

Средний слой представлен темно-серым халцедоновым кремнем, на выветрелой поверхности которого отчетливо проявляется брекчиевидная структура. Отдельные остроугольные блоки черного кремня оказываются как бы запаянными в сплошную массу несколько более светлого халцедонового кремня. Микроскопически границы разделов этих двух

фаз не различаются по структуре халцедона, но слабо различны по количеству субмикроскопических выделений органического вещества. Количество $S_{орг}$ в черных и серых разностях равны соответственно 0,34 и 0,10%. Над вторым слоем располагается новая цепочка пустот до 0,5—0,8 м, выстланная белыми опалом и кристобалитом. Внутренние части таких полостей заполнены массами бентонита с четкой горизонтальной слоистостью и градационным изменением размера обломочных зерен. В нижних участках пустот глинистая масса является лишь цементом песчановидной породы, зерна которой представлены угловатым кварцем, плагиоклазами, глауконитом, опал-кристобалитовыми комочками и трудноопределимыми агрегатами, склеенными опалом.

При прослеживании массы, выполняющей полость, вверх видны плавное уменьшение зернистости (при сохранении состава) и быстрая смена зернистой массы ленточным бентонитом, на 95—98% состоящим из монтмориллонита и смешанослойного минерала каолинит — монтмориллонит. Над бентонитовой глиной всегда имеется воздушное пространство 3—10 см до верхней стенки полости, также крустифицированной землистой опал-кристобалитовой корочкой. Каждая из полостей представляет как бы небольшой отстойник, в котором первичный материал, участвовавший в седиментации, имел возможность осесть в спокойных условиях с очень четким разграничением по крупности зерен. При этом после осаждения в верхней части полостей сохранялось незанятое осадком пространство — никаких следов налипания бентонитовой глины на верхнюю стенку полостей не отмечено.

Верхний слой кремня имеет также темно-серую окраску и отчетливую брекчиевидную структуру, осложнявшуюся присутствием гнезд, каверн, трубчатых ходов, заполненных халцедон-кристобалитовой массой землистого облика. Эти включения нарушают сплошность кремня, уменьшая его прочностные свойства и снижают технологические качества. Вверх кремни быстро, но без размыва, сменяются кремнево-трепельными породами, близкими по облику и петрографическим особенностям породам, подстилающим пласт монолитных кремней.

Через несколько сотен метров по простиранию пласт переходит через разобщенные глыбы в трепельно-кремневую массу, в которой каждый фрагмент монолитного кремня имеет причудливую произвольную форму. Часто отдельные желваки срастаются и образуют объемно-пространственное «кружево», погруженное в сравнительно рыхлую белую или желтоватую массу чистых трепелов или же в массу трепелов лишь с незначительной добавкой органогенных остатков. Постоянной примесью трепелов является монтмориллонит, но в них он нигде не образует обособленных линз или прослоев, а рассеян в массе.

Выше верхнего слоя кремней и трепелов располагается своеобразная пачка песчаных пород с глауконитом и обломками спикул губок. Внутри этой пачки часто наблюдаются ракушечные банки. Вся пачка представляется как бы брекчированной, но при внимательном рассмотрении обнаруживается строение, принципиально сходное со строением трепельно-кремневого слоя. Отдельные участки песков, блоки и зоны цементации столь прихотливо расположены в пространстве друг относительно друга, что в стенках обнажений и карьеров создается впечатление брекчии, вмонтированной в рыхлые глауконит-кварцевые пески. Лишь на достаточном удалении удается заметить тенденцию к стратификации пачки и некоторое закономерное распределение зон, более и менее обогащенных кремнями.

При движении по профилю на восток происходит обеднение нижней пачки (трепелы с кремнями) кремнями. Желваки кремней становятся мельче, относительная доля трепелов возрастает, и наряду с этим в трепелах появляется и затем возрастает примесь карбонатного материала. Верхняя пачка (глауконит-кварцевые пески с банками ракушечников)

также претерпевает заметные изменения. В ней все более отчетливо проявляется стратификация, все более четко прослеживаются пласты кремнистых глауконитовых песчаников, разобщающих другие породы. Слои, содержащие фауну моллюсков, также обособляются, в них появляется четкая горизонтальная слоистость, а во всей пачке увеличивается доля карбонатного материала (в том числе не связанного с раковинным детритом).

В районе с. Комарово в низах прослеживаются обе пачки пород, описанные в разрезе Гринчук. Однако здесь нижняя пачка представлена трепельно-кремневыми породами, внутри которых монолитные пластовые кремни отсутствуют и заменены цепочками желваковых кремней, погруженных в трепельную массу с заметным количеством карбонатного материала. Выше залегает пачка глауконитовых песков и четко слоистых песчаников и ракушечниковых известняков.

Восточнее с. Комарово выше по разрезу сохранена от размыва пачка сеноманских отложений мощностью 10—14 м. Она представлена карбонатными, слабо песчанистыми трепелами с желваками кремней. Эти желваки имеют столь причудливую форму и расположены так часто, что образуют некую спаянную пространственную систему. Заполнителем промежутков между кремнями является трепел, в низах пачки слабокарбонатный, а в верхах — бескарбонатный. Эта новая пачка столь характерна, что может считаться маркирующим горизонтом. Она названа Ю. М. Сеньковским «валунчатыми кремнями». В ее верхней части залегает желтый или серый халцедоновый кремень, образующий сплошной слой, но без плоской кровли и подошвы. Внизу он срастается с массой желваковых кремней и сам имеет резко выраженную желваковую скульптуру. Такая скульптура характерна и для его кровли, что создает в нем бесчисленные раздувы, пережимы, изгибы, хотя и не нарушает сплошности.

При движении на восток облик пачки в целом сохраняется почти до разреза Могилев-Подольский, но верхний слой кремня утоняется, перестает быть сплошным и превращается в районе разрезов Нагоряны — Серебряя в цепочку желваковых караваев. Еще восточнее (разрез Могилев-Подольский) и в самой трепельно-кремневой пачке желваки кремней обособляются и как бы вытягиваются параллельно слоистости, придавая всей пачке вид ритмично построенного набора трепелов и кремней. Наряду с этим происходит изменение внутренней структуры кремней, которые из сливных монолитных халцедоновых образований превращаются в менее плотные и представляют как бы склеенные халцедоном и опалом шарики или агрегаты. Сливные халцедоновые поля внутри таких желваков появляются в виде отдельных пятен 1—2 см или даже микроскопических размеров.

При движении на восток от разреза Комарово претерпевает изменение и нижняя трепельно-кремневая пачка. Она постепенно обедняется желваками кремней и в обнажениях по правому берегу Днестра против с. Серебрии даже практически лишается их. Одновременно возрастает карбонатность трепелов, которые в тех же районах, где исчезают кремни, становятся уже не карбонатными трепелами, а мергелями или мелоподобными известняками. Правда, распределение нерастворимого остатка в них остается пятнистым, а количества его варьируют от 8 до 30% на расстоянии нескольких метров. Представлен нерастворимый остаток главным образом опаловыми глобулями размером 5—15 мк.

Таким образом, при прослеживании сеноманских отложений в фациальном профиле от прибрежной зоны в сторону открытого моря обнаруживается, что имеет место последовательная смена грубозернистых, песчано-глауконитовых осадков более тонкими карбонатными и трепельно-мергельными породами, и, кроме того, в ту же сторону все более явственно проступает тенденция к рассеиванию кремнезема. Мо-

нолитные желваковые кремни сменяются трепелами, и лишь моменты, соответствующие максимальному «разовому» поступлению SiO_2 в бассейн, отражены в осадочных сериях лентами или цепочками желваков сливных кремней.

Немаловажную роль в механизме образования осадков играл дождевой рельеф. Так, пластообразные мощные линзы кремней, образующих сплошные тела в районах сел Гринчук, Малиновцы, Дарбани, располагаются в участках относительного погружения палеозойского цоколя. Именно в этих участках ниже кремнистых отложений основания сеномана отмечаются линзы глауконитовых песчаников (альб — сеноман). Эта закономерность отчетливо видна в непрерывной серии обнажений от с. Гринчук до с. Малиновцы. В обоих месторождениях тела кремней занимают одно и то же стратиграфическое положение, но не соединены друг с другом. Между этими пунктами наблюдается заметное воздымание палеозойского цоколя и одновременно исчезает из разреза нижняя глауконитовая линза, а на «горбе» размытых палеозойских пород залегает толща трепелов с желваками кремней. Лишь на уровне пластового кремня желваки увеличиваются в размерах и образуют цепочки глыб до 0,5 м.

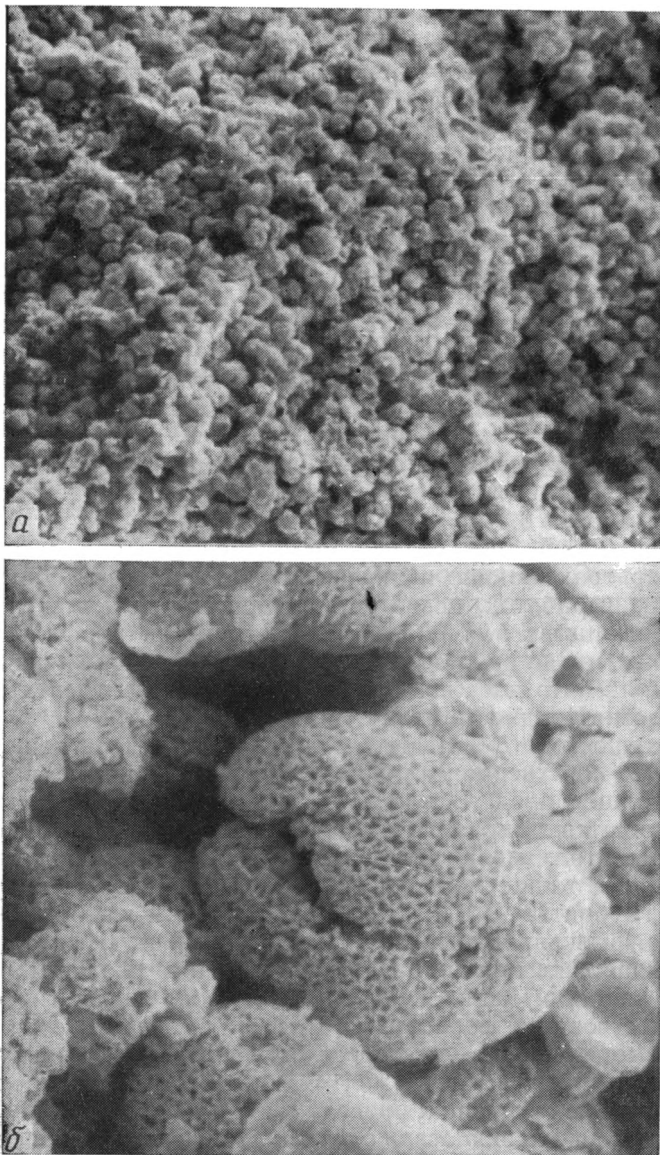
В Калужской и Брянской областях трепельные толщи лучше всего вскрыты в карьерах Фокино и Зикеево. Здесь нет серий обнажений или искусственных выработок, позволяющих проследить изменения состава толщи в пространстве или составить фациальный профиль. Однако в обоих карьерах можно наблюдать черты сходства и различия в строении трепельных толщ, что дает возможность сопоставить трепелы этих районов с трепелами Приднестровья.

Первое важное обстоятельство, сближающее эти регионы, заключается в том, что собственно силициты залегают трансгрессивно на подстилающей толще пород. В карьерах Фокино и Зикеево кремнистые отложения ложатся на размытую поверхность туронского мела. Верхние горизонты этого мела деструктурированы, превращены в глыбовую брекчию. На толще мела развиты карстовые воронки, врезающиеся в мел до глубин 12—15 м. Воронки выполнены глыбами и брекчией того же мела, вмонтированными в песчано-глинистую массу. Струйные заполнения горловин нижних участков воронок сложены песками и алевроитами, а стенки каналов интенсивно покрашены гидроокислами железа. Существование воронок ни в какой мере не отражается на рельефе дна моря, перекрывшего размытую и закарстованную поверхность турона. Перекрывающие мел силициты залегают горизонтально как над воронками, так и за их пределами.

Вторая важная особенность, сближающая рассматриваемые регионы, заключается в четкой тенденции вертикального изменения силицитов толщ. Как в Приднестровье, так и в районах Фокино и Зикеево собственно трепельная толща делится на две части, нижняя из которых представлена карбонатным трепелом, а верхняя бескарбонатным.

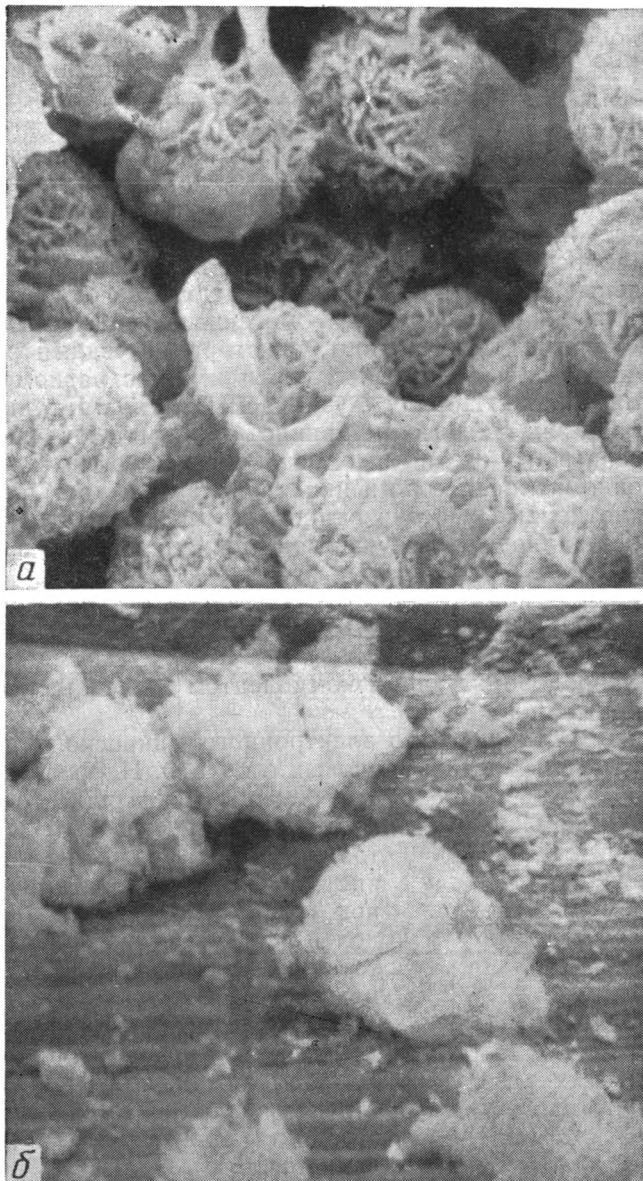
Наряду с этим есть и ясные черты различия в строении толщ силицитов Приднестровья, с одной стороны, и Калужской и Брянской областей — с другой. Если в первом случае мы имеем дело с собственно трепелами, то во втором трепелы являются лишь составной частью сложно построенных пачек чередования опок, песчано-алевритовых пород, бентонитов и трепелов. Ни опок, ни бентонитов в составе Приднестровских трепелов нет. Количество опок в разрезе Фокино столь значительно, что и само месторождение скорее является месторождением опок, а не трепелов. Постоянная и значительная примесь обломочного материала также показательна лишь для зикеевских и фокинских типов разреза.

Если же рассматривать не толщи силицитов в целом, а только минерало-петрографический тип собственно трепелов, то обращает на



Фиг. 2. Трепел, разрез Могилев-Подольский, сканирующий
электронный микроскоп
а — $\times 300$; б — $\times 3000$

себя внимание крупность опаловых глобулей в трепелах Приднестровья (до 15 $\mu\text{к}$) и значительно более тонкая размерность опаловых глобулей в разрезах Фокино и Зикеево (1—3 $\mu\text{к}$). Кроме того, и в фокинском и в зикеевских трепелах примесь глинистого и песчаного материала весьма высока и лишь в редких прослоях снижается до 10—15%, в то время как в приднестровских трепелах она не превышает 5%. Глаукоцит и цеолиты в трепелах Приднестровья содержатся в исчезающе малых количествах (редко 1—2%), в то время как в разрезах Зикеево и Фокино эта примесь постоянна, и цеолиты обнаруживаются практически в каждом поле при просмотре препаратов в сканирующем электронном микроскопе.



Фиг. 3. Трепел, сканирующий электронный микроскоп
 а — глобулярные частицы с перекрывающей их примесью монтмориллонита (месторождение Зикеево), $\times 1000$; б — глобулярные частицы могилев-подольского трепела, лишенные ребристых оторочек после обработки NaOH, $\times 3000$

Уже это краткое сравнение позволяет сделать вывод, что, хотя геологический механизм рассматриваемого элемента глауконит-кремнистой формации (пачки трепелов и сопровождающих их синхронных пород) в обоих случаях был идентичным, в центральных районах Русской платформы (Калужская, Брянская области) на этот механизм накладывались специфические процессы, приводящие к образованию бентонитов, опок и к общему «загрязнению» собственно трепелов инородным материалом. Эти процессы сказались не только на литологическом составе толщ и минералого-петрографических признаках трепе-

лов, но и на характере цепочечных кремней и окремнелых трепелов, развитых в обоих регионах. Если в Приднестровье представлен весь ряд кремней — «склеенный трепел» с гнездами сливного кремня, то в разрезах Фокино и Зикеево эти формы плотных стяжений представлены лишь конечным их членом (склеенные массы трепелов с ячейками сливных кремней). При этом в образовании таких желвачков принимали участие не идеально чистые трепелы, а трепелы с добавкой глинисто-песчано-глауконитовой примеси. Визуально желвачки типа «склеенных трепелов» здесь не отличимы от лент и цепочек песчанистых опок. Лишь детальное микроскопическое исследование позволяет расчленить кремнисто-трепельные желваки и опокы. Последние не содержат монокристаллических гнезд халцедона, а сложены гомогенным изотропным кремневым материалом (опал и кристобалит), в котором гнездами рассеяна примесь глауконитовых и обломочных зерен и более равномерна примесь глинистого материала. Наряду с узнаваемыми типами уплотненных силицитов в разрезах Зикеево и Фокино присутствуют промежуточные формы, лишенные гомогенных халцедоновых ядер, но ассоциирующие в едином тонком слое с собственно трепелами и составляющие лишь различно уплотненные участки единого трепельного слоя. Такие же желвачки (без халцедоновых участков) присутствуют и в приднестровских трепелах.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТРЕПЕЛОВ

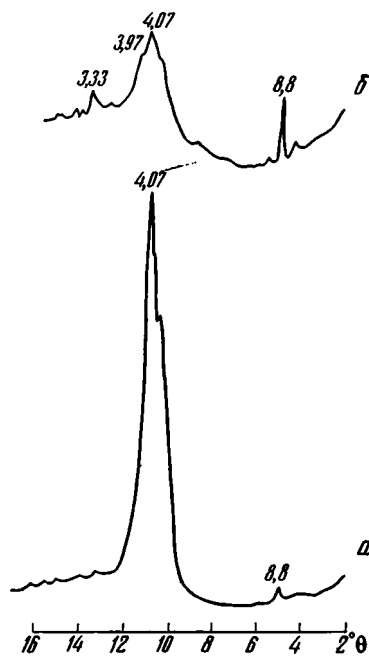
Главным породообразующим компонентом изученных трепелов является глобулярный опал.

Применение сканирующего электронного микроскопа позволило детально изучить морфологию опаловых глобулей. На фигурах 2, 3 видно, что частицы, слагающие трепелы разных месторождений, построены достаточно тождественно. Поверхность их имеет ребристый вид. Размеры наросших пластинок (ребер) могут быть различными, от долей до 1—2 мк, но присутствие их обязательно во всех изученных нами образцах трепелов.

Обработка крупной фракции трепела (5—10 мк) 10%-ным раствором NaOH в течение 20 мин. при 90°C привела к частичному растворению глобулей с поверхности и к изменению их очертаний (см. фиг. 3, б). Снятие ребристой оторочки с шариков сопровождается резким снижением интенсивности пика 4,07 Å (кристобалит) на дифрактограммах (фиг. 4) и усилением гало в области 8—16°θ, что свидетельствует о возрастании относительной доли опала.

Приведенные данные позволяют интерпретировать поверхностную ребристую зону шаровидных зерен трепелов как внешнюю кристобалитовую оторочку на опаловом ядре.

Вторым минеральным компонентом трепелов являются цеолиты группы гейландита. Выделенные мономинеральные фракции цеолитов были изучены оптическим, рентгеновским и термическим ме-



Фиг. 4. Дифрактограммы фракции 5—10 мк из трепела (разрез Могилев-Подольский)

Образец: а — исходный, б — после обработки NaOH

Таблица 1

Рентгеновская характеристика цеолита из могилев-подольского трепела

Природный				Прокаленный при 400° С			
I	d	I	d	I	d	I	d
25	8,9	100	3,95	35	8,8	100	3,95
10	7,9	8	3,42	30	7,8	15	3,35
5	5,2	6	3,16	10	5,2	10	3,16
		15	2,96			25	2,95
7	5,06	5	2,78	15	5,06	15	2,77

Таблица 2

Химический состав могилев-подольского трепела и цеолита, выделенного из этого же образца, %

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-
Трепел	89,23	0,04	1,86	0,97	0,07	2,31	Следы	0,13	0,43	2,21	2,49
Цеолит	65,50	—	11,75	1,59	—	0,33	1,68	0,83	1,47	12,50	4,35

годами. Показатель преломления цеолита из могилев-подольского трепела составляет $1,480 \pm 0,002$. Рентгеновская характеристика его приведена в табл. 1, а химическая — в табл. 2. Сравнение приведенных данных позволяет заключить, что изученный цеолит из трепела представлен клиноптилолитом.

В исчезающе малых количествах в приднестровских трепелах присутствуют глауконит и пирит. Эти минералы выполняют полости в спиклах губок, которые в свою очередь являются лишь примесным компонентом трепелов. В зикеевском трепеле некоторое количество глауконита можно отметить вне связи со спиклами губок.

Таблица 3

Гранулометрический состав трепелов, %

Фракция, мк	Трепел			Фракция, мк	Трепел		
	могилев-подольский	фокинский	зикеевский		могилев-подольский	фокинский	зикеевский
>50	31	1	4	2—5	4	31	24
10—50	20	7	42	1—2	Следы	15	11
5—10	43	22	11	<1	2	24	8

Монтмориллонит концентрируется практически полностью во фракциях мельче 1 мк. В приднестровских трепелах он содержится в количествах не более 3% (табл. 3), но в зикеевских и в фокинских трепелах количество монтмориллонита достигает 24%.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренный материал позволяет прийти к весьма важному выводу о подвижности кремнезема в зоне седиментации в «нормальных условиях»² и о способности кремневых образований к структурным перестройкам в постседиментационные стадии. С нашей точки зрения, крайне важным является то обстоятельство, что первично выпавший из

² Имеются в виду условия, господствующие на земле в зоне седиментации: реки, озерные и морские бассейны. Не рассматриваются кратерные или содовые озера и т. п.

истинного или коллоидного раствора осадок литифицируется с различной скоростью, которая зависит в значительной степени от размеров гелевых частиц. Частицы до 30—50 мк (трепел) литифицируются в самую начальную стадию диагенеза, а возможно, еще в процессе седиментогенеза. Во всяком случае, деформированных частиц в трепелах не отмечено. Склеенные шарики трепелов встречаются часто, но процесс склеивания не изменяет деталей их сложной поверхностной скульптуры. Частицы более крупных размеров имеют формы приспособления к другим, изначально твердым фрагментам пород, но природа кристаллического или аморфного кремнезема, возникшего при литификации, прямо зависит от размера частиц (и скорости литификации). Глобулярные частицы трепелов сложены опалом и кристобалитом. Крупные капли, желваки или пластовые тела в тех же пачках представлены халцедоном.

Таким образом, кремневые образования оказываются способными сохранить ту степень упорядоченности кристаллической структуры, которая была «дозволена» при их литификации. В сеноманских отложениях в равной мере «живучими» оказались и формы опала (глобули трепелов, спиккулы или их фрагменты, раковинки радиолярий и панцири диатомей), и формы кристобалита, сосуществующие с халцедоном и опалом в единых пластах, и кристаллики кварца, выстилающие полости жезд в халцедоновых кремнях. Эта консервативность различных форм кремнезема, образовавших твердую субстанцию в седиментогенезе или в раннем диагенезе, иллюстрирует крайне малую геохимическую активность кремнезема кремней и трепелов.

Эпигенетических псевдоморфоз кремнезема по другим фрагментам пород в этом типе силицитовых накоплений не отмечается. Каких-либо процессов вторичного гипергенного окремнения пород, контактирующих с кремнями или трепелами, также не отмечается. Вся гамма новообразований, связанных с выпадением той или иной формы кремнезема в осадок или с замещением кремнеземом инородных тел (раковины, обломки древесины и т. п.), имеет место лишь на тех стадиях жизни осадка, когда кремневый гель существовал как гель, как модификация коллоидного раствора и когда контактирующие с ним воды были резко недосыщены SiO_2 .

Именно на это обстоятельство обратили внимание Г. Хардер и В. Флеминг (Harder, Fleming, 1967), показавшие, что процессы формирования аутигенных глинистых минералов, равно как и формирование кристаллов кварца из геля SiO_2 , возможны лишь в случае резкого недосыщения контактирующих вод SiO_2 (по отношению к растворимости аморфного кремнезема). При высоких концентрациях SiO_2 в растворе над осажденным гелем SiO_2 ни формирования аутигенных глинистых минералов, ни образования кристаллов кварца из геля не происходит. После образования твердой фазы (опаловой, халцедоновой, кварцевой) дальнейшая ее структурная переработка столь затруднена и требует приложения столь больших количеств энергии, что эта твердая фаза оказывается чрезвычайно устойчивой и не способной к перекристаллизации даже за весьма значительные отрезки геологического времени.

С этим обстоятельством связана и пассивность твердых фаз кремнезема (трепелы, диатомиты, кремни), в контакте с которыми сосуществуют фрагменты карбонатных раковин, пустоты, полости, трещины в самих кремневых осадках и т. п. Эпигенетическое или гипергенное выполнение таких полостей кремнеземом или замещение кремнеземом карбонатных раковин либо не отмечается, либо имеет место в крайне незначительных масштабах. Гораздо более интенсивно развито вторичное окремнение пород, связанное с начальными стадиями их существования (ранний диагенез). Выполнение ходов илоедов, каналов в спиккулах и замещение халцедоном или опалом карбонатных фрагментов осадка, захваченных внутрь кремневых желваков, наблюдается достаточно ши-

роко. По-видимому, присутствие в породах сингенетического или ранне-диагенетического опала, а также раннее зональное выполнение пустот с сохранением модификаций кремнезема в пределах каждой зоны может свидетельствовать о том, что породы не претерпели сколько-нибудь значительных воздействий температуры и не были подвержены действию активных вод.

В литературе неоднократно высказывалось мнение о различной растворимости разных органогенных опаловых фрагментов (Самойлов, Рожкова, 1925; Страхов, 1965; Сеньковский, 1963; Levin, 1961). Именно с различной растворимостью спикул разных видов губок и панцирей разных диатомей связывается возможность последующей цементации биогенных пород опалом и энергичного эпигенетического перераспределения кремнезема в биогенных силицитах. Оптическое исследование биогенных силицитов действительно позволяет наблюдать полурастворившиеся биогенные кремневые фрагменты. Особенно часто они присутствуют в литифицированных спикуловых силицитах и в ряде случаев в опоках (панцири диатомей и спикулы). Однако опоки — это специфический тип пород, описанный нами ранее (Муравьев, 1973) и не рассматриваемый в настоящей статье. Литифицированные спикуловые силициты действительно представляют интереснейшее образование, а способность спикул к растворению и замещению самым разнообразным материалом (халцедоном, кристобалитом, глауконитом, фосфатами) заслуживает внимательного исследования. Сравнительно быстрое постседиментационное изменение спикул можно объяснить повышенным содержанием воды в опале спикул (до 20%, в то время как в опале панцирей диатомей или в опале трепельных шариков содержание воды существенно ниже, 4—6%).

Ниже приведены данные по содержанию воды в опалах, определенные методом дериватографического изучения: глобулярный опал могилев-подольского трепела — 4,5% H_2O ; панцири диатомей (палеоген Примугоджарья) — 6,5%; панцири пресноводных диатомей (неоген Харьковской области) — 6%; спикулы губок (палеоген Экибастуза) — 20%.

Принимая во внимание возможность литификации спикуловых силицитов, мы тем не менее не можем объяснить этим процессом формирование пластовых кремней или трепелов. Наблюдения над кристаллизацией кварца, халцедона или люссатита в поровых пространствах песчаников, а также над формированием опаловых или халцедоновых тел (пластов, желваков, глобулей) позволяют прийти к выводу, что чем мельче гелевый сгусток кремнезема, тем быстрее он литифицируется и тем меньше вероятность мобилизации SiO_2 из этой тонкодисперсной массы для дальнейшего его перераспределения. Первичная ориентация цепочек полимеризованной кремнекислоты, как, например, при крустификации зерен или поверхности полостей, предопределяет в значительной мере появление люссатита или волокнистого халцедона с отрицательным удлинением волокон. В данном случае скорость полимеризации и выпадения кремнезема из раствора может играть ведущую роль в процессе формирования люссатита или халцедона. Сосуществование глобулярного опала и халцедона лишний раз свидетельствует об устойчивости глобулярного опала.

Кристаллизация халцедона осуществляется, по-видимому, лишь из значительных, неразобоченных и незагрязненных масс кремневого геля, и появляющиеся в нем при старении внутренние напряжения должны способствовать упорядочению структуры возникающей твердой фазы (но не в форме крупных монокристаллов). Крупные полости в пластовых халцедоновых кремнях (разрез Гринчук), выполненные бентонитами, выстланы не халцедоном, а опалом и кристобалитом, но кремнезем, участвующий в сложении зернистой массы в нижних зонах полостей,

представлен глобулярным опалом. Лишь трещины синерезиса в массе монолитных кремней выстилаются тонкими корочками, состоящими из мелких кристалликов кварца. Надо полагать, что кварц здесь кристаллизуется из остаточного раствора при медленном снижении растворимости SiO_2 . Такое снижение неизбежно должно происходить по мере кристаллизации халцедона, поскольку в системе возрастает количество субмикроскопических кристалликов кварца, служащих одновременно затравочными центрами кристаллизации. Одновременно внешние участки субкристаллического кварца (халцедон) могут играть роль кристаллических зародышей на стенках жеод.

Рассмотренные особенности форм выделения SiO_2 при литификации осадка позволяют сделать вывод о первичной гелевой природе кремнезема, участвовавшего в седиментационном процессе. Да вряд ли можно допустить накопление собственно кремневых толщ мощностью до 15 м, происходящее на обширных пространствах и на различном удалении от берега, в которых не обнаруживается стратифицированной терригенной или иной примеси, разобщающей кремневую толщу. Формирование таких толщ может происходить лишь при геологически мгновенном появлении в бассейне седиментации значительных масс кремнезема, подавивших фоновый процесс осадконакопления. Такова трепельно-кремневая пачка верхнего сеномана в Приднестровье (валунчатые кремни, по Ю. М. Сеньковскому, 1963). Аналогична природа нижней трепельно-кремневой пачки, содержащей пласты монолитных кремней, приуроченных к участкам погружения домелового рельефа.

Нам представляется, что единственным механизмом, способным доставить мгновенно большие количества SiO_2 в бассейн седиментации и подавить в отдельных его участках фоновый процесс отложения терригенных или биогенных осадков, может быть гидротермальная деятельность. Этому предположению не противоречат ни геологическая позиция кремнево-трепельных толщ, ни положение их в теле формации. Кремнево-трепельные толщи появляются в начальные стадии развития дифференцированных движений земной коры и палеогеографически тяготеют к зонам резкого перегиба дна. Именно в этих зонах и на этой стадии геологического развития платформенного региона максимально возможно появление трещинных разломов, обеспечивающих серьезную интенсификацию гидротермальной деятельности.

Гелевая природа макроформ, представленных пластообразными телами халцедоновых кремней с внутренними полостями и трещинами синерезиса, с натечными образованиями в кровле и подошве пластовых тел, а также ярко выраженный колломорфный характер микровыделений в порах, трещинах и пустотах рассматриваемых пород позволяют предположить следующую картину формирования кремнево-трепельной толщи.

Большие массы кремневого геля могли формироваться при соприкосновении термальных вод, содержащих высокие количества растворенного SiO_2 , с морской водой. Разорванные во времени импульсы подачи кремнезема в бассейны отражены в строении пластов кремня. В моменты, соответствующие плоскостям раздела кремневого пласта, на уже застывающий гелевый осадок SiO_2 осаждалась пленка пепла (будущие линзы бентонитов) или пленка продуктов гидролиза (будущие линзы железной охры), смешанных с некоторыми количествами терригенного материала. Впоследствии новый импульс, доставивший новые порции кремневого геля в бассейн, сместил эту пленку по кровле нижнего слоя, образовал вихревые комки ила и запечатал их по плоскости шва, делаящего пласт кремня на слои. В этих запечатанных отстойниках вещество осадка (ила) претерпело механическую дифференциацию и в дальнейшем трансформировалось в минеральные фазы современного вида.

Формирование кремневого геля, происходившее на контакте насы-

щенного SiO_2 раствора и морской воды, должно сопровождаться распылением значительных масс гелевых капель, взвешенных в воде. Суспензионное облако, сопровождающее текущий по дну гель, служило наполнителем осадка из желваков кремня и распространялось в отдаленные участки бассейна. В этих участках суспензия опаловых глобул оседала в виде самостоятельных слоев и в смеси с господствующими в этих участках элементами осадка. Именно на некотором удалении от источника кремневого геля появляются чистые трепелы и проявляется импульсный характер подачи кремнезема в бассейн. Это выражается в возрастающей четкости стратификации кремней и одновременном снижении роли SiO_2 в формировании толщ в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Аскочинский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1973.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины, Тр. ИГН АН СССР, М., 1954, вып. 156.
- Муравьев В. И. О генезисе опок.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 4.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Рожкова Е. В. К номенклатуре кремневых отложений. В кн.: Материалы по изучению трепела и диатомита в СССР.— Тр. Ин-та прикл. минерал. и металлург., М., 1929, вып. 42.
- Самойлов Я. В., Рожкова Е. В. Отложения кремнезема органогенного происхождения.— Тр. Ин-та прикл. минералог. и металлург., М., 1925, вып. 18.
- Сеньковский Ю. М. Літологія верхньокрейдових відкладів середнього Придністров'я, Київ, «Наукова думка», 1963.
- Сеньковский Ю. М. Силіцити крейди південно-західного схилу східно-європейської платформи. Київ, «Наукова думка», 1973.
- Сеньковский Ю. М., Шуменко С. І. Електронно-мікроскопічне дослідження верхньокрейдових трепелів Ямпільського Придністров'я.— Докл. АН УРСР, 1972, № 3.
- Страхов Н. М. Проблемы осадочного породообразования в освещении В. П. Казаринова.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., ГНТИ по геологии и охране недр, 1958.
- Harder H., Flehming W. Bildung von Quarz aus verdünnten Lösungen bei niedrigen Temperaturen. Naturwissenschaften, 1967, v. 54.
- Lewin J. C. The dissolution of silica from diatom walls. Geochim. et cosmochim. acta, 1961, v. 21, No. 3—4.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
17.XII.1974

О РАСПРОСТРАНЕНИИ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ДАВСОНИТА

Е. Ф. СТАНКЕВИЧ, Ю. В. БАТАЛИН

Давсонит — $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$ — встречается почти во всех стратиграфических подразделениях фанерозоя, начиная с кембрия. Его проявления известны на всех континентах, кроме Антарктиды. Обычно он бывает представлен сноповидными, пучковидными и сферолитовыми агрегатами, образует микролисточки, волосовидные и игольчатые микрокристаллы. Розетки и глобулы давсонита выполняют мелкие трещины в терригенных и туфогенных породах. Образование его происходит при воздействии высокощелочных растворов, содержащих повышенные количества карбонатов и бикарбонатов натрия, на алюмосиликатные и глиноземистые минералы. Давсонит является полигенетическим минералом, его появлению способствует присутствие в породах пирокластического материала.

Давсонит, или даусонит (dawsonite), — карбонат алюминия и натрия — $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$ — впервые был найден в Канаде в прошлом столетии близ Монреаля в полевошпатовой дайке, связанной с габбро-сиенитовым штоком мелового возраста и секущей ордовикские известняки (Stevenson, Stevenson, 1965). Минерал считался редким гидротермальным образованием и долгое время почти не привлекал внимания. Во второй половине нашего столетия обнаружилось, что запасы его в эоценовых горючих сланцах формации Грин-Ривер во впадине Пайсинес-Крик (штат Колорадо, США) достигают 24,5 млрд. т или в пересчете на окись алюминия — 8,5 млрд. т, что значительно превышает запасы глинозема в бокситовых месторождениях Мира (Smith, Milton, 1966; Дини, Хайт, 1970). Среднее содержание давсонита в породах при мощности давсонитоносных сланцев 191 м оценивается в 10,7%. Минерал хорошо извлекается из пород 2%-ной кислотой и несколько хуже — 2%-ной щелочью. Технологическое решение комплексного получения «смолы» (углеводородов) и окиси алюминия из горючих сланцев при реторной обработке (реторты 9 и 136 т) в США сдерживается только проблемой ликвидации богатых фенолами сточных вод (Чамберс, 1970).

Давсонит является типично содовым минералом и в озерно-континентальной формации Грин-Ривер ассоциирует с нахколитом, шортитом, нортупитом, троней и другими минералами эвапоритов содового типа (Баталин и др., 1973). Здесь давсонит представлен микрокристаллами, рассеянными в битуминозных сланцах и других терригенных и терригенно-карбонатных породах, реже образует тонкие прослои или выполняет мелкие трещинки и пустотки. В отдельных горизонтах его содержание достигает 25% (De Voto a. o., 1970).

В Танзании в плейстоценовых озерно-аллювиальных отложениях ущелья Олдувай давсонит образует сферолиты, розетки, волокнистые кристаллы и тонкие прожилки (Нау, 1970).

Широко распространен давсонит в Сиднейском угольном бассейне (Австралия), где он встречен в пермских алевролитах, песчаниках и

доломитах формации Берри и свиты Грета-Коул и в аргиллитах, песчаниках, конгломератах и углях свиты Синглетон. Он образует сноповидные, пучкообразные и сферолитовые агрегаты, почковидные скопления, заполняет пустотки и трещинки (Loughnan, See, 1967; Goldbery, Loughnan, 1970; Loughnan, Goldbery, 1972).

Тонкопластинчатые и волокнистые агрегаты давсонита встречены в цеолитизированных породах группы Идзуми кампан-маастрихтского возраста в Японии. Они прослеживаются в виде жил, прожилок, известковистых включений в аргиллитах и кварц-кальцитовых жилах (Aikawa a. o., 1972). Давсонит обнаружен также в известковистых сланцах в Албании; в виде радиально-лучистых розеток и глобул в кембрийских филлитах и кварцитах Бельгийских Арденн; в прожилках в известковых сланцах и доломитизированных песчаниках, пересеченных трахитом, в Тоскане; в трещинах известковистых песчаников и вулканических пород Алжира и в виде микроигльчатых кристаллов в анальцимолитах среди докембрийских известняков, пересеченных жилами долеритов, габбро, пегматофиров и фельдшпатидов Адара в Мавритании (Баталин и др., 1971; Smith, Milton, 1966; Tassel, 1962; Blane a. o., 1971). Интересны проявления давсонита в газовой-жидких включениях в кварце и кварцевых прожилках в гранитах на руднике Ориенталь в штате Калифорния (США). Представлен он здесь микролисточками, волосовидными и игльчатыми микрокристаллами (Coveney, Kelly, 1971).

В СССР давсонит впервые был выявлен в Закарпатье (Лазаренко, Мельников, 1969). По данным Я. В. Маслякевича (Баталин и др., 1975), минерал здесь находится в известковистых песчаниках, аргиллитах, туфах и мергелях кайнозоя и мезозоя и обычно замещает карбонатный цемент, образует гнезда, выполняет полости и мелкие трещинки. Для него характерны белоснежные и шелковистые сферолитоподобные и сноповидные агрегаты, глобулы, прожилки из тонких волокон. Наибольшим содержанием давсонита отличаются тонкие прослои вулканических туфов (до 50—60 и даже 90%).

На Дружковско-Константиновском участке Донбасса (Білоус, Кузнецова, 1969) давсонит известен в полевошпатовых песчаниках исаевской свиты (верхний карбон) на ртутных рудопроявлениях и образует гнездообразные скопления белых с шелковистым блеском тонких, игльчатых, спутанно-волокнистых, реже сноповидных кристаллов.

В Припятской впадине давсонит представлен мелкими игльчатыми удлиненно-пластинчатыми или призматическими кристаллами среди бокситоносных кор выветривания нижнего карбона. Его содержание в отдельных горизонтах может достигать 76 (Осташковичская площадь) — 82% (Заозерная площадь) (Куручка и др., 1972; Баталин и др., 1975). По данным Л. М. Бириной (1973), в скв. 11 Осташковичской площади в турнейских отложениях давсонит встречен в виде глобул белого цвета. В давсонитоносных пластах, по ее данным, имеются стяжения гематита, внутри которых присутствуют выделения голубовато-серого тонкокристиаллического ангидрита.

В Кузбассе давсонит обнаружен в песчаниках, алевролитах и аргиллитах балахонской серии в Крапивинском и Верхнетерсинском районах. Представлен он очень мелкими игльчатыми, волокнистыми кристаллами и их лучистыми и сноповидными агрегатами, которые развивались по пепловому материалу (Волкова, Рекшинская, 1973). Минерал может присутствовать в виде вторичного цемента, агрегатов, послонных оторочек, заполнения микротрещин вблизи растительных остатков. В. И. Бгатов и А. В. Ван (1974) отмечают, что давсонит является наиболее поздним эпигенетическим новообразованием в породах алыкаевской (C_{2+3}) и усятской (P_1) свит.

На северо-востоке Прикаспийской впадины в татарских и юрских отложениях на соляных куполах Кенкияк и Акжар (Актюбинская об-

ласть) давсонит был обнаружен в песчаниках в законтурной части нефтяных скважин вместе с К-монтмориллонитом (Муравьев, 1974; Тимофеев и др., 1974).

Недавно тонкопластинчатый минерал типа давсонита был найден в карбонатных жилах, секущих фойяиты с лампрофирами Хибинского щелочного массива (Минаков, Дудкин, 1974).

Таким образом, проявления давсонита в настоящее время установлены в различных геологических обстановках и в образованиях широкого стратиграфического диапазона. Вместе с тем обращает на себя внимание приуроченность большинства из них к осадочным, преимущественно терригенно-карбонатным, часто битуминозно-угленосным и туфогенным породам, а также сравнительная близость (однотипность) морфоструктурных форм проявления давсонита. Это свидетельствует, по-видимому, об аналогии (общности) процессов давсонитообразования.

Действительно, анализ парагенетических ассоциаций известных проявлений давсонита (табл. 1) показывает, что для них характерно преобладание карбонатов кальция и магния (кальцит и доломит), свободного кремнезема (кварц, опал, халцедон), аутигенных алюмосиликатов (альбит, ортоклаз, анальцит, клиноптилолит, филлипсит, эрионит, шабазит, лафлинит, сирлезит, гаррелсит, монтмориллонит и т. д.), окислов и гидроокислов алюминия (нордстрандит, гиббсит, бёмит), сульфидов (пирит, марказит, киноварь, галенит, халькопирит) и реже других минералов (флюорит, барит, баритокальцит). Однако соотношения между ними в конкретных парагенезах различные, что связано с генетическими особенностями проявлений давсонита.

Так, в формации Грин-Ривер (впадины Пайсинес-Крик, Уинта) и в отложениях ущелья Олдувай давсонит сопровождается другими карбонатами натрия (нахколит, шортит, нортупит и др.), которые отсутствуют в остальных проявлениях. Наряду с содовыми минералами в них развит галит, характерный для эвапоритовых образований. Это свидетельствует о происхождении давсонита и сопровождающих его минералов при концентрировании озерных содовых вод (Smith, Milton, 1966; De Voto a. o., 1970; Нау, 1970; Баталин и др., 1971, 1973.). При этом давсонит и гиббсит образуются преимущественно при преобразовании терригенных и пирокластических алюмосиликатов под действием высокощелочных растворов на стадиях диагенеза и эпигенеза, а возможно, и на стадии собственно седиментогенеза. Эти и подобные им проявления давсонита относятся к лимногенному (озерному) седиментационно-эпигенетическому типу (Баталин и др., 1973.). Пирит и марказит в этом типе возникают при биогенном восстановлении сульфатов (Милтон, Югстер, 1961).

В ущелье Олдувай давсонит образуется также при современном выветривании нефелиновых туфов в условиях высокощелочной среды (Нау, 1963).

С гипергенными процессами формирования бокситоносных кор выветривания и их переотложения в щелочных (содовых) озерах связано, как считают В. П. Курочка и др. (1972), накопление давсонитосодержащих пород в каменноугольных отложениях Припятской впадины. Об этом свидетельствуют высокие концентрации давсонита в отдельных горизонтах и его тесная ассоциация с гиббситом, бёмитом, кальцитом, доломитом и каолинитом. В более поздних работах В. П. Курочка пришел к выводу, что проявления давсонита обязаны эпигенетическим преобразованиям преимущественно монтмориллонитовых глинистых пород под влиянием щелочных вод в альпийский этап тектогенеза (Баталин и др., 1975). Близкие взгляды были высказаны также и Л. М. Бириной (1973), которая связывает появление давсонита в турнейских отложениях Припятской впадины с воздействием на осадочные породы глубинных эманаций, богатых углекислотой и натрием, в начале визейского века.

Образование давсонита в песчаниках на солянокупольных поднятиях Кенкияк и Акжар В. И. Муравьев (1974) объясняет воздействием щелочных термальных вод, сопровождавших мигрировавшую в эти структуры нефть, на минералы вмещающих пород. Важно отметить, что здесь под влиянием щелочных (содовых) термальных вод произошло замещение гидрослюдасто-хлоритовой ассоциации минералов на монтмориллонитовую.

Проявления давсонита, предположительно относимые к гидротермальному типу, отличаются присутствием, кроме пирита и марказита, других сульфидов — киновари, халькопирита, арсенопирита, реальгара, галенита, вюртцита; иногда встречается золото. Большей частью выделения сульфидов ограничиваются зонами трещиноватости и тектонических нарушений. К ним относятся проявления Бельгии, Мавритании, Алжира, Албании, Италии, Канады, США (рудник Ориенталь). Образование давсонита в них происходило при преобразовании алюмосиликатных минералов и глинозема под влиянием термальных подземных содовых вод с повышенным содержанием бикарбонатов натрия (Coveney, Kelly, 1971). Эти воды приносили также медь, мышьяк, свинец, ртуть и другие металлы, которые, как известно, обладают высокой растворимостью в содовых растворах.

Кальцитовые давсонитоносные жилы, секущие фойиты и лампрофиты Хибинского щелочного массива, рассматриваются Ф. В. Минаковым и О. Б. Дудкиным (1974) как карбонатитовые образования, которые возникли после жильных пород, секущих герцинскую щелочную интрузию, в результате расщепления базальтовой магмы. Однако более вероятно, что карбонатные жилы и давсонит образовались под воздействием термальных щелочных вод.

На соляных куполах Дружковско-Константиновского и Адамовского участков Донбасса происхождение давсонита принято связывать с гидротермальными процессами (Білоус, Кузнецова, 1969). Однако не исключена вероятность, что частично преобразование алюмосиликатных пород в давсонитоносные осуществлялось под действием высокощелочных содовых вод гидрокарбонатно-натриевого состава, сформировавшихся под влиянием процессов окисления углеводов и генерации больших количеств углекислого газа.

В Закарпатье образование давсонита первоначально также определялось как гидротермальное (Лазаренко, Мельников, 1969). Однако Я. В. Маслякевич (Баталин и др., 1975) пришел к выводу, что давсонит образовался за счет подводного выветривания (гальмиролиза) вулканического пепла на дне водоемов с щелочной водой или в процессе последующих диагенетических и эпигенетических его преобразований. Возможно, что преобразованию подвергался и другой алюмосиликатный материал. Характерно, что при удалении от разломов и интрузивных тел содержание давсонита в породах возрастает.

Воздействием низкотемпературных растворов с высокой концентрацией бикарбоната натрия на монтмориллонит, каолинит и другие алюмосиликаты объясняется (Aikawa a. o., 1972) образование давсонита в цеолитизированных породах группы Идзуми, в Японии.

Минеральные ассоциации в проявлениях давсонита Кузбасса и Сиднейского бассейна в Австралии занимают как бы промежуточное положение между парагенезисами в лимногенном и гидротермальном типах. В них отсутствуют как карбонаты и бикарбонаты натрия, так и сульфиды полиметаллов. Происхождение проявлений давсонита, связанных с мощными угленосными сериями, скорее всего обязано воздействию подземных щелочных вод, содержащих бикарбонаты натрия, на алюмосиликатные минералы. Однако в отличие от гидротермального типа формирование щелочных вод в этих толщах происходило на месте. Основными факторами, способствующими их появлению, является наличие натрие-

Таблица 1

Парагенезы минералов в проявлениях давсонита

Местоположение проявления	Геологическая приуроченность	Галит	Содовые минералы	Карбонаты кальция и магния	Сидерит, анкерит	Кварц, опал, халцедон	Полевые шпаты	Анальцим	Цеолиты	Глинистые минералы			Боросиликаты	Оксиды алюминия	Сульфиды железа	Сульфиды свинца, цинка, меди, ртути, мышьяка
										каолинит	монтмориллонит	остальные минералы				
США, штат Колорадо, впадина Пайсинес-Крик	Битуминозные сланцы эоценовой формации Грин-Ривер	+	+	+		+	+	+			+	+	+	+	+	
США, штат Юта, впадина Уинта	Битуминозные сланцы эоценовой формации Грин-Ривер		+	+	+	+	+	+		+	+	+	+		+	
Танзания, ущелье Олдувай	Озерно-аллювиальные плейстоценовые цеолитизированные туфоносные отложения	+	+	+		+	+	+	+		+	+			+	
СССР, Припятская впадина, Осташковичская площадь	Бокситоносные терригенно-карбонатные породы чернышенского надгоризонта нижнего карбона			+	+					+				+		
Там же, Заозерная площадь	Песчано-глинистые породы бобриковского надгоризонта нижнего карбона			+	+					+				+		
Австралия, Сиднейский бассейн; Южный Уэльс	Доломитизированные алевроиты угленосной формации Берри (пермь)			+		+		+		+	?	+		+		
Там же	Угленосная формация Синглетон (пермь)			+		+	+	+		?	?	?		+		
Там же, округ Дурхам	Песчаники в угленосных отложениях Грета Коул (пермь)			+		+	?	?								
СССР, Кузбасс, Крапивинский район	Терригенно-карбонатные угленосные породы Балахонской серии			+	+	?	+			+	+	+				
Там же, Верхнетерсинский район	То же			+	+						+	+				

Япония, префектура Осака	Цеолизированные терригенно-туфогенные породы группы Идзуми (мел)		+	+	+	+	+	+	+	?	?	+		+	+	
СССР, Закарпатье, Вышковское рудное поле	Терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные образования кайнозоя		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		?	+	+
Там же, Углянско-Драговский район	Терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные образования кайнозоя и мезозоя		+		?	?					?	?				?
СССР, Донбасс, Дружковско-Константиновский участок	Угленосно-терригенная формация карбона на соляных диапирах		+	+								+			+	+
Там же, Адамовский участок	То же	+(?)	+	+	+	+	+		+						+	+
Бельгия, Арденны	Кембрийские кварциты и филлиты		+	+	+										+	+
Мавритания, Адрар, купол Ришат	Докембрийские известняки, пересеченные жилами долеритов и других пород		+		+		+					+	+			+
Алжир	Известковистые песчаники и вулканические породы		+													
Италия, Тоскана	Известковые сланцы и доломитизированные песчаники, пересеченные трахитом		+		+										+	
Албания	Известковистые сланцы		+													+
Канада, Монреаль	Полевошпатовая дайка в ордовикских известняках		+			+			+	+					+	+
США, штат Калифорния, рудник Ориенталь	Кварц и кварцевые прожилки в гранитах		+	+	+	+									+	+
СССР, Хибинский щелочной массив	Карбонатная жила в фойяите, пересеченном лампрофиром		+				+	+				+				

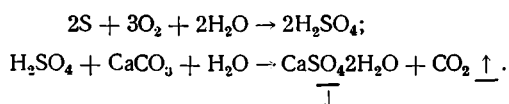
вых минералов, вулканического пепла и повышенное содержание углекислоты. Последнее обеспечивалось метаморфизацией органического вещества вмещающих угленосных или битуминозных пород. В этих условиях возникают щелочные содовые воды, воздействие которых на терригенный и туфогенный материал ведет к появлению цеолитов, анальцита, давсонита и других минералов. Таким образом, принципиальное отличие этих проявлений давсонита от лимногенных заключается в том, что высокощелочная (содовая) обстановка здесь возникает в результате катагенных преобразований осадочных пород, а не унаследуется от начальных стадий седиментогенеза. Эти процессы могут протекать довольно интенсивно.

Полигенетическую природу могут иметь проявления давсонита в Закарпатье, где не исключена вероятность былого существования минерализованных содовых озер, в которых давсонитизация пород началась с раннего диагенеза.

Озерно-континентальные отложения известны и среди угленосных серий Кузбасса и Сиднейского бассейна. Это, а также существование современных сильнощелочных торфяников и соответствующих им ископаемых углей (Мороз, Бабенко, 1973) позволяет предполагать возможность обнаружения в Кузбассе и в других угленосных бассейнах типично лимногенных седиментационно-эпигенетических проявлений давсонита.

На некоторых проявлениях давсонита (Припятская впадина, Адамовский участок Донбасса, Углянско-Драговский участок Закарпатья, формация Берри в Австралии), кроме приведенных в табл. 1 минералов, присутствуют также сульфаты кальция — гипс и ангидрит, которые считаются «запрещенными» для описываемого парагенеза. Нам представляется, что сульфаты кальция в этом случае являются наложенными и более поздними, чем давсонит. Наглядным примером вторичного появления сульфатов кальция в содоносных образованиях служит совместное залегание гипса и троны на травертинах некоторых термальных источников Южного Памира (Гарм Чишма на р. Гарм Чишме, Бахмыр). Изучение условий образования травертинов Памира позволило выяснить настоящую причину появления гипса.

Вместе с карбонатами кальция и тронной из термальных вод содового типа садится самородная сера, образующаяся при окислении растворенного сероводорода в воде упомянутых источников. Позднее происходит дальнейшее окисление серы и образование гипса по реакции:



Самородная сера приурочивается к верхней части тонких прослоев и линз гипса, где она не успела полностью окислиться.

В давсонитоносных породах появление гипса и ангидрита, вероятно, объясняется окислением сульфидов железа, которые постоянно в них присутствуют. Процесс этот может проявляться на разных этапах литогенеза в окислительной обстановке.

Как сейчас установлено, проявления давсонита встречаются в породах различного возраста (начиная с кембрия) и происхождения и относятся к гипергенному, лимногенному, катагенному и гидротермальному типам (Баталин и др., 1973₂). Несмотря на определенные различия этих типов, ведущая роль в образовании давсонита принадлежит воздействию высокощелочных растворов, содержащих карбонаты и бикарбонаты натрия, на алюмосиликатные и глиноземистые минералы (Бушинский, 1971; Баталин и др., 1971). Процессы давсонитообразования возможны как в поверхностных условиях, так и на глубине. В искусственной обстановке давсонит образуется во вторую стадию карбонизации алюминатных

растворов глиноземного производства. Экспериментально установлено, что он легко синтезируется при действии содо-бикарбонатным раствором на алюмогели (Смирнов, Лобанова, 1965; Besson et al., 1973). Процесс протекает быстрее с повышением концентрации бикарбоната натрия и температуры, а также при внесении затравки из углекислого натрия. Х. Бессон с соавторами (Besson et al., 1973) установили, что давсонит, особенно плохо закристаллизованный, легко переходит в бёмит. Присутствие в среде CO_2 повышает устойчивость минерала в растворе (Besson et al., 1973).

Аутигенные алюмосиликаты (см. табл. 1) являются обычными спутниками давсонита. Из них более характерны цеолиты (клиноптиллолит, морденит и др.), анальцим, монтмориллонит. При этом, по геологическим и физико-химическим данным, намечается следующая зависимость между их появлением и водной средой, в которой они образуются. При повышении минерализации щелочных вод содового типа в первую очередь образуются цеолиты, затем при более жестких условиях — анальцим, а при еще большем увеличении щелочности и минерализации воды — давсонит. И совершенно не случайно в содоносных отложениях (формация Грин-Ривер) наблюдаются новообразования альбита, свидетельствующие о сильнощелочных условиях.

Образованию давсонита, так же как и монтмориллонита, цеолитов и анальцима, сильно способствует присутствие в породах пирокластики. Однако исходным материалом для аутигенных давсонита, анальцима, цеолитов, монтмориллонитов (вероятно, и для щелочных бентонитов) могут быть любые алюмосиликаты, претерпевающие диагенетические и эпигенетические превращения в сильнощелочной (содовой) среде. Характерным примером в этом отношении служит появление давсонита и монтмориллонитизация гидрослюдисто-хлоритовых минералов в законтурной зоне нефтяных месторождений Кенкияк и Акжар в Северном Казахстане, что произошло под влиянием термальных щелочных вод, пришедших в структуру снизу вместе с нефтью (Муравьев, 1974; Тимофеев и др., 1974). Таким образом, определяющим будет не столько минералогический состав исходных алюмосиликатов, сколько внедрение из других водоносных горизонтов или формирование на месте содовых вод повышенной минерализации.

Содовые воды как поверхностные, так и подземные, широко распространены и могут формироваться в различной обстановке (Баталин и др., 1973; Станкевич, Баталин, 1973). В поверхностных условиях они чаще встречаются в местностях с аридным климатом (в зонах степей, полупустынь, лесостепей), который обуславливает повышение их минерализации. Однако появление давсонита в приповерхностных условиях отмечено только в Африке, в районе ущелья Олдувай.

Подземные содовые воды низкой минерализации (до 1 г/л) формируются преимущественно в зоне выветривания в умеренно промываемых изверженных, метаморфических и незасоленных осадочных и вулканогенно-осадочных породах. Наиболее благоприятные условия для их появления создаются в присутствии повышенных концентраций углекислоты. При затрудненном водообмене это способствует появлению содовых вод повышенной минерализации. В связи с этим становится понятной причина регионального распространения подземных содовых вод, часто повышенной минерализации, в верхних водоносных горизонтах угленосных бассейнов (Кузнецкий, Донецкий, Черемховский, Печорский и др.), в нефтегазоносных областях, в породах, богатых органическим веществом, и в районах современного или недавнего вулканизма в сфере влияния тепловых очагов, где идет генерация значительных объемов CO_2 . Высокой минерализации содовые воды могут достигать в аридной зоне на участках содового засоления. В песчано-глинистых нефтепродуктивных породах молодых нефтегазоносных бассейнов минерализованные

подземные содовые воды формируются одновременно с нефтегазообразованием и пользуются региональным распространением (Станкевич, 1971). Вероятно, воды именно такого происхождения и мигрировали в свое время вместе с нефтью в юрские горизонты соляных куполов Кенкиак и Акжар.

При решении вопроса о происхождении содовых вод надо всегда иметь в виду следующее обстоятельство. Возрастание общей минерализации подземных вод при эпигенетических преобразованиях осадочных пород происходит вследствие увеличения содержания хлора и, как правило, сопровождается появлением и увеличением содержания хлоридов кальция. Превращение вод повышенной минерализации (рассолов) в содовые мало вероятно. Поэтому естественно предположить, что появление благоприятной обстановки для давсонитизации алюмосиликатных пород будет ограничиваться глубинами залегания солоноватых и солевых вод. Однако и в зоне застойного режима подземных вод с хлоркальциевыми рассолами давсонитсодержащие неводоносные породы могут сохраняться, например в Припятской впадине.

При прогнозировании и поисках проявлений и месторождений давсонита следует различать: 1) первичные давсонитоносные толщи лимногенного происхождения совместно с содовыми эвапоритами и 2) наложенную давсонитизацию. Геологические условия образования лимногенных содовых эвапоритов нами были уже описаны (Баталин и др., 1973). Наложенная давсонитизация промышленного значения может возникнуть в алюмосиликатных породах, особенно обогащенных (но не обязательно) пирокластическим материалом, при региональном распространении подземных содовых вод повышенной минерализации. Поэтому

Таблица 2

Минерализованные содовые воды Закарпатья, Карпат и Кузбасса

Водоисточник и его адрес	Индекс воды по О. А. Але- кину	Минера- лизация	NaHCO ₃	Na ₂ SO ₄	Содовость, NaHCO ₃ ·100
					сумма солей
г/л					
Закарпатье					
Скважина 1-Т, Ужгород	C ₁ ^{Na}	30	26,5	1,1	87
Скважина 2-Т, Ужгород	Cl ₁ ^{Na}	52	9,5	0,2	18
Скважина 2, 880—903 м, Бере- гово	C ₁ ^{Na}	26	21,4	1,1	82
Скважина 201, Шаян	»	16	11,6	—	75
Источник Монастырский	»	9	4,9	—	55
Скважина 84, 90 м, Монастыр- ский	Cl ₁ ^{Na}	15	6,7	3,5	46
Скважина 130, 30 м, Драгово	»	13	6,4	—	48
Карпаты					
Источник Попитник	Cl ₁ ^{Na}	37	17,8	0,1	26
Источник 4, Гребочель	»	36	8,9	—	24
Скважина 149, Квасы	»	27	4,6	—	17
Скважина 121, 28,6 м, Межгор- ский	»	20	2,9	—	14
Скважина 6, Свалява	C ₁ ^{Na}	29	22,6	1,8	85
Кузнецкий бассейн					
Скважина 10к, 450 м, Южно- Борисовская структура	C ₁ ^{Na}	24	23,4	—	98
Скважина Абашевская, 2430— 2562 м	Cl ₁ ^{Na}	33	14,8	—	44
Скважина 1156, Убинский рай- он	C ₁ ^{Na}	9	8,1	—	90

прав Г. И. Бушинский (1971), когда указывает, что поисковыми признаками на давсонит являются щелочные минералы и щелочные (содовые) воды. Гидротермы, как и вообще любые термальные или другие содовые воды, могут обеспечить не региональную, а только локальную давсонитизацию пород вблизи трещин.

В Закарпатье, Карпатах, Кузбассе подземные содовые воды распространены регионально. Среди них встречаются воды повышенной минерализации (табл. 2), которые по своему составу могут считаться показателями содоносности (Баталин и др., 1973₁). Однако не исключено, что известные содовые воды этих районов формировались за счет растворения давсонитоносных пород.

Аналогичные содовые воды повышенной минерализации известны во многих других районах СССР: в Закавказье, Забайкалье, Западной Сибири, Казахстане, на Дальнем Востоке, Сахалине и Южном Памире (Станкевич, Баталин, 1973). Большой частью эти воды пространственно и генетически связаны с осадочными угленосными, битуминозными и вулканогенно-осадочными формациями, что свидетельствует о возможном обнаружении в них проявлений и месторождений давсонита. Это в свою очередь обуславливает целесообразность проведения специальных прогнозных и поисковых работ на давсонит как в районах известных его проявлений (Закарпатье, Донбасс, Припятская впадина, Кузбасс), так и на новых территориях (Закавказье, Северный Кавказ, Памир, Забайкалье и др.). Привлечение к таким работам научных и производственных организаций и успешное проведение этих работ позволит выявить в нашей стране новый вид сырья для алюминиевой и содовой промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

- Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Давсонит — возможный источник получения алюминия. — Разведка и охрана недр, 1971, № 7.
- Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М., «Недра», 1973₁.
- Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С. Закономерности размещения и перспективы выявления месторождений природной соды на территории СССР — Сов. геол., 1973₂, № 7.
- Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф., Касимов Б. С., Маслякевич Я. В., Дмитриев Ф. Л., Курочка В. П., Фролов Г. Н. Давсонит и перспективы его поисков в СССР. — Сов. геол., 1975, № 3.
- Бгатов В. И., Ван А. В. Давсонит в Верхнетерсинском районе Кузбасса и перспективы его поисков. — Сов. геол., 1974, № 11.
- Білоус І. Р., Кузнецова С. В. Давсоніт з Дружківсько-Костянтинівського ртутного рудопоявлення в Донбасі. — Доповіді АН УРСР. Серія Б, 1969, № 1.
- Бирина Л. М. Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
- Волкова А. Н., Рекишнская Л. Г. Давсонит в балахонской серии Кузбасса. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Дини Дж. Р., Хайт Р. Дж. Потенциальные запасы даусонита и нахколита в месторождениях горючих сланцев формации Грин-Ривер. — В кн.: Разработка и использование запасов горючих сланцев. Таллин, «Валгус», 1970.
- Курочка В. П., Фролов Г. Н., Дмитриев Ф. Л., Жукова М. А. О находке давсонита в Белоруссии. — Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 6.
- Лазаренко З. А., Мельников В. С. О давсоните из Закарпатья. — Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1969, № 23.
- Милтон Ч., Югстер Х. П. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер. — В кн.: Геохимические исследования. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Минаков Ф. В., Дудкин О. Б. О возможном присутствии карбонатитов в Хибинском щелочном массиве. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 1.
- Мороз И. Г., Бабенко В. П. К вопросу о химических особенностях среды формирования угольных пластов. — В кн.: Стратиграфия, условия формирования, состав и свойства осадочных пород УССР. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Муравьев В. И. Постседиментационное изменение глинистых минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияка и Акжара (Северный Казахстан). — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.

- Смирнов М. Н., Лобанова Е. В. Образование гидроалюмината натрия в гидротермальных условиях при взаимодействии гидроаргиллита с бикарбонатом натрия.— В кн.: Исследования в области химии и технологии минеральных солей и окислов. М., «Наука», 1965.
- Станкевич Е. Ф. О связи подземных гидрокарбонатно-натриевых вод с процессом нефтегазообразования.— В кн.: Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. Соловые воды в связи с прогнозом содоносности территории СССР.— Тр. Геол. ин-та, Казань, 1973, вып. 35.
- Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А. Новое в учении о стадиях осадочного преобразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Чамберс Питер. Исследование путей переработки горючих сланцев горно-рудным бюром США.— Инженер-нефтяник, 1970, № 2.
- Aikawa N., Yoshida M., Ichikawa K. Discovery of dawsonite and alumohydrocalite from the Cretaceous Izumi group in Osaka Prefecture, Southwest Japan.— J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Geol., 1972, 67, № 11.
- Besson H., Caillere S., Henin S., Prost R. Formation experimentale et condition de gisement de la dawsonite.— C. r. Acad. sci., 1973, D277, № 3.
- Blane P., Pomerol C., Maury R. Presence de dawsonite dans les analcimolites des Richat (Adrar de Mauritanie).— C. r. Acad. sci., 1971, D272, № 8.
- Coveney R. M., Kelly W. C. Dawsonite as a daughter mineral in hydrothermal fluid inclusions.— Contribs Mineral. and Petrol., 1971, 32, № 4.
- De Voto R. H., Stevens D. N., Bloom D. N. Dawsonite and gibbsite in the Green River Formation.— Mines Mag., 1970, v. 60, № 5.
- Goldbery R., Loughnan F. C. Dawsonite and nordstrandite in the Permian Berry Formation of the Sydney Basin, New South Wales.— Amer. Mineralogist, 1970, 55, № 3—4.
- Hay R. L. Zeolitic weatering in Olduvai Gorge, Tanganika.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1963, v. 74.
- Hay R. L. Silicate reactions in three lithofacies of a semiarid basin, Olduvai Gorge, Tanzania.— Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 1970, № 3.
- Loughnan F. C., Goldbery R. Dawsonite and analcite in the Singleton Coal Measures of the Sydney Basin.— Amer. Mineralogist., 1972, v. 57, № 9—10.
- Loughnan F. C., See G. T. Dawsonite in the Greta Coal Measures at Muswellbrook, New South Wales.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, № 7—8.
- Smith J. W., Milton C. Dawsonite in the Green River Formation of Colorado.— Econ. Geol., 1966, 61, № 6.
- Stevenson J. S., Stevenson L. S. The petrology of dawsonite at the type locality Montreal.— Canad. Mineral., 1965, v. 8, № 2.
- Tassel Van R. Occurrence de dawsonite an sondage de Grand — Halleux, province de Luxembourg, Belgique.— Bull. Inst. roy. sci. natur. Belg., 1962, 38, № 43.

ВНИИГеолнеруд,
Казань

Дата поступления
13.XII.1974

УДК 552.1 : 553.661.1

РОЛЬ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ФОРМИРОВАНИИ РУДНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОРОДНОЙ СЕРЫ

В. А. ПРОЦЕНКО

Накопление вмещающих пород характеризовалось 4-кратной циклическостью; в каждом цикле выделено два подцикла. На границе циклов и подциклов в связи с изменением направленности эпейрогенических движений имели место внутриформационные перерывы и в условиях переходной обстановки накопились смешанные сульфатно-карбонатно-глинистые породы. Последнее было обусловлено изменчивостью гидрохимического режима и разрывными блоковыми смещениями. К этим породам повсеместно приурочено промышленное осернение на Водинском месторождении (сероносные горизонты). Показано, что сероносные горизонты расположены в основании циклов и верхних подциклов осадконакопления, внутри верхних и нижних подциклов. Выделено четыре типа сероносных горизонтов. Выявлено, что рудные залежи пространственно ориентированы вдоль системы разрывных смещений.

Рудные залежи Средневолжских серных месторождений приурочены к верхнеказанским слоям перми. Осерненные горизонты (автор выделил их 10) находятся в тесной связи с вмещающими породами. Верхнеказанские отложения изучили М. Э. Ноинский и Н. Н. Форш на обширной территории Среднего Поволжья и Нижнего Прикамья (Ноинский, 1899, 1905, 1913; Форш, 1940, 1951, 1955).

М. Э. Ноинский (1899) детально охарактеризовал разрез спириферового и пелециподового подъярусов казанского яруса окрестностей Казани. В составе пелециподового подъяруса выделено 8 толщ.

Мощность, м

- | | |
|--|----|
| 1. Серия «ядренного камня» (A) — доломиты с фауной. | 10 |
| 2. Серия «слоистого камня» (B) — доломиты с бедной фауной, в верхней части немые | 6 |
| 3. Серия «подобия» (C) — гипс с прослоями доломитов, мергелей | 14 |
| 4. Серия «серного камня» (D) — тонкослоистый доломит, фауна относительно богатая | 6 |
| 5. Серия «шиханы» (E) — немые тонкослоистые гипсоносные доломиты | 4 |
| 6. Серия «опоки» (F) — глинисто-мергелисто-гипсовая толща | 8 |
| 7. Серия «подлужник» (G) — доломиты внизу оолитовые, с относительно богатой фауной, выше, немые, тонкослоистые и гипсоносные | 10 |
| 8. Серия «переходная толща» (H) — глины, мергели и гипсы с прослоями доломита | 15 |

В этом разрезе М. Э. Ноинский установил 3-кратное циклическое чередование различных типов доломита, гипсов и глин.

Таблица 1

Сопоставление верхнеказанских отложений в пределах Водинского серного месторождения и на всей территории Поволжья

Слон по Н. Н. Форшу (серии по М. Э. Ноняскому)	В границах рудных залежей								
	циклы (границы циклов по Н. Н. Форшу)	подциклы	перерывы в осадконакоплении на границе		литологический состав рудных горизонтов	сероносные горизонты		тип сероносного горизонта	
			цикла	подцикла		мощность, м	предлагаемая индексация		
Водинские (Н)	Н	Верхний Н			Глина с прослойками доломита, гипса Мергель, глинистый известняк	1,0—1,2	I д		М
					Мергель, глинистый известняк, перекристаллизованный известняк				
		Нижний Н			Гипс Глина, мергель	1,1—1,5	I в		L
					Глинистый известняк, перекристаллизованный известняк				
					Глина, мергель доломитовый				
					Мергель, глинистый известняк, перекристаллизованный известняк				
					Мергель доломитовый				
					Глинистый известняк, перекристаллизованный известняк				
					Известняк доломитовый, глинистый				
					Глинистый известняк, перекристаллизованный известняк				
	Гипс	0,7—0,9	II б		K				
	Мергель, глинистый известняк, известняк перекристаллизованный								
	Гипс					0,6—0,8	II а		M
	Осернение в доломитовом известняке типа «слоеный пирог»								
—P ₂ Kz ₂ v—	G, Н	Верхний G, Н					II		
		Нижний G, Н							

Дубровинские (G) P ₂ Kz ₂ д				Доломит, оолитовый доломит, содержит ядра и отпечатки фауны				
				Известняк перекристаллизованный	0,05—2,4	III		K
Орловские (F)		Верхний F		Гипс сахаровидный Мергель, глина				
				Глинистый известняк, известняк перекристаллизованный	0,7—2,2	IIIa		N
				Доломитовый известняк, глинистый, мергель			III+IV	
				Глинистый известняк Известняк перекристаллизованный	0,3—2,0	IVa		M
P ₂ Kz ₂ o		D, E, F		Гипс				
(E)				Осернение в доломитизированном известняке типа «слоеный пирог»	0,2—2,6	IV		L
Падовские (D)		Нижний D, E, F		Доломитизированный известняк, доломит содержит отпечатки и ядра фауны				
				Известняк перекристаллизованный	0,2—2,3	V		K
				Гипс				
				Известняк перекристаллизованный, темно-серый с прожилками доломита	0,3	VIa	V+VIa	
				Доломит				
P ₂ Kz ₂ Pd Юматовские (C)		Верхний B, C, D		Известняк перекристаллизованный, глинистый известняк	0,4—1,7	VIб		N
				Доломит, содержит отпечатки и ядра фауны				

Таблица 1 (продолжение)

Слон по Н. Н. Форшу (серия по М. Э. Нонинскому;)		В границах рудных залежей										
		циклы (границы циклов по Н. Н. Форшу)	подциклы	перерывы в осадконакоплении на границе		литологический состав рудных горизонтов	сероносные горизонты		тип сероносного горизонта			
				цикла	подцикла		мощность, м	предлагаемая индексация				
Юматовские $P_2Kz_2 \text{ } jm$	(C)	B, C, D				Известняк перекристаллизованный, глинистый известняк, мергель	3,4—4,0	VI	N			
Сорокинские $P_2Kz_2 \text{ } sk$	(B)					Нижний B			Доломит, гипс, глина Доломит, мергель доломитовый			
									Глинистый известняк, известняк перекристаллизованный	3,0—5,4	VII	M
		Доломит, содержит ядра и отпечатки фауны										
Иса克林ские $P_2Kz_2 \text{ } is$		A, B	Верхний B			Известняк перекристаллизованный	1,6—4,0	VIII	K			
						Гипс						
Барбашинские (A) $P_2Kz_1 \text{ } B$			Нижний A			Известняк перекристаллизованный, темно-серый	1,0—2,2	IX	N			
						Осернение в доломите	0,2—0,7	X	L			
						Доломит тонкослоистый Доломит мелкоолитовый Доломит						

Н. Н. Форш произвел детальное послойное сопоставление разрезов казанского яруса Куйбышева и Казани (серии М. Э. Ноинского) (Форш, 1940, 1955).

Сопоставляя разрезы, Н. Н. Форш пришел к выводу, что «отдельные конкретные слои, в том числе и пласты гипса, являются общими для обоих разрезов и, следовательно, представляют собой осадки единого крупного бассейна» (Форш, 1955, стр. 88).

Характеризуя район исследований между Самарской Лукой и Куйбышевом на протяжении свыше 30 км, в который входят и Средневожские серные месторождения, Н. Н. Форш отметил, что в разрезе верхнеказанских отложений ясно выступают три основных цикла осадконакопления и в многократном чередовании слоев «отражено развитие какого-то определенного процесса, каждой стадии которого отвечает определенный тип породы» (Форш, 1940, стр. 71). В табл. 1 приведен полный послойный разрез верхнеказанских отложений в границах Водинского серного месторождения согласно подразделениям Н. Н. Форша (1940). Как видно из таблицы, в разрезе верхнеказанских отложений возможно выделить четыре цикла осадконакопления (*B, C, D; D, E, F; G, H; H*). Цикл *A, B* выделен в составе верхне- и нижнеказанских отложений. В каждом цикле обособлены два подцикла: нижний и верхний. Выделяемые подциклы включают слои определенного литологического состава с ясно выраженной повторяющейся последовательностью их накопления. Процесс осадконакопления в разрезе каждого подцикла неизменно завершается отложением гипса.

В табл. 2 приведено сравнительное послойное описание литологического состава наиболее характерного разреза цикла *D, E, F* (сверху вниз, слои 3—13) в границах рудных залежей и за их пределами. Слои 14, 15 характеризуют конец предыдущего цикла *B, C, D*, а слои 1, 2 — начало нового цикла *G, H*. Разрез цикла *D, E, F* полностью вскрыт при проведении горных работ и детально изучен по данным эксплуатационной разведки (25×25 м) в центральном карьере.

В составе цикла *D, E, F* выделены верхний подцикл *F* и нижний подцикл *D, E, F*.

За пределами рудной залежи разрез верхнего подцикла *F* характеризуют слои 3, 4, 5, 6, а слои 8, 9, 10, 11, 12 — разрез нижнего подцикла *D, E, F*.

Разрез верхнего подцикла *F* начинается с глинистого доломита (слой 6), который сменяется поочередно глинистым гипсом, мергелем и сахаровидным гипсом (слой 3). Над сахаровидным гипсом расположен доломит с фауной (слой 1), характеризующий начало нового цикла *G, H*.

В разрезе нижнего подцикла *D, E, F* доломит с фауной (слой 12) сменяется вначале немymi грубослоистыми доломитами, затем тонкослоистыми гипсоносными доломитами, над которыми расположен гипс с прослойками доломита. Завершается разрез нижнего подцикла мощным слоем глинистого гипса (слой 8).

В границах рудной залежи в составе верхнего подцикла *F* и нижнего подцикла *D, E, F* появляются сероносные горизонты. Горизонты IV, V приурочены к разрезу нижнего подцикла *D, E, F* (слои 10, 13), горизонты IVа и IIIа выделены в разрезе верхнего подцикла *F* (слои 5, 7). В основании следующего цикла *G, H* появляется горизонт III (слой 2). Характер выклинивания сероносных горизонтов прослежен в горизонтальном направлении в обнаженных уступах карьеров от центральной части залежи к ее границам.

Слой 2. В границах рудной залежи горизонт III представлен перекристаллизованными сероносными известняками. В центральной части залежи перекристаллизованные известняки расположены на мергеле (слой 4); с переходом к ее границе в почве горизонта III появляется сахаровидный гипс (слой 3) мощностью 0,1—0,2 м. На участках вдоль

Сопоставление резервов циклов *D, E, F* в пределах и за пределами рудных залежей месторождения

Номер слоя	В границах рудных залежей	За пределами рудной залежи
1	Доломит с фауной, 0,5 м	Доломит с фауной, 0,5 м
2	Горизонт III Сероносный перекристаллизованный известняк, 1,1 м	
3	Гипс сахаровидный, 0,4 м	Гипс сахаровидный, 1,6 м
4	Мергель темно-серый, 1,2 м	Мергель темно-серый, 1,2 м
5	Горизонт IIIa Сероносный глинистый известняк, 1,7 м	Гипс глинистый, 5,5 м
	Сероносный перекристаллизованный известняк, 2,2 м	
6	Доломит глинистый, мергель темно-серый, 1,5 м	Доломит глинистый, мергель темно-серый, 1,2 м
7	Горизонт IVa Сероносный глинистый известняк, 1,4 м	
	Сероносный перекристаллизованный известняк, 0,6 м	
8	Гипс глинистый, 0,8 м	Гипс глинистый, 4,3 м
9	Гипс с прослойками доломита, 0,15 м	Гипс с прослойками доломита, 0,8 м
10	Горизонт IV Осернение в доломите типа «слоеный пирог», 0,3—2,5 м	Тонкослоистый гипсоносный доломит, 2,2 м
11	Немые грубослоистые доломиты, 5,1 м	Немые грубослоистые доломиты, 6,4 м
12	Доломит с ядрами и отпечатками фауны, 0,4 м	Доломит с ядрами и отпечатками фауны, 0,2 м
13	Горизонт V Сероносный перекристаллизованный известняк, 1,2 м	
14	Гипс с линзовидными включениями доломита, 0,5 м	Гипс с линзовидными включениями доломита, 2,2 м
15	Доломит, 1,7 м	Доломит, 1,7 м

границы залежи мощность гипса постепенно возрастает до 1,6 м, а перекристаллизованного сероносного известняка, лежащего над ним, уменьшается до 0,05—0,2 м. За пределами рудной залежи доломит с фауной непосредственно налегает на сахаровидный гипс. В подошве сероносного слоя контакт с гипсом неровный. С доломитом, залегающим над горизонтом III, контакт четкий (фиг. 1).

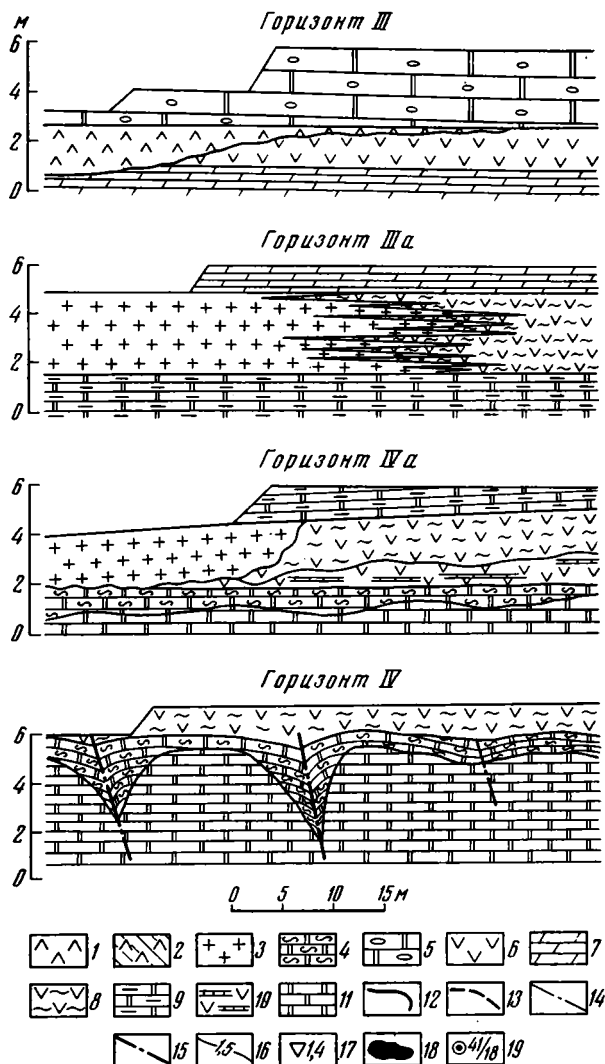
Слой 5. Горизонт IIIa сложен сероносными глинистыми и перекристаллизованными известняками. В подошве горизонта сероносные породы контактируют с глинистым доломитом (слой 6), в кровле — с мергелем (слой 4). Вдоль границы залежи переход от неосерненного глинистого гипса к осерненным породам характеризуется частым переслаиванием прослоев гипса, глины и мергеля.

Прослойки гипса по приближении к осерненному горизонту постепенно выклиниваются и далее продолжают прослойками перекристаллизованного сероносного известняка. В направлении неосерненной толщи мощность прослоев гипса увеличивается, они сливаются в единый мощный слой глинистого гипса. Зона перехода охватывает всю вмещающую толщу и соответствует (вдоль контакта) мощности сероносного слоя (фиг. 1).

Слой 7. Горизонт IVa представлен сероносными глинистыми и перекристаллизованными известняками. В кровле горизонта сероносные породы контактируют с мергелем и глинистым доломитом (слой 6). В центральной части залежи в подошве горизонта расположен сероносный доломитизированный известняк (слой 10, горизонт IV). Ближе к

Фиг. 1. Характер выклинивания сероносных горизонтов в уступах карьера, зарисовки

Условные обозначения к фиг. 1, 2. Сероносные перекристаллизованные известняки, залегающие на: 1 — мергеле, 2 — сахаровидном гипсе; 3 — сероносные перекристаллизованные и глинистые известняки; 4 — сероносный доломитизированный известняк; 5 — оолитовый доломит; 6 — сахаровидный гипс; 7 — мергель; 8 — гипс глинистый; 9 — глинистый доломит; 10 — гипс с прослойками доломита; 11 — доломит; граница сероносной залежи: 12 — установленная, 13 — предполагаемая; 14 — осевая линия узловой зоны; 15 — разрывное нарушение; 16 — изопачта мощности сероносного горизонта, м; 17 — мощность сероносного горизонта, м; 18 — зона карстовой нарушения рудной залежи; 19 — скважина детальной разведки и ее номер



границе залежи между горизонтом IVa и сероносным доломитизированным известняком появляется прослой глинистого гипса мощностью 0,5—0,8 м (слой 8). При прослеживании прослая глинистого гипса в сторону неосерненной части залежи видно, что его мощность увеличивается вначале постепенно, а затем резко, в результате чего пласт образует почти вертикальный уступ. Поверхность гипса неровная и к нему непосредственно примыкает сероносный горизонт IVa увеличенной мощности, без постепенного утонения. Контактирующие в подошве гипсов сероносные доломитизированные известняки вдоль этой границы не нарушены, но поверхность их обычно неровная (фиг. 1).

Слой 10. Сероносный горизонт IV представляет собой частое переслаивание прослоек доломита, селенита и сернокальцитовой породы («слоеный пирог»). Сера в таких разрезах размещается в тонких прослойках (до 25 мм), переслаивающихся доломитизированным известняком (до 10 см) и тонкими прослойками селенита (5—10 мм). В сероносных прослойках сера образует гнезда, разделенные между собой разнотелными агрегатами кальцита. Осернение горизонта IV приурочено к разрывной трещиноватости. Вдоль плоскости разрывных трещин мощность «слоеного пирога» увеличивается до 2,5 м. В 2—3 м от плоскости



Фиг. 2. План изопакит сероносного горизонта III с расположением зон карстовой нарушенности рудной залежи, по данным эксплуатационной разведки (25×25 м)
Условные обозначения см. на фиг. 1. Участки: А — Западный; Б — Центральный

трещины его мощность уменьшается до 0,3—0,7 м и осернение прослеживается в кровле слоя (Проценко, 1974). За пределами рудной залежи встречаются лишь единичные разрывные трещины, к которым приурочено осернение. В подошве горизонта IV залегают немые грубослоистые доломиты (фиг. 1).

Слой 13. Горизонт V сложен сероносными перекристаллизованными известняками. В центральной части залежи в кровле горизонта располагается доломит с фауной (слой 12), в подошве — доломит (слой 15). Мощность сероносного горизонта 1,2 м. С приближением к границе рудной залежи горизонта V между сероносным известняком (слой 13) и доломитом (слой 15) появляется прослой гипса мощностью 0,1—0,4 м (слой 14). Мощность прослоя гипса постепенно увеличивается и на границе залежи составляет 2,2 м. Мощность сероносного известняка при этом утоняется до 0,1 м. За пределами рудной залежи доломит с фауной залегает непосредственно на гипсах (слой 14). Если оконтурить рудную залежь горизонта V на Центральном и Западном участках с минимальной мощностью 0,5 м, то окажется, что площадь распространения сероносного прослойка с мощностью 0,1—0,5 м будет более чем в 6 раз превышать оконтуренную площадь, составляющую около 175 тыс. м². В подошве сероносного слоя контакт перекристаллизованного известняка с гипсом неровный, с фаунистически охарактеризованным доломитом.

том — четкий. Сероносные горизонты V и III обнаруживают подобие в строении рудных залежей, литологическом составе и характере выклинивания. Горизонт V расположен в основании цикла D, E, F, горизонт III приурочен к основанию цикла G, H.

Пространственное сопоставление границ распространения горизонтов III, IIIa, IVa, IV, V показывает, что в отдельных зонах прослеживаются все сероносные горизонты, выделенные в разрезе цикла D, E, F и в основании цикла G, H. Эти зоны характеризуются как узловые. Различаются простые и сложные узловые зоны. В простой — сероносные горизонты выделены в разрезе одного цикла осадконакопления, в сложной — в разрезе нескольких смежных циклов. Рудные залежи в пределах узловой зоны вытянуты в одном или двух направлениях. Совокупность направлений осевых линий залежей характеризует направление осевой линии узловой зоны (фиг. 2). Осевые линии узловых зон пространственно ориентированы и представляют собой субпараллельные линии северо-западного (305—310°) и северо-восточного (33—37°) направлений. На Водинском месторождении выделено две системы разрывных трещин (Проценко, 1974). Направление осевых линий узловых зон и ориентировка отдельных направлений разрывных трещин характеризуются близкими значениями (табл. 3).

Таблица 3

**Средние азимуты направлений (градусы) осевых линий и трещин
в залежах Водинского месторождения**

Осевые линии	Разрывные трещины	Осевые линии	Разрывные трещины
СЗ 305	СЗ 315	СВ 33	СВ 20
СЗ 308	СЗ 325	СВ 34	СВ 25
СЗ 310	СЗ 310	СВ 37	СВ 24
Среднее СЗ 308	Среднее СЗ 317	Среднее СВ 35	Среднее СВ 23

В табл. 1 представлен разрез сложной узловой зоны, которая включает несколько простых зон и охватывает полный разрез верхнеказанских отложений. В разрезе сложной узловой зоны выделено 18 сероносных слоев. В ее границах появление сероносных слоев происходит с такой же закономерностью, с какой происходит четко выраженное в разрезе циклическое повторение литологических типов пород. Учитывая исключительно важную роль состава вмещающих слоев при формировании сероносных горизонтов, нам представляется необходимым более дробное разделение последних, нежели предложенное в 1935 г. Г. Я. Бородаевым и использованное при всех последующих поисках и разведках серных месторождений в Среднем Поволжье. Сероносные слои расположены в основании циклов (слои VIII, V, III, IIб), внутри нижних подциклов (IV, IIд, Iб, Iв), в основании верхних подциклов (VII, IVa, IIa, Id), внутри верхних подциклов (IX, VI, VIб, IIIa). Каждый слой в пределах узловой зоны характеризуется своими границами распространения. Наибольшую площадь распространения обнаруживают сероносные слои, приуроченные к основанию циклов (фиг. 2). По условиям залегания все сероносные слои группируются в 10 сероносных горизонтов (Id, I, II, III+IV, V+VIa, VIб, VI, VII, VIII, IX).

В границах сложной узловой зоны процесс осадконакопления вмещающих пород на протяжении всего верхнеказанского времени был обусловлен разрывными смещениями и изменчивостью гидрохимического режима.

Разрывные смещения проявлялись в форме разрывных блоковых смещений, которые по размерам соответствовали ныне разведанным участ-

кам Водинского месторождения (Центральному, Западному, Северному 3, Северо-Восточному и Юго-Восточному). В центральной части каждого участка расположена сложная узловая зона. На Западном участке сероносные горизонты прослежены в разрезе циклов $D, E, F-G, H-H$ (горизонты $V, III+IV, II, I$), на Центральном участке в разрезе верхнего подцикла B, C, D и циклов $D, E, F-G, H-H$ ($VII, VI, VI_6, VI_a, V, III+IV, II, I$), на Северном участке 3 — в разрезе циклов $B, C, D-D, E, F-G, H-H$ ($IX, VIII, VII, VI_6, VI_a, V, III+IV, II$). В основании циклов и верхних подциклов имели место внутрiformационные перерывы, к которым приурочивались относительные перемещения блоков горных пород вдоль разрывных трещин. Явление заложения разрыва на Западном участке соответствует внутрiformационному перерыву в верхнепадовское время, на Центральном — в верхнесорокинское время, на Северном участке 3 — в предсорокинское время.

В дальнейшем на каждом участке разрывные блоковые смещения периодически возобновлялись. В смещенных блоках происходил размыв ранее накопленных образований с последующим заполнением размывших участков осадками, которые могут быть охарактеризованы как переходные. Переходные слои накапливались в условиях переходной обстановки в мелководных лагунах, располагавшихся вдоль береговой линии древнего бассейна. Лагуны соединялись между собой через приливные протоки. Переходные слои, таким образом, врезаны в более древние отложения (гипсы, глинистые гипсы), которые характеризуются замечательной выдержанностью в Среднем Поволжье. К переходным слоям приурочены сероносные горизонты, выделяемые в основании циклов и верхних подциклов.

Лагунные фации, по Н. Н. Форшу, накапливаются в области неустойчивого гидрохимического режима, определявшегося соотношением трех основных факторов: испарением, притоком морских и пресных вод, изменчивостью климатических условий. Накопление переходных слоев в лагунах происходило в тесной связи с процессом осадконакопления в разрезе каждого цикла и проявлялось лишь на определенной стадии этого процесса. Поэтому представляется очень важным рассмотреть генезис цикличности верхнеказанских отложений.

В разрезе циклов наблюдается изменение характера осадка от богатого фауной доломита до гипсов. Отложение в одном бассейне нормально морских осадков и гипсов, по-видимому, невозможно. Для образования гипсов необходимо более или менее значительное обособление бассейна. Н. Н. Форш полагал, что главным фактором, определявшим литологическое и фаунистическое изменения в разрезе, являлось изменение солености бассейна и считал, что в верхнеказанское время «вся территория Средневожского Казанского бассейна превращается в огромную лагуну» (Форш, 1955, стр. 126). Н. М. Страхов, характеризуя верхнепермские казанские бассейны, писал, что они охватывали тектонически сложную область и «располагались на серии частных впадин (депрессий) и разделявших их поднятий в тех случаях, когда те и другие образовали единую относительно узкую, но протяженную зону прогибаний». Эти бассейны характеризовались своеобразной конфигурацией дна, «в котором поднятия, отвечавшие позитивным тектоническим поднятиям, чередовались с понижениями, совпадавшими с тектоническими прогибами» (Страхов, 1963, стр. 224).

Цикличность осадконакопления в верхнеказанской лагуне определялась тектоническими осцилляциями, происходившими главным образом в областях сноса. Тектоническая осцилляция состояла из кратковременного воздымания и длительного постепенного прогибания и соответствовала по времени подциклу осадконакопления в лагуне. Каждый этап осцилляции в области сноса сопровождался в верхнеказанской лагуне тектоническим движением обратного знака. Прогибанию в области сноса

соответствовало постепенное обособление лагуны со значительным повышением ее солености. Воздыманию в области сноса соответствовало прогибание лагуны. При этом происходило восстановление ее связи с каким-то морским бассейном. Прогибание отдельных участков лагуны из-за особенностей ее строения было неравномерным, дифференцированным и запаздывало по отношению к соответствующему этапу воздымания в области сноса, т. е. существовал определенный переходный период, в течение которого на одних участках верхнеказанской лагуны уже началось опускание, на других еще продолжалось воздымание. Переходному периоду соответствуют тектонические смещения вдоль разрывных трещин. Относительно приподнятые участки и являются теми участками, на которых в переходный период в зонах, обусловленных блоковыми разрывными смещениями, происходил размыв гипсов и накопление переходных слоев.

В переходных условиях происходило отложение трехкомпонентных смешанных пород, «сложенных глинистыми, карбонатными и соляными минералами (из карбонатных минералов в таких породах обычны доломит, а из соляных — гипс и ангидрит)» (Рухин, 1969, стр. 208). В зависимости от положения переходного слоя в разрезе каждого цикла соотношение составляющих в трехкомпонентной системе минералов изменялось. В основании циклов накапливались карбонатные соляные породы, в основании верхних подциклов — карбонатные и глинисто-карбонатные соляные породы, внутри верхних подциклов — глинисто-карбонатные и глинистые соляные породы. Переходные слои покрываются и подстилаются отложениями, которые могут быть охарактеризованы как одно-двухкомпонентные смешанные породы (гипс, доломит, мергель, глина). На Водинском месторождении промышленное осернение повсеместно приурочено к трехкомпонентным смешанным породам: в одно-двухкомпонентных породах осернение отсутствует либо наблюдается в виде отдельных гнезд.

Сероносные горизонты в разрезе цикла различаются по литологическому составу, строению рудной залежи и характеру выклинивания. В сущности в разрезе цикла выделены четыре различные рудные залежи. В составе сложной узловой зоны (в разрезе четырехсмежных циклов осадконакопления) горизонты с одинаковым положением в разрезе каждого цикла обнаруживают идентичный литологический состав, подобие в строении рудных залежей и структурно-текстурных типах руд, а также аналогию основных факторов, контролирующих их расположение в пространстве. Каждый сероносный горизонт занимает четкое стратиграфическое положение в разрезе. Выделены четыре типа сероносных горизонтов (*K, L, M, N*).

Сероносные горизонты типа *K*. К рудным залежам типа *K* отнесены горизонты, приуроченные к основанию циклов. В основании цикла *H* выделен горизонт *Iб*, цикла *G, H* — *III*, цикла *D, E, F* — *V*, цикла *B, C, D* — *VIII*. Сероносные горизонты сложены перекристаллизованными крупнозернистыми известняками с ясно выраженной гнездовой текстурой. Гнезда перекристаллизации выполнены серой, кальцитом и гипсом. Между гнездами, облекая их, расположена карбонатно-глинистая порода. Сероносные известняки содержат включения доломита в виде тонких каемок, облекающих гнезда перекристаллизации.

Сероносные горизонты этого типа отражают переходные условия, существовавшие на границе циклов. Начало каждого нового цикла сопровождалось размывом сахаровидного гипса, отложением которого заканчивается каждый предыдущий цикл осадконакопления. На размытой поверхности гипсов происходило накопление осадка, который характеризовался как трехкомпонентная система минералов (гипс, карбонаты, глинистые минералы) с преобладанием сульфатной составляющей. В процессе литификации исходного материала гипс обособлялся в виде

более или менее изометричных стяжений, карбонатно-глинистый материал при этом вытеснялся, облекая гнезда гипса. Карбонатные соляные породы гнездовой текстуры по условиям накопления оказывались приуроченными к зонам блоковых разрывных смещений с повышенной трещиноватостью пород и являлись исходными для последующих процессов осернения и перекристаллизации.

Такие условия накопления вмещающих пород существовали в разрезе сорокинских слоев в связи с внутриформационным перерывом в предсорокинское время (горизонт VIII), в разрезе падовских слоев — перерыв в верхнепадовское время (V), в разрезе дубровинских слоев — перерыв в преддубровинское время (III), в разрезе водинских слоев — перерыв в нижневодинское время (IIб).

Строение рудной залежи горизонта III показано на фигурах 1, 2.

Сероносные горизонты типа L. Рудные залежи этого типа представлены горизонтами, которые расположены внутри нижних подциклов. Внутри нижнего подцикла D, E, F выделен горизонт IV, подцикла G, H — IIд, подцикла H — I. В разрезе каждого цикла внутри нижних подциклов расположены также слои гипсоносных доломитов, которые прослежены и за пределами рудных залежей Водинского месторождения.

Гипсоносные доломиты массивной текстуры венчают барбашинскую, падовскую и дубровинскую толщи, «представляют хорошо выдержанные по Среднему Поволжью слои» (Форш, 1955, стр. 129) и характеризуют определенную стадию процесса осадконакопления в разрезе каждого цикла. В районе Средневолжских серных месторождений с этими частями разреза связаны сероносные горизонты типа L (IV, IIд). В границах Водинского месторождения мощность вмещающих гипсоносных доломитов, но уже слоистой текстуры, изменяется от 0,5 до 3 м. Они приурочены к отдельным площадям, которые в свою очередь подразделены на ряд мелких участков. В пределах каждого такого участка локализация серного оруденения контролировалась разрывными трещинами, вдоль которых протягиваются пространственно ориентированные зоны повышенных мощности и содержания серы в рудных телах. Сера в таких разрезах размещена в тонких прослойках (до 25 мм), переслаивающихся доломитизированным известняком (до 10 см).

Таким образом, по литологическому составу исходных слоев, строению и текстурно-структурным признакам сероносные горизонты типа L обособлены довольно четко. Для них характерна разновидность руд типа «слоеный пирог». Мощность «слоеного пирога» колеблется от 0,2 до 2,6 м. В верхней его части прослойки доломитизированного известняка чередуются с четковидными прослойками серы, в нижней части — с прослойками селенита. Сера в последнем случае наблюдается в виде единичных включений. В подчиненных количествах в этих горизонтах имеются руды слоистой, ячеисто-ядровидной и реликтовой текстур. По видимому, аналогичное серное оруденение имеется в мелкоолитовых доломитах кровли барбашинской толщи (горизонт X). К сероносным горизонтам типа L отнесен также горизонт I, состоящий из трех рудоносных слоев (Iа, Iб, Iв), сложенных перекристаллизованными и глинистыми известняками. Слои разделены между собой прослоями доломитового мергеля, глины. Характер выклинивания каждого из трех сероносных слоев подобен описанному для горизонтов типа N. В целом горизонт I представляет собой «слоеный пирог», в котором глинистый и перекристаллизованный сероносный известняк переслаиваются доломитовым мергелем и глиной. Горизонт X расположен в кровле барбашинских слоев, IV — в кровле падовских слоев, IIд — в кровле дубровинских слоев, I — приурочен к водинским слоям. Строение горизонта IV показано на фиг. 1.

Сероносные горизонты типа M. Горизонты этого типа расположены в основании верхних подциклов. В основании верхнего подцикла B, C, D

выделен горизонт VII, подцикла *F* — IVa, подцикла *G*, *H* — IIa, подцикла *H* — Id.

Горизонты сложены перекристаллизованными и глинистыми сероносными известняками. Перекристаллизованные известняки расположены в нижней части каждого горизонта, выше них — глинистые известняки.

Осерненные перекристаллизованные известняки в верхней части мелкозернистой структуры слоистые, книзу переходящие в более крупнозернистые с гнездово-вкрапленной текстурой. Сера размещается в основном по гнездам и кавернам.

Глинистые осерненные известняки преимущественно слоистые. Сера приурочена к отдельным гнездам перекристаллизации, наблюдается также в виде линзообразных прослоек, ориентированных вдоль слоистости. В глинистых известняках отмечены крупные и мелкие гнезда серы, в отдельных случаях сера пропитывает их (дисперсная сера).

Сероносные горизонты этого типа отражают переходные условия, существовавшие на границе подциклов. Начало каждого нового подцикла сопровождалось размывом гипса. На размытой поверхности гипса происходило накопление осадка, который характеризовался как трехкомпонентная система минералов (гипс, карбонаты, глинистые минералы). В начальную стадию осадконакопления в осадке преобладала сульфатная составляющая. В дальнейшем условия накопления изменяются, содержание сульфатов в осадке уменьшается, а карбонатов и глинистых минералов — возрастает. В процессе литификации исходного материала возникали карбонатные и глинисто-карбонатные соляные породы гнездовой текстуры, которые являлись исходными для процессов осернения и перекристаллизации. Эти породы приурочены к зонам разрывных блоковых смещений и расположены на участках повышенной трещиноватости. Такие условия накопления вмещающих пород были в разрезе сорокинских слоев в связи с внутриформационным перерывом в верхне-сорокинское время (горизонт VII), в разрезе орловских слоев — перерыв в нижнеорловское время (IVa), в разрезе водинских слоев — перерыв в нижневодинское время (IIa). Строение рудной залежи горизонта IVa показано на фиг. 1.

Сероносные горизонты типа *N*. Горизонты типа *N* расположены внутри верхних подциклов. Внутри верхнего подцикла *B* выделен горизонт IX, подцикла *B*, *C*, *D* — VI и VIб, подцикла *F* — IIIa. Горизонты сложены глинистыми и перекристаллизованными сероносными известняками. Перекристаллизованными известняками сложены нижние части горизонтов, выше они переслаиваются с глинистыми известняками.

Для нижней части горизонтов характерны руды гнездовой текстуры, структура мелко-среднезернистая. В перекристаллизованном известняке сера приурочивается к кавернам и гнездам различных форм и размеров. В глинистом известняке отмечены единичные гнезда перекристаллизации, руды характеризуются слоистой и дисперсной текстурами. Сера расположена по слоистости в виде линзообразных прослоек или пропитывает породу по тонким порам.

Для вмещающих пород характерно тонкое клинообразное переслаивание вдоль контакта с глинистыми гипсами: каждый протягивающийся к глинистым гипсам клин сероносной породы не осернен до конца и заканчивается среди гипсов гипсоносной глиной. Клин сероносной породы покрывается и подстилается гипсом, который постепенно утоняется среди сероносных пород. Такое клинообразное переслаивание последних охватывает вдоль контакта всю вмещающую толщу. Клинообразный характер замещения указывает на то, что накопление вмещающих пород и глинистых гипсов происходило одновременно. Если предположить, что отложение гипса шло с поверхности сильно изолированной лагуны в условиях аридного климата, где испарение сбалансировано поступлением воды из какого-то бассейна, то участок накопления вмещающих пород

отличается тем, что этот баланс нарушен повышенным притоком вод. В этом случае в пределах участка с повышенным притоком вод будут накапливаться трехкомпонентные смешанные породы, за пределами участка — глинистый гипс. Трехкомпонентные смешанные породы накапливались в границах разрывных блоковых смещений вдоль зон повышенной трещиноватости пород и являлись исходными для процессов осернения и перекристаллизации. Смешанные породы представлены карбонатными и глинисто-карбонатными соляными породами гнездовой текстуры. Такие условия накопления вмещающих пород были в разрезе иса克林ских (горизонт IX), юматовских и падовских (VI и VIб), орловских слоев (IIIа). Строение рудной залежи горизонта IIIа показано на фиг. 1.

Из сопоставления сероносных горизонтов, расположенных в разрезе цикла *D, E, F* и в основании следующего цикла *G, H*, видно, что по вертикали рудные залежи унаследованно расположены в пределах определенной зоны, хотя условия накопления вмещающих пород в разрезе цикла изменялись и процесс их накопления не был непрерывным (табл. 1). Осернение горизонта IV приурочено к гипсоносным доломитам, характеризующим определенную стадию накопления пород в разрезе цикла (тип *L*), накопление переходных слоев в основании верхнего подцикла *F* сопровождалось размывом гипсов (горизонт IVа, тип *M*), внутри верхнего подцикла *F* вмещающие породы и глинистые гипсы накапливались синхронно (IIIа, тип *N*), в основании следующего цикла *G, H* накопление переходных слоев сопровождалось размывом гипсов (III, тип *K*). Сероносные горизонты типа *K* и *M* могут быть охарактеризованы как надгипсовые залежи, типа *L* и *N* — как подгипсовые. В табл. 4 приведен средний химический состав сероносных горизонтов. Валовые пробы отбирали по керну скважин из всех литологических разностей.

Таблица 4

Средний химический состав сероносных горизонтов

Сероносные горизонты		Число проб	S	Битум	CaO	MgO	CO ₂	SO ₂	Н. о.	П. п. п.	Сумма	Ca/Mg
тип	индекс											
<i>K</i>	IIб	6	8,40	0,87	45,54	2,75	38,10	1,40	3,12	0,60	100,78	16,5
	III	16	25,86	1,06	33,37	1,32	22,23	11,15	2,07	3,75	100,81	25,1
	V	12	15,95	0,38	33,20	1,75	15,98	21,15	1,40	10,71	100,52	19,0
	VIII	10	7,31	0,24	44,20	2,12	32,30	8,75	1,65	3,90	100,47	20,8
	Среднее		14,38	0,64	39,10	1,98	27,10	10,59	2,06	4,74	100,64	19,8
<i>L</i>	IIд	6	25,53	0,52	28,52	7,88	29,34	3,42	3,46	1,50	100,17	3,6
	IV	16	11,55	0,51	34,52	6,97	30,23	8,95	3,51	3,92	100,16	4,9
	Среднее		18,54	0,51	31,52	7,42	29,78	6,18	3,48	2,71	100,16	4,2
<i>M</i>	IIа	6	6,28	0,15	38,91	6,05	36,14	2,19	9,47	0,94	100,13	6,4
	IVа	19	15,71	0,28	34,68	3,44	26,25	8,90	6,75	3,91	99,92	10,1
	VII	4	5,15	0,08	40,50	5,00	34,46	5,30	7,36	2,31	100,08	8,1
	Среднее		9,05	0,14	38,08	4,84	32,28	5,46	7,86	3,58	100,04	7,8
<i>N</i>	I	3	8,46	1,76	35,90	4,06	32,09	1,73	15,20	0,76	99,96	8,8
	IIIа	20	15,40	0,64	37,03	1,68	25,81	9,42	6,73	4,12	100,83	22,0
	VI	13	16,70	0,07	33,80	3,00	24,20	10,70	7,40	4,70	100,57	11,3
	Среднее		13,53	0,82	35,50	2,91	27,40	7,28	9,77	3,19	100,45	14,1

Примечание. Анализы произведены Центральной химической лабораторией Куйбышевского серного завода.

Изменение соотношения MgO и нерастворимого остатка в рудных горизонтах в разрезе циклов и по типам выделяемых сероносных горизонтов характеризуется 4-кратным циклированием и отражает направление эволюции верхнеказанского моря.

Итак, накопление пород в разрезе цикла — сложный и закономерный процесс, и лишь на определенной стадии этого процесса на отдельных,

тектонически обусловленных участках, в зонах разрывных блоковых смещений вдоль направлений повышенной трещиноватости подстилающих пород возникали условия для накопления трехкомпонентных смешанных пород, которые впоследствии оказались более благоприятными для осернения. Границы узловых зон в основном определяют контуры рудных залежей, имеющих промышленное значение.

Карстовые процессы также оказывали влияние на обособление залежей. При детальном изучении распространения карста было выяснено, что карстовые нарушения сероносных горизонтов проявлялись вдоль определенных, линейно-вытянутых и пространственно пересекающих зон с повышенной трещиноватостью пород. На участках, где эти зоны пересекаются между собой или пересекают рудную залежь, наблюдается наибольшее развитие карстовых процессов (карстовые поля, группы и цепочки карстовых провалов) (фиг. 2).

Таким образом, процесс накопления исходных пород, вмещающих серное оруденение, характеризовался определенной закономерностью, которая проявилась в его цикличности. Каждой стадии процесса соответствовал определенный тип породы, который влиял на развитие процессов серного рудогенеза. К каждому типу породы в зависимости от его положения в разрезе и условий накопления приурочен определенный тип сероносного горизонта, каждый из которых отличается от другого литологическим составом, текстурно-структурным типом руд и характером выклинивания.

ЛИТЕРАТУРА

- Ноинский М. Э. Разрез пермской толщи, выступающий на правом берегу р. Волги близ д. Печищи против г. Казани.— Тр. Казанск. о-ва естеств., 1899, т. XXXII, вып. 6.
- Ноинский М. Э. О происхождении брекчиевидного известняка Самарской Луки.— Тр. Казанск. о-ва естеств., 1905, т. XXXIX, вып. 5.
- Ноинский М. Э. Самарская Лука.— Тр. Казанск. о-ва естеств., 1913, т. XIV, вып. 4—6.
- Проценко В. А. Структурные и литолого-фациальные условия локализации серных руд Водинского месторождения.— В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М., «Недра», 1974.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., «Недра», 1969.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Форш Н. Н. Казанский ярус в окрестностях г. Куйбышева.— В кн.: Материалы по геологии пермской системы Европейской части СССР. Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья.— В сб.: Геология Поволжья. Л.— М., Гостоптехиздат, 1951, нов. сер., вып. 45.
- Форш Н. Н. Пермские отложения, уфимская свита и казанский ярус.— Тр. ВНИГРИ, Л., 1955, нов. сер., вып. 92.

ВНИИГеолнеруд,
Казань

Дата поступления
16.IV.1974

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 546.26 : 553.492.1

**О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА
В БОКСИТАХ**

В. А. ТЕНЯКОВ, Э. С. ВОРОБЬЕВА, С. К. ГИПП

Присутствие в латеритах и бокситах, как в обычных гипергенных образованиях, органических остатков и веществ, с одной стороны, безусловно, но с другой, конкретно подтверждено очень немногочисленными данными и плохо изучено. Еще более ограниченные сведения имеются о химическом составе органических веществ бокситов (Деревянкин, Кузнецов, 1960).

Как известно, наиболее привычны находки в бокситах углистых и лигнитовых образований и обугленных частей растений (Калюжная, Пастухова, 1974); гораздо более редки выделения битумов, смол, асфальтитов и других им подобных веществ вплоть до капельно-жидкой нефти (Бушинский, 1971; Бенеславский, 1974). Однако в большинстве случаев бокситы не содержат визуально наблюдаемых включений подобного характера и о присутствии в них органического вещества дают представление либо специальные анализы, либо определения так называемого органического углерода ($C_{орг}$), т. е. суммарного углерода всех органических веществ, присутствующих в породе. Это также достаточно важный показатель общего количества органических соединений, находящихся в бокситах, тем более что в силу гораздо более тесной (хотя и неясной по механизму и формам) ассоциации этих веществ с веществом бокситов здесь можно допускать не только парагенетическую, но и генетическую их связь с минеральной частью.

Специальных исследований по оценке распространенности $C_{орг}$ в бокситах не проводилось. Отрывочные числовые данные о присутствии $C_{орг}$ в бокситах отдельных месторождений рассеяны во многих советских и зарубежных работах, но лишь Г. И. Бушинский (1971) и С. И. Бенеславский (1974) уделяют некоторому их обобщению и обсуждению определенное внимание. В частности, Г. И. Бушинский оценивает среднее содержание $C_{орг}$ в бокситах 0,1%.

Наиболее интересной особенностью распространенности $C_{орг}$ в бокситах, хотя и подмеченной всего лишь при сравнении североонежских и субровских бокситов (Левандо, Шапранова, 1968), является заметно более высокое содержание органического углерода в бокситах геосинклинального типа по сравнению с платформенными. Интересно, что, согласно более ранним данным (Вольф, Пудовкина, 1935), геосинклинальные бокситы (СУБР: «Красная Шапочка») по сравнению с типичными платформенными (месторождение Соколовское, восточный склон Среднего Урала) содержат несколько больше и битумов (0,052 против 0,009%) и гуминов (0,036 против 0,030%).

Таблица 1

Распространенность органического углерода ($C_{орг}$) в бокситах

Месторождение—рудо- проявление, регион	Возраст бокситов	Исходные (материнские) породы	$C_{орг}$, %	Месторождение—рудо- проявление, регион	Возраст бокситов	Исходные (материнские) породы	$C_{орг}$, %
Месторождения платформенных областей							
Латеритные							
КМА, центр Европейской части СССР	C_1	Кварц-серицит-хлорито- вые сланцы	0,94 (17)*	Мееengi, Гвинея	$Pg (?)$, $N-Q (?)$	Глинистые сланцы, доле- риты	0,14****
Киндия, Гвинея	$Pg (?)$, $N-Q (?)$	Глинистые сланцы	0,29 (32)	Каса, Тамара, острова Лос, Гвинея	$Pg (?)$, $N-Q (?)$	Нефелиновые сиениты	0,21 (14)
Фенария, Гвинея	$Pg (?)$, $N-Q (?)$	Долериты	0,06**	Коралловые острова и атоллы, Океания	Q	Алюмосиликатное веще- ство пеплового и эоло- вого происхождения	3,15—13,79*****
Осадочные							
Верхне-Варыквинское, Средний Тиман	D_3	Основные эффузивы	0,45 (5)	Верхне-Тобольское, КазССР	K_{1-2}	Сиенит-порфириты	0,24 (16)
Южнотиманские, Южный Тиман	C_1	Глинисто-карбонатные породы	0,47****	Верхотуровское, Цент- ральная Сибирь	K_2	Глинистые сланцы	0,15 (2)
Северо-Онежское, северо- запад Европейской части СССР	»	Порфириты основного состава и их туфы, ам- фиболиты	0,16 (10)	Центральное, Централь- ная Сибирь	K_{1-2}	Основные и ультраоснов- ные породы, сланцы	0,16 (5)
То же	»	То же	0,20****	Татарское, Центральная Сибирь	K_2	Амфиболовые сланцы, амфиболиты	0,18 (4)
Тихвинское, северо-за- пад Европейской части СССР	»	Песчано-глинистые поро- ды	0,11**	Пороженское, Цент- ральная Сибирь	Pg_{1-2}	Сланцы, метаморфиче- ские основные породы	0,20 (3)
Кайракское, Гиссар	T_3	Хлоритизированные ос- новные эффузивы	0,85 (6)	Аркалыкское, КазССР	K_2-Pg_1	Песчано-глинистые слан- цы	0,22 (16)

Таблица 1 (продолжение)

Месторождение—рудо- проявление, регион	Возраст бокситов	Исходные (материнские) породы	Сорг. %	Месторождение—рудо- проявление, регион	Возраст бокситов	Исходные (материнские) породы	Сорг. %
Осадочные							
Амангельдинский боксито- рудный район, КазССР	K ₂ —Pg	Песчано-глинистые сланцы	0,19****	Высокопольское, УССР	Pg	Амфиболиты, сланцы	0,10**
Сухолебяжинское, Центральная Сибирь	K ₂	Траппы	0,26 (5)	Сангареди, Гвинея	Pg (?), N—Q (?)	Глинистые сланцы	0,12 (7)
Аятское, КазССР	»	Основные и средние эффузивы	0,08 (3)				
Месторождения геосинклинальных областей							
Боксонское, Восточные Саяны	PR ₃	Основные и ультраосновные изверженные породы	0,35 (18)	Горностаевское, Северный Урал	D ₂	Основные и средние порфириты и их туфы	3,00—5,00****
СУБР, Северный Урал	D ₂	Основные порфириты	1,52 (60)	Ак-Тауское, Центральные Кызылкумы	C ₂	Средние, основные эффузивы	0,13 (3)
СУБР, Северный Урал	»	То же	0,64(8)***	Сохское, Южный Тянь-Шань	»	То же	0,35 (1)
СУБР, Северный Урал	»	»	0,05**	Ямайка, о. Ямайка	Pg	Основные и средние эффузивы	0,08**
СУБР, Северный Урал	»	»	0,18****	Эликон, Греция	I ₂ —I ₃	Основные породы (?)	0,09**
ЮУБР, Южный Урал	»	Основные порфириты, сланцы	1,04 (3)	Калакташское, Памир	T	Кристаллические сланцы	0,05 (2)
Обуховское, Салаир	»	Средние, основные эффузивы	0,45 (3)	Рударненское, Карпаты	I ₂ —I ₃	Сланцы (?)	0,43 (1)
Салаирский боксито-рудный район, Салаир	»	То же	0,05**	Басманкерменское, Крым	I ₃	Основные порфириты (?), сланцы	0,11 (1)

* В круглых скобках указано число изученных на Сорг образцов;

** (Будинский, 1971);

*** (Левандо, Шапранова, 1968);

**** (Бенеславский, 1974);

***** (Tercinire, 1972).

Средние содержания $C_{орг}$ в бокситах основных генетических типов, %

Бокситы	От	До	Среднее
Геосинклинальных областей в целом	0,04	1,52**	0,37
Платформенных областей в целом (две части латеритных плюс одна часть осадочных*, в том числе:	0,06	0,85	0,21
латеритные	0,06	0,29	0,18
осадочные	0,08	0,85	0,26
В целом (5 частей платформенных плюс одна часть геосинклинальных)*	0,04	1,52**	0,24

* Принятые пропорции расчета средневзвешенных величин определены исходя из распространенности бокситов рассматриваемых типов в общем балансе запасов бокситов в мире.

** Данные по Горностаевскому месторождению ($C_{орг}$ —3—5%) (Бенеславский, 1974) и по бокситам коралловых островов и атоллов Океании ($C_{орг}$ —3,15—13,79%) (Tercinier, 1972) из расчетов исключены, как не видно, ураганные.

Рассмотрение полученных нами данных¹ и уже опубликованных чисел по содержанию $C_{орг}$ в бокситах различных типов, возрастов и связанных с различными по характеру исходными породами (табл. 1—3) показывает, что, как и следовало ожидать, органический углерод присутствует во всех без исключения бокситах всех изученных месторождений. Однако его количества в них резко колеблются и размах крайних содержаний достигает двух порядков (0,04% — целые %). Среднее (средневзвешенное) содержание $C_{орг}$ в бокситах в целом оказалось равным 0,24%.

Таблица 3

Распространенность $C_{орг}$ в бокситах в зависимости от характера исходных пород

Группы бокситов, ассоциирующихся с различными по составу исходными породами	От	До	Среднее
С изверженными, излившимися и метаморфическими породами основного состава	0,05	1,52	0,36
С глинами и глинистыми сланцами	0,05	0,94	0,27

Анализ средних чисел (табл. 2) показывает, что самое низкое содержание $C_{орг}$ устанавливается в латеритных бокситах (0,18%), а самое высокое — в бокситах геосинклинальных областей (0,37%). В целом в бокситах платформенных областей — латеритные плюс осадочные — обнаруживается действительно несколько меньшее количество органического углерода, нежели в бокситах геосинклиналей (0,21 против 0,37%). Улавливается также и некоторое различие в содержании $C_{орг}$ в бокситах, связанных с различными исходными породами (табл. 3).

Одной из возможных причин более высокого содержания органического вещества в бокситах некоторых месторождений геосинклинальных областей может быть их внедрение в бокситы из перекрывающих рудные тела битуминозных глинистых и карбонатных пород. Это соображение подтверждается, в частности, тем, что бокситы геосинклинальных областей, не перекрываемые подобными породами, содержат «нормальные» количества органического углерода (Ямайка — 0,08%, месторождения Греции — 0,09% и др.). Правда, следует иметь в виду и такой недавно

¹ Органический углерод определялся методом мокрого сжигания по И. В. Тюрину.

установленный факт, как явно повышенное содержание органического вещества (от 3 до 14%) в верхней почвенной части бокситов, обнаруженных на коралловых островах и атоллах Океании (Tercinier, 1972). Но до конца причина (или причины) этих различий не ясна. Во всяком случае, как показывают известные данные (табл. 4), обычным осадочным породам свойственна обратная картина распределения органического углерода — осадки платформ заметно богаче органическим веществом, чем осадки геосинклиналей.

Таблица 4

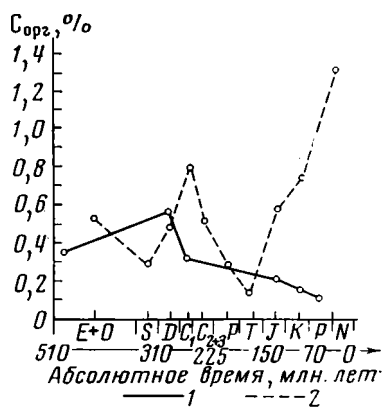
Распространенность $C_{орг}$ в основных типах осадочных пород континентов (Ронов, Ярошевский, 1967)

Структуры земной коры	Породы	$C_{орг}$, %
Платформы	Пески	0,30
	Глины	0,99
	Карбонаты	0,33
	В среднем	0,63
Геосинклинали	Пески	0,25
	Глины	0,78
	Карбонаты	0,35
	В среднем	0,42
Континенты (в целом)		0,47

ставленный здесь более широкий материал не только подтверждает сделанное наблюдение, но и позволяет уточнить численно и графически эту интересную закономерность (фигура). На приведенном графике данные по содержанию органического углерода в бокситах суммированы по основным эпохам бокситообразования в геологической истории Земли, а также сопоставлены с картиной изменения во времени содержания $C_{орг}$ в осадочных породах платформ (Ронов, 1958)². Как видно, и в этом отношении бокситы характеризуются диаметрально противоположной по сравнению с осадочными породами тенденцией изменения в них во времени содержания органического углерода.

Сопоставление картины распространности органического углерода в бокситах с главнейшими закономерностями распределения $C_{орг}$ в осадочных породах платформ и геосинклиналей (табл. 4) выявляет и еще одно важное обстоятельство, отличающее бокситы от основных типов осадочных пород: как видно и в целом и по сравнению с отдельными типами осадков платформ и геосинклиналей, и тем более по отношению к глинам, сформированным в обеих основных тектонических структурах земной коры, бокситы заметно выделяются пониженным содержанием органического углерода.

Выявленные закономерности и особенности распространности и распределения органического углерода в бокситах и, прежде всего, невысокое общее его содержание в них, принципиальная близость средней распространенности $C_{орг}$ в латеритных (элювиальных) и в переотложенных (осадочных) бокситах, а также все показанные выше отличия бокситов по закономерностям нахождения в них органического углерода от



Изменение во времени содержания $C_{орг}$ в бокситах (наши данные) и в осадочных породах платформ (Ронов, 1958)

1 — бокситы в целом; 2 — осадочные породы платформ

² На графике приведена кривая усредненных данных для Русской и Североамериканской платформ.

основных типов осадочных пород могут интерпретироваться, во-первых, как показатели относительно невысокой роли органических соединений в формировании и переотложении бокситового вещества³ и, во-вторых, как возможное подтверждение преимущественно субаэральной среды накопления (а возможно, и образования) многих так называемых осадочных их типов.

В целом нам представляется, что полученные данные имеют далеко не ординарное значение и поэтому требуют дальнейшего анализа и обсуждения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М., «Недра», 1974.
Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
Вольф А. Н., Пудовкина О. И. Кинетика накопления органических веществ в длительном непрерывном производстве глинозема по методу Байера.— Легкие металлы, 1935, вып. 5.
Деревянкин В. А., Кузнецов С. И. Органические вещества бокситов.— Тр. Уральск. политехн. ин-та, Свердловск, 1960, сб. 98.
Калюжная С. Н., Пастухова М. В. Об углистых породах в бокситоносных и покрывающих их отложениях Северного Казахстана.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов, вып. II. ВИМС, 1974.
Левандо Е. П., Шапранова Н. И. К вопросу о содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ в бокситах.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1968, т. 162.
Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью).— Геохимия, 1958, № 5.
Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.
Теняков В. А., Эдлин М. Г., Винокуров П. К., Сапрыкина Н. В. Распространенность и некоторые черты геохимии Cl, Br и I в бокситах.— Геохимия, 1974, № 12.
Tercinier G. Les sols bauxitiques de karst des atolls surélevés du Pacifique. Contribution à l'étude des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation.— Science du Sol, 1972, № 1.

ВИМС,
Москва

Дата поступления
15.VII.1975

³ Здесь мы не касаемся особой и немалой роли в латеритном процессе CO_2 «корковой атмосферы» — одного из остатков минерализации почвенных органических веществ.

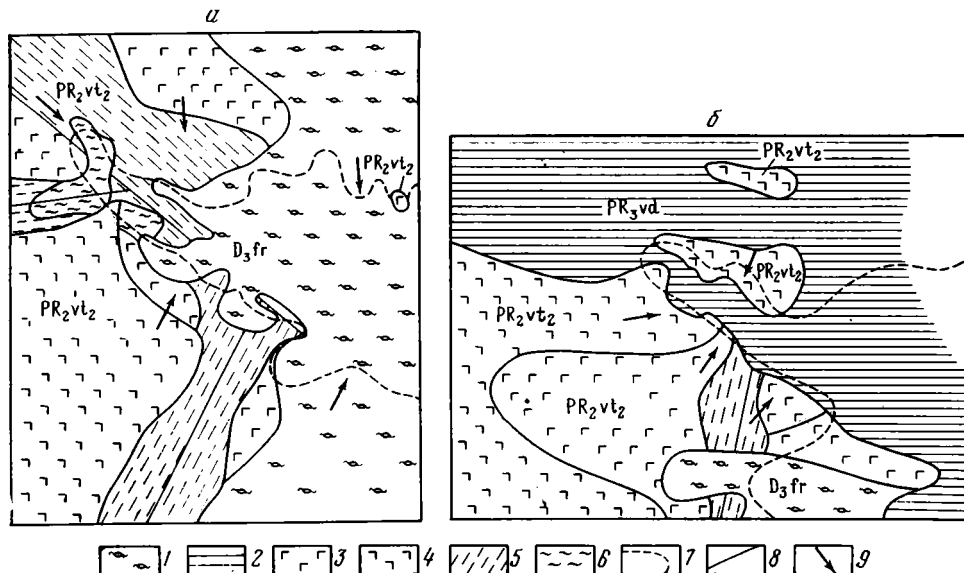
УДК 553.492.1 (470.1)

К ВОПРОСУ УСТАНОВЛЕНИЯ СВЯЗИ БОКСИТОВ СЕВЕРО-ОНЕЖСКОГО РАЙОНА С ПОРОДАМИ ДОРУДНОГО РЕЛЬЕФА

О. О. РАЗУМОВСКИЙ, Э. Д. КУЗЬМЕНКО

В геологическом отношении Северо-Онежский бокситорудный район расположен на стыке двух крупных структур — Балтийского щита и Московской синеклизы. В его строении участвуют кристаллические породы Pt и осадки Rz.

О генезисе североонежских бокситов высказывались различные гипотезы, в той или иной мере связанные с корами выветривания основных пород фундамента. В настоящее время большинство исследователей (Бушинский, 1971; Кальберг и др., 1971) придерживаются осадочно-диагенетической гипотезы образования бокситовых месторождений района. Считается, что продукты довизейской коры выветривания основных вулканогенных пород были смыты и переотложены в депрессии дорудного рельефа, где впоследствии при благоприятных условиях происходила их бокситизация, т. е. «доработка» осадочного материала до стадии бокситов.



Схемы геологического строения докарбоновой поверхности участков Иксинского (а) и Плесецкого (б) месторождений бокситов

1 — песчано-глинистые отложения франского яруса; 2 — аргиллитоподобные глины и песчаники вендской серии; 3 — метадиабазы; 4 — базальты; 5 — актинолитовые породы и сланцы; 6 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 7 — граница распространения бокситовых пород; 8 — тектонические нарушения; 9 — направление сноса

В данной статье на примере участков Иксинского и Плесецкого месторождений мы попытались установить связь между исходными и бокситовыми породами, для чего методом математической статистики были обработаны результаты спектральных анализов предполагаемых материнских пород различного петрографического состава и бокситов. Обработка производилась по четырем элементам семейства Fe (Ti, Cr, V, Zr), которые, по данным ряда исследователей, являются одними из наиболее устойчивых в условиях гипергенеза (Михайлов, 1969; Цибульчик, 1972; Куренкина, 1973; Лисицина, 1973; Слукин, 1973).

Следовательно, при выветривании эти элементы почти не проявляли тенденции к миграции и сохранялись в элювиальных образованиях. Впоследствии они переносились механически в составе различных минеральных ассоциаций, образующих продукты кор выветривания.

В геологическом строении Иксинского (Залужемский участок Беловодской залежи) и Плесецкого (Вахновский участок) месторождений бокситов наблюдаются некоторые различия (фигура).

На Иксинском месторождении в состав дорудного рельефа входят основные вулканы PR₂ свиты Ветреного пояса и песчано-глинистые пестроцветные отложения франского яруса. По петрохимическим и структурным особенностям среди кристаллических пород выделены базальты, метадиабазы и продукты их метаморфизма — актинолитовые породы и хлорит-актинолитовые сланцы. Последние в зонах наибольшей тектонической активности подверглись окварцеванию с образованием кварц-слюдисто-хлоритовых сланцев.

На Вахновском участке Плесецкого месторождения отложения D практически отсутствуют, но не исключено, что непосредственно в послепозднедевонское время они были распространены гораздо шире, а затем подверглись размыву. Во всяком случае, сейчас можно с уверенностью говорить лишь о том, что областями сноса явились участки, сложенные вулканитами Ветреного пояса.

Значения t -критерия Стьюдента для различных типов пород Иксинского месторождения бокситов; $n=30$

Материнские породы	Ti	V	Cr	Zr
Метадиабазы, $n=25$	3,33	4,99	1,25	2,05
	8,12	11,65	7,45	12,35
Базальты, $n=30$	3,24	5,57	3,14	10,51
	10,31	27,5	9,96	27,50
Актинолитовые породы и хлорит-актинолитовые сланцы, $n=50$	3,25	4,95	0,62	9,35
	5,51	13,75	9,14	16,54
Кварц-слюдисто-хлоритовые сланцы, $n=18$	2,48	2,42	1,11	5,67
	4,84	7,76	6,90	8,93
Песчано-глинистые породы, $n=41$	2,66	2,24	2,06	1,52
	12,75	10,53	5,60	10,89

Бокситовые породы со следами размыва залегают на отложениях D (Иксинское месторождение) и PR₃ (Плещеекое месторождение) либо на коре выветривания пород кристаллического фундамента.

Пересчет спектральных анализов интересующих нас пород по четырем вышеуказанным элементам произведен по специальной методике (Фишер, 1958) с определением t -критерия Стьюдента. В данном случае, учитывая, что число степеней свободы n , т. е. количество произведенных анализов, почти всегда ≥ 30 , при оценке существенности средней значен- ние t должно быть гораздо больше 2, а при оценке разности средних ≤ 2 .

Таблица 2

Значения t -критерия Стьюдента для различных типов пород Плещеекого месторождения бокситов; $n=16$

Материнские породы	Ti	V	Cr	Zr
Метадиабазы, $n=25$	0,10	4,62	2,70	1,56
	8,12	10,34	7,45	12,35
Базальты, $n=30$	1,20	5,53	4,64	1,39
	10,31	27,50	9,96	27,50
Актинолитовые породы и хлорит-актинолитовые сланцы, $n=50$	0,26	4,18	2,83	6,24
	5,51	13,75	9,14	16,54
Песчано-глинистые отложения D, $n=41$	2,37	2,34	1,22	1,15
	12,75	10,53	5,60	10,89

Только при таких величинах t можно говорить соответственно о том, что выбранные элементы достаточно достоверно характеризуют какую-либо породу, либо о связи двух пород по этим элементам. Полученные результаты сведены в табл. 1—3.

В табл. 1, 2 в числителе — значение t для оценки разности средних, в знаменателе — для оценки средней в материнской породе. В табл. 3 вверху — значение t для оценки средней в бокситах Плещеекого месторождения, внизу слева — для оценки средней в бокситах Иксинского месторождения, внизу справа — для оценки разности средних.

Первое и достаточно важное заключение из анализа таблиц — значение t -критерия Стьюдента для оценки средней в каждой породе всегда $\gg 2$. Это означает, что вероятность появления значений любой из рассматриваемых выборок элементов в какой-либо иной генеральной совокупности ничтожно мала, т. е. каждый из четырех элементов во всех

Значения t -критерия Стьюдента для бокситовых пород Иксинского ($n=30$) и Плесецкого ($n=16$) месторождений

		Плесецкое месторождение							
		Ti		V		Cr		Zr	
Иксинское месторождение	Ti		9,60						
		7,02	2,79						
	V				7,80				
				13,98	1,11				
	Cr						7,38		
						5,94	2,58		
	Zr								20,50
								14,86	0,08

анализируемых породах устойчив и представителен, а его распределение и содержание характеризует породу.

Сравнительный анализ содержания и распределения элементов в первичных породах и бокситах (табл. 1, 2) позволяет утверждать, что только по Cr для Иксинского месторождения и по Ti для Плесецкого любая из рассматриваемых пород имеет связь с бокситами. По остальным элементам довольно родственными с бокситовыми породами представляются метадиабазы и кварц-слюдисто-хлоритовые сланцы. Гораздо хуже, в особенности для Иксинского месторождения, улавливается связь бокситов с базальтами, актинолитовыми породами и хлорит-актинолитовыми сланцами, хотя не приходится сомневаться в их причастности к формированию бокситовых залежей. Не исключено, что эта связь несколько затуманена последующим перераспределением рассматриваемых элементов при диагенезе осадков.

При сравнении бокситов Плесецкого и Иксинского месторождений (табл. 3) ясно устанавливается связь между этими породами по V и Zr, хотя следует заметить, что значения t для Ti и Cr не столь далеки от критической величины, равной 2, чтобы делать какие-либо категорические отрицательные выводы. Бесспорно, по условиям залегания и минералогическому составу бокситы этих двух месторождений несколько разнятся, но вместе с тем они имеют и общие черты в своем формировании.

Наиболее родственны по отношению к бокситам, судя по величине t , песчано-глинистые отложения D. Практически по всем четырем элементам наблюдается довольно четкая связь пестроцветных пород D, с одной стороны, и бокситов, с другой.

На наш взгляд, установление связи между бокситовыми и девонскими породами позволяет говорить об участии последних в образовании рудных залежей и расширить поисково-съёмочные работы в направлении к Тихвинскому бокситорудному району.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
 Кальберг Э. А., Левандо Е. П., Махнач З. К. Бокситы северо-запада Русской платформы.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
 Куренкина И. Е. Поведение редких элементов в профиле выветривания докембрийских филлитов Гостищевского бокситового месторождения КМА.— В кн.: Кора выветривания, вып. 12. М., «Наука», 1973.

- Лисицина Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1973, вып. 231.
- Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1969, нов. сер., т. 167.
- Слукин А. Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М., «Наука», 1973.
- Фишер Р. А. Статистические методы для исследователей. М., Госстатиздат, 1958.
- Цибульчик В. М. Поведение титана в коре выветривания метаморфических пород.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1972, вып. 105.

Плесецкая комплексная геологоразведочная
экспедиция, Архангельское ТГУ,
Архангельск

Дата поступления
8.IV.1975

УДК 549.674.1 : 553.94 (477.6)

РЕНТГЕНОВСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦЕОЛИТОВ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

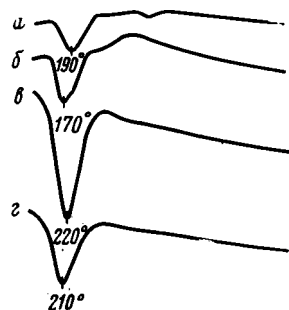
С. Т. АМИРОВ, Я. М. ЕЛЧИЕВ, Х. С. МАМЕДОВ

Клиноптилолит. В вулканогенной толще среднего эоцена Нахичеванской АССР мы впервые выявили цеолитовое месторождение. В районе селений Кюки, Юхары-Ремешин, Карабая цеолитоносная толща простирается с северо-запада на юго-восток. Ранее названная трассовидными туфами (Азизбеков, 1961), она представляет собой плотные синие туфы. В районе развалин сел. Карабая синие трассовидные туфы чередуются с белыми окварцованными. Протяженность цеолитоносной толщи 15 км, мощность 15 (на юго-востоке) — 30 м (на северо-восточной окраине сел. Карабая); далее она тянется в Армению.

Диагностика цеолитов обычными методами весьма затруднительна, поскольку они приурочены к тонким фракциям и выделить мономинеральную практику очень трудно. Они присутствуют в туфах в виде мелких кристаллов в 0,1—0,01 мм. Поэтому для идентификации цеолитов использовали рентгеновскую дифрактометрию. Съемку образцов производили на ДРОН-1,5 (Cu-анод, Ni-фильтр, $V=30$ кв, $I=20$ ма). Полученные дифрактограммы определили этот цеолит как клиноптилолит. Помимо клиноптилолита, на дифрактограммах (таблица) видны пики, соответствующие кварцу $d_{\alpha/n}=4,24; 3,34$ Å, а также слабые пики с $d_{\alpha/n}=3,22$ и $3,18$ Å, которые соответствуют полевым шпатам: олигоклаз — лабрадор.

Литературные данные для порошкограммы клиноптилолита из Калифорнии (Сендеров, Хитаров, 1970) и Нахичеванской АССР хорошо согласуются.

На дериватограммах этого туфа наблюдаются единичные эндоэффекты при 170—190° С (фигура). Описываемый клиноптилолит сохраняет свою структуру при термической обработке при 650° С. При этом происходит только ослабление интенсивностей в среднем в 3—4 раза.



ДТА-кривые цеолитов
Нахичеванской АССР
а, б — клиноптилолит;
в, г — морденит

Рентгendifрактометрические данные порошка цеолитов Нахичеванской АССР

Обр. 727		Обр. 718		Клиноптилолит из Калифорнии		Обр. 747a		Морденит из Шотландии	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
95	9,00	100	9,00	10	9,00	23	13,6	5	13,70
18	7,90	10	7,91	4	7,94	70	9,00	9	9,10
12	6,77	8	6,77	3	6,77	32	6,55	9	6,61
8	6,64	6	6,64	2	6,64	20	6,39	4	6,38
—	—	—	—	1	5,91	8	6,07	5	6,10
12	5,24	10	5,24	3	5,24	12	5,70	5	5,79
15	5,11	10	5,11	1	5,11	—	—	1	5,03
12	4,66	10	4,69	2	4,69	—	—	2	4,87
—	—	5	4,48	2	4,48	25	4,51	8	4,52
10	4,36	6	4,34	2	4,34	20	4,25кв	—	—
20	4,24кв	16	4,25кв	—	—	5	4,14	3	4,14
65	3,97	42	3,96	10	3,96	42	3,99	9	4,00
45	3,93	33	3,92	8	3,90	12	3,83	6	3,84
10	3,84	8	3,80	1	3,83	18	3,77	2	3,76
5	3,75	6	3,75	1	3,73	6	3,63	1	3,62
10	3,56	5	3,55	2	3,55	—	—	1	3,56
13	3,47	8	3,46	2	3,46	80	3,48	10	3,48
20	3,43	12	3,42	6	3,42	45	3,39	9	3,39
24	3,39	—	—	—	—	—	—	—	—
100	3,34кв	65	3,34кв	—	—	100	3,34кв	—	—
22	3,22	10	3,22	—	—	60	3,21	10	3,22
22	3,18	18	3,18	—	—	50	3,18	—	—
26	3,13	10	3,14	3	3,12	10	3,12	2	3,10
2	3,08	6	3,08	2	3,07	10	2,99	—	—
—	—	32	2,99	2	3,04	22	2,89	6	2,89
35	2,98	5	2,88	5	2,97	4	2,73	1	2,74
3	2,88	12	2,80	1	2,87	—	—	3	2,70
20	2,80	—	—	2	2,82	—	—	1	2,64
10	2,73	8	2,74	1	2,73	12	2,56	4	2,56
						14	2,52	5	2,52
						10	2,45	2	2,46

Предварительное определение содержания клиноптилолита, выполненное методом рентгенофазового количественного анализа, показало, что в трассовидных туфах его 70—80%, а в окварцованных — 65%.

Морденит. В пределах Ордубадского (в районе селений Биляв, Чананаб) и Шахбузского (в районе сел. Ариндж) районов в отложениях среднего эоцена выделяются крупные светло-зеленые глыбы трассов. Мы взяли три пробы из этой толщи. Первая взята на нижней окраине сел. Чананаб, где плотные массивные туфы используются жителями как строительный материал; вторая — в разрезе сел. Биляв через г. Караулхана в сторону фермы сел. Биляв, не доезжая 4 км до фермы; третья — по левому берегу р. Кюки-су на северо-западной окраине сел. Ариндж.

Все три пробы представляют собой плотные мелкозернистые, окварцованные вулканогенно-осадочные породы. Результаты рентгенодифрактометрических исследований (условия съемки прежние) на ДРОН-1,5 дают почти ту же картину и идентичный минералогический состав. В таблице наряду с рентгенодифрактометрическими данными для сопоставления приведены данные порошка морденита из Шотландии (Дир и др., 1966). Ассоциирующими минералами в данных образцах являются кварц и полевые шпаты.

Для дифференциально-термической кривой (фигура) характерен эндозффект с максимумом при 210°С, связанный с дегидратацией морденита.

Дифрактограммы термически обработанных образцов морденита при 400 и 700°С практически не изменились. Содержание морденита в породе, по предварительным данным, составляет около 75%.

Широкое развитие клиноптилолита и морденита в Нахичеванской АССР, по нашему мнению, связано с цеолитизацией обогащенных SiO_2 дацитовых туфов в морской среде.

Выявление повышенных концентраций и запасов цеолитов предопределяет перспективность указанных месторождений в рассматриваемом районе.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970.
Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. IV. М., «Мир», 1966.

Институт неорганической и
физической химии АН АзербССР,
Баку

Дата поступления
12.XI.1974

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 549.521.61

ЕЩЕ РАЗ О ВАЛЕНТНОСТИ МАРГАНЦА В МИНЕРАЛАХ

Е. С. БАЗИЛЕВСКАЯ

За сравнительно короткий срок в «Минералогическом сборнике» Львовского университета опубликовано 7 статей Э. А. Янчука о валентности марганца в минералах (Янчук, 1968, 1969, 1970^{1, 2}, 1971, 1973; Янчук, Поваренных, 1975). Используя собственную модификацию рентгеноспектрального метода, автор однозначно решает вопрос о широком распространении трехвалентного марганца во всех окисных минералах от манганита до пиролюзита. Обычно этот вопрос возникает в отношении соединений, содержащих полуторную окись марганца, к которым относят манганит, браунит, гаусманит и некоторые другие минералы. Менее сомнительны в этом отношении минералы псиломеланового типа, образующиеся в рудах осадочного генезиса вследствие сорбции ионов Mn^{2+} и других на гидроокиси MnO_2 , и особенно пиролюзит, являющийся простым окислом. Казалось бы, нет оснований подвергать сомнениям валентность марганца в этих минералах. Тем не менее Э. А. Янчук утверждает, что и в этих минералах имеются ионы Mn^{3+} .

При осмысливании опубликованных автором данных возникает целый ряд сомнений в правомерности сделанных выводов. Начнем с манганита. Состав его — $Mn_2O_3 \cdot nH_2O$ — можно представить или в виде трехокиси Mn_2O_3 , или в виде смешановалентного соединения $Mn^{2+}O \cdot Mn^{4+}O_2$, что суммарно также дает формулу Mn_2O_3 . Для решения этого вопроса Э. А. Янчук производит сопоставление К-краев поглощения марганца в исследуемых образцах с эталонами. Но что может быть принято за эталон трехвалентного марганца, если все искусственные и природные его соединения в этом отношении одинаково неопределены? Если бы была возможность установить, что β - Mn_2O_3 , взятая автором в качестве эталона (Янчук, 1969), является достоверно трехокисью, а не смешановалентным соединением, то не стоял бы вопрос и относительно других окислов. Таких доказательств пока нет. Едва ли может быть таким эталоном и минерал биксбит ($Mn, Fe)_2O_3$: химический состав его автором не проверен (Янчук, 1973), а содержание железа в нем может превышать содержание марганца.

Характеристика эталонов только двумя методами анализа — термическим и рентгенометрическим — недостаточна. Нагревание на воздухе при термическом методе, принятом автором, дает значительные ошибки при диагностике манганита (Базилевская, 1974). Объективные результаты могут быть получены при снятии дериватограмм в бескислородной среде. Данные рентгенометрического анализа не позволяют однозначно судить о составе эталонов, так как ряд рефлексов у мар-

ганцевых окисных минералов перекрывается. Впрочем, в работах Э. А. Янчука эти данные вообще не приводятся.

Эталоном смешановалентного соединения служила смесь манганозита (MnO) с пиролюзитом (MnO_2) в соотношении 1 : 1 (Янчук, 1973). Однако манганозит неустойчив и на воздухе легко окисляется, а при смешивании с пиролюзитом (активным окислительным катализатором) окисление усиливается. Отсутствие данных химических определений не позволило автору убедиться в том, что степень окисленности марганца в этой смеси близка к MnO_2 и далека от того эталона, за который она принималась. Кроме того, в другой статье (Янчук, Мельников, 1972) автор утверждает, что в структуре пиролюзита всегда есть ионы Mn^{3+} . Следовательно, эталон и по этой причине непригоден. Значит, вывод о трехвалентности марганца в манганите не доказан, но он положен в основу всех последующих работ Э. А. Янчука. Так, автор устанавливает, что криптомелан (Верхне-Сержинское месторождение) имеет в своем составе ионы Mn^{2+} и Mn^{3+} (Янчук, 1968). Такое представление трудно обсуждать, так как до сих пор не возникало сомнений в том, что криптомелан имеет в своей основе α -модификацию двуокиси марганца (Роде, 1952) и не может быть отнесен по степени окисленности в нем марганца к гаусманиту, как это следует из выводов Э. А. Янчука.

В этом вопросе автору могли бы принести пользу общепринятые химические определения общего количества марганца и активного кислорода (MnO_2); и вызывает недоумение полное отсутствие таких данных во всех работах Э. А. Янчука.

Таким образом, проведенные исследования вызывают сомнения с точки зрения достоверности использованных эталонов.

Остановимся на новой формуле пиролюзита, выведенной автором. Проблемы с пиролюзитом до сих пор в минералогии марганца не было, он рассматривался как простой окисел β - MnO_2 . Однако кривые К-краев поглощения этого минерала показались Э. А. Янчуку подозрительными на содержание ионов Mn^{3+} . Тогда было сделано предположение, что экзотермический эффект при температуре 120—300°С на термограммах пиролюзита связан с окислением скрытого в структуре пиролюзита трехвалентного марганца (Янчук, 1972). Однако процессы окисления всегда сопровождаются присоединением кислорода и увеличением веса образца, а на соседней странице автор отмечает: «...при температуре экзотермического эффекта происходит очень незначительная потеря веса...». Следовательно, сделанное предположение неверно. Кроме того, природа упомянутого экзотермического эффекта достаточно хорошо известна и соответствует полиморфному превращению γ - MnO_2 в β - MnO_2 (Роде, 1952).

В развитие первого делается второе предположение о наличии в структуре пиролюзита ионов водорода, образующих группы OH^- или молекулы H_2O . В итоге следует абсолютно утвердительный вывод о том, что правильной формулой для пиролюзита необходимо считать следующую: $Mn_{1-x}^{4+}Mn_x^{3+}O_{2-x}(OH)_x$. Вывод формулы сопровождается определениями содержаний воды по потере при прокаливании — весьма ориентировочный способ. Выведение новой формулы на базе необоснованных предположений делает излишними и другие замечания, например о способе отличия внутримолекулярной трехокиси марганца от примеси манганита и т. д.

Остановимся на сущности разработанного Э. А. Янчуком метода определения валентности марганца в минералах. Согласно утверждениям автора, этот метод основан на двух положениях (Янчук, 1973). Во-первых, смещение К-краев поглощения марганца зависит от валентности катионов в окислах. Правило Кунця гласит, что, чем выше валентность, тем сильнее смещаются К-края в коротковолновую сторону. Во-вторых, «...для соединений или их смесей, содержащих ионы дан-

ного атома в разных валентных состояниях, наблюдаемые К-края поглощения являются результатом *аддитивной суперпозиции* (курсив мой.— Е. Б.) краев поглощения разновалентных ионов данного атома» (Янчук, 1973, стр. 7).

В этих положениях нет указаний на то, что предлагаемый метод может показать различие между соединениями Mn_2O_3 и $MnO \cdot MnO_2$. Напротив, понятие «аддитивная суперпозиция» (additive superposition) можно перевести как «суммарное наложение». Таким образом, К-края поглощения в соединениях с разновалентными ионами марганца являются результатом осредненного значения наложения К-краев этих ионов марганца, что в итоге даст ту же картину, что и К-края трехокиси марганца. В целом предложенная Э. А. Янчуком модификация рентгеноспектрального метода дает ориентировочное представление о степени окисленности марганца в минералах и уступает возможностям химических определений в силу отсутствия количественных определений содержания марганца в образцах.

В заключение отметим, что выводы Э. А. Янчука противоречат современным представлениям о строении электронной оболочки марганца, о величинах энергий электронных переходов в этих оболочках и, наконец, известному представлению о возможности существования в зоне гипергеза только двух валентных состояний марганца — Mn^{2+} и Mn^{4+} . Ионы трехвалентного марганца устойчивы только в сильноокислых растворах. Автору следовало бы проанализировать все эти современные данные и тогда, возможно, отпала бы необходимость в решении довольно ясной проблемы.

Категоричность сделанных Э. А. Янчуком выводов о широком распространении трехвалентного марганца в минералах не обоснована и не доказана.

ЛИТЕРАТУРА

- Базилевская Е. С. Фазовое определение манганита в марганцевых рудах.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Роде Е. Я. Кислородные соединения марганца. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Янчук Э. А. О рентгеноспектральном исследовании валентного состояния марганца в минералах.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1968, № 22, вып. 4.
- Янчук Э. А. О валентном состоянии марганца в манганите.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1969, № 23, вып. 1.
- Янчук Э. А. Координация марганца, магнитные свойства и устойчивость его некоторых природных окислов.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1970, № 24, вып. 1.
- Янчук Э. А. О характере межатомной связи в окислах марганца.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1970, № 24, вып. 3.
- Янчук Э. А. Рентгеновские К-края поглощения марганца и характер химической связи в некоторых его окислах.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1971, № 25, вып. 3.
- Янчук Э. А. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах и гидроокислах. Криптомелан, голландит, коронадит.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1973, № 27, вып. 1.
- Янчук Э. А., Мельников В. С. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах (пиролюзит, рамделлит).— В сб.: Конституция и свойства минералов, вып. 6. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Янчук Э. А., Позаренных А. С. Валентное состояние марганца в некоторых его природных окислах и гидроокислах. Романешит.— Минералог. сб. Львовск. ун-та, 1975, № 29, вып. 2.

ХРОНИКА

УДК 552.5

ВСЕСОЮЗНАЯ ШКОЛА ПО ЛИТОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ «СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОКЕАНАХ И НА КОНТИНЕНТАХ»

Ю. А. БОГДАНОВ

По инициативе Океанографической комиссии АН СССР и Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в Геленджике с 20 по 27 октября 1975 г. проходила II Всесоюзная школа по морской геологии (литологии и геохимии). Основной задачей этой школы было обсуждение новейших материалов, касающихся различных сторон формирования современных и древних морских и океанских осадочных толщ. В работе школы приняло участие около 200 специалистов из 60 организаций Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Владивостока и других городов страны. Было заслушано и обсуждено около 100 научных докладов.

Обширные геологические материалы, полученные в последние годы в океанологических экспедициях, в том числе и при бурении дна с судна «Гломар Челленджер», позволили выяснить общие черты океанского осадочного процесса и его эволюцию в кайнозое (А. П. Лисицын, В. Н. Лукашин «Основные показатели современного глубоководного осадконакопления», А. П. Лисицын «Модель терригенного осадконакопления», «Современное карбонатонакопление в океанах», «О влиянии вулканизма на осадкообразование», А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов «Современное и древнее кремненакопление в океанах и морях»). С большим интересом был заслушан доклад А. П. Жузе «Зональность распределения диатомей в океанах (современных и геологического прошлого)».

Целый ряд докладов был посвящен геологии отдельных регионов Мирового океана (А. В. Хабаков «О Северном океане в геологическом прошлом и фазах развития некоторых областей континента Евразии», А. П. Милашин, А. А. Терехов «Крупные седиментационные бассейны периферии Индийского океана, перспективные в нефтегазовом отношении», Д. Е. Гершанович, А. И. Конюхов, Б. И. Котенева «Глубоководные осадочные формации на подводных окраинах континентов», Ю. А. Богданов «История осадконакопления в Антарктике», Е. М. Емельянов, Ю. П. Непрочнов, Э. С. Тримонис «Минеральный и химический состав кайнозойских осадков экваториальной Атлантики» и др.). На этом фоне доклады, включающие реконструкции условий накопления древних морских осадочных толщ, встреченных на континентах, были заслушаны с особым интересом (Л. П. Зоненшайн «Океаны и их глубоководные отложения в истории Земли», В. И. Попов, С. Д. Макарова, В. И. Троицкий, М. З. Закиров «О возможности нахождения ископаемых глубоководных осадков на территории Средней Азии», Ю. П. Сеньковский «Кремненакопление в меловых морях Восточно-Европейской платформы и Карпатской геосинклинали», Г. И. Бушинский, С. И. Шуменко «Проблемы происхождения писчего мела» и др.). Было показано широкое распространение глубоководных осадков в морских водоемах геологического прошлого.

Несколько докладов было посвящено постседиментационным преобразованиям осадков и формированию кремней (И. И. Волков, М. А. Левитан, В. И. Муравьев, Н. А. Лисицына, Г. И. Бутузова, М. И. Липкина и др.).

С большим вниманием были заслушаны доклады, посвященные проблемам металлогении океанов и современному рудообразованию (П. Л. Безруков «Геологические предпосылки освоения конкреционных многокомпонентных руд Тихого океана», Е. А. Величко «Геологические предпосылки осадочного рудообразования в глубоководных областях океанов», Ю. А. Богданов с соавторами «Металлоносные осадки южной части Тихого океана», Е. А. Радкевич «Влияние металлогенных особенностей прибрежной суши на литологию осадков на примере шельфа дальневосточных морей»).

Отдельную группу составили доклады, посвященные тектонике океанов. Были высказаны мнения в поддержку гипотезы тектоники плит (О. Г. Сорохтин, С. А. Уша-

ков) и многочисленные возражения против нее (Г. Ф. Макаренко, С. С. Григорьев). В интересном докладе Л. И. Красного продемонстрирована новая структурно-формационная карта Тихоокеанского подвижного пояса и высказан ряд возражений против концепции новой глобальной тектоники применительно к Тихому океану. Доклад большого коллектива авторов из СЕВМОРГЕО, посвященный тектонике Северного Ледовитого океана и его обрамления, вызвал оживленную дискуссию. Авторы представили новую тектоническую карту Арктики. В. И. Славин в своем докладе сообщил целый ряд новых данных о тектоническом строении и геологическом развитии Южного Крыма.

Перспективы дальнейших работ в области литологии и геохимии связаны с развитием новых методов, которым был посвящен ряд докладов. Рассматривались вопросы применения математических методов в седиментологии, новые методы анализа вещественного состава осадочных образований и др.

Показ законченных крупных обобщений и рабочего фактического материала, который находится только в стадии осмысливания, рассмотрение с разных сторон специалистами разных направлений геологии океана — все это преследовало цель продемонстрировать современное состояние отечественной и зарубежной науки о природе океана, а также выработать наиболее перспективные направления исследований в будущем.

Участники школы в один из дней работы совершили интересную и очень полезную экскурсию в окрестности Новороссийска, где под руководством С. Л. Афанасьева познакомились с верхнемеловым разрезом осадочных пород.

Аудитория единодушно признала деятельность школы очень плодотворной для геологов, работающих как в океанах, так и на континентах, и рекомендовала сделать ее регулярной.

Дата поступления
10.XI.1975

ВАСИЛИЙ ИВАНОВИЧ ЧАЛЫШЕВ

(1932—1975)

15 июля 1975 г. на 44-м году жизни в Сыктывкаре скончался Василий Иванович Чалышев — доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией литологии и осадочного рудогенеза Института геологии Коми филиала АН СССР, заслуженный деятель науки Коми АССР.

Тяжелая продолжительная болезнь оборвала жизнь незаурядного ученого и выдающегося по своему мужеству человека.

Василий Иванович Чалышев родился в 1932 г. в г. Энгельсе Саратовской области. В 1954 г. он окончил геологический факультет Саратовского университета и поступил в аспирантуру Коми филиала АН СССР. В 1960 г. защитил кандидатскую диссертацию «Стратиграфия и литология лагуно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры». С 1963 г. и до последнего дня возглавлял научные подразделения Института геологии: вначале сектор стратиграфии, литологии и тектоники, с 1967 г. — лабораторию стратиграфии и литологии и в 1973 г., уже будучи тяжело больным, — созданную им лабораторию литологии и осадочного рудогенеза.

В 1972 г. он успешно защитил докторскую диссертацию, в которой подвел итоги многолетних стратиграфических исследований. Акад. А. Л. Яншин в связи с этим отметил, что стратиграфия перми северо-востока Русской платформы впервые стала ясной после работ В. И. Чалышева.

За свою недолгую жизнь В. И. Чалышев написал более 70 научных работ, в числе которых 7 монографий. Его перу принадлежит также повесть «Красный камень» и очерк «Река идолов» — произведения, отмеченные печатью таланта художника-беллетриста.

В его обширном научном творчестве можно назвать четыре основные проблемы: 1 — стратиграфическое расчленение и корреляция огромной толщи верхнепермских и триасовых отложений северо-востока Европейской части СССР; 2 — ритмичность флишевых и молассовых толщ; 3 — совсем молодая ветвь геологии — учение об ископаемых почвах, одним из основателей которого он по праву является; 4 — осадочный рудогенез.

Перечисленные направления развивались им в естественной и логической последовательности — они как бы вырастали одно из другого. Начав со стратиграфии бедных органическими остатками толщ огромной мощности, он неизбежно принужден был углубиться в проблемы литологии и ритмичности; открыв ископаемые почвы, он среди прочего использовал их как ключ при анализе ритмичности и конкреционности разрезов; наконец, при изучении в течение этих лет генезиса осадочных полезных ископаемых (уголь, нефть, бокситы, фосфориты, медные руды) ему необходимо было иметь в виду стратиграфические и фациальные аспекты данной проблемы. Так, он пришел в

последние годы к идее, которую страстно отстаивал,—идее теснейшей связи осадочного рудогенеза с процессами древнего почвообразования. Последним он придавал исключительное значение, отождествляя их вообще с континентальными корами выветривания.

Уже один перечень проблем, которым он посвятил свою недолгую жизнь, и полученные им результаты говорят о том, что в лице В. И. Чалышева мы потеряли крупного ученого.

Василий Иванович отличался двумя чертами, которые, на наш взгляд, более всего характеризовали его как ученого: удивительной целеустремленностью и верой в себя. Это лучше всего иллюстрируется его отношением к открытию (им же) ископаемых почв в отложениях перми и триаса Тимано-Уральской провинции. Он сразу же понял громадное значение своего открытия, те широкие приложения, которые оно должно получить далеко за рамками литологии. Василий Иванович был глубоко убежден, что изучение ископаемых почв составляет предмет новой отрасли науки — палеопочвоведения, рождающейся на стыке геологии и почвоведения. Нужно было иметь очень широкий взгляд на вещи и очень большую смелость, чтобы, как В. И. Чалышев, с такой энергией отдаться проблеме палеопочвоведения. Его убежденность выражалась и в том, что он считал необходимым, не полагаясь на литературные данные, лично изучить в поле все то, что его интересовало. С этой целью В. И. Чалышев с геологическим молотком в руках посетил почти все известные разрезы перми и триаса Тимано-Уральской провинции, Оренбургской и Куйбышевской областей, района оз. Индер, горы Большой Богдо, п-ова Мангышлак. Он устраивал экспедиции в Крым, на Кавказ, в Карпаты и в Среднюю Азию; не довольствуясь этим, изучал отложения перми и триаса в ГДР и Индии.

В 1971 г., уже написав докторскую диссертацию, в полном расцвете сил, он тяжело заболел и лишился обеих ног. Болезнь прогрессировала, и он чувствовал, что дни его сочтены.

Мы всегда знали В. И. Чалышева как смелого и твердого человека, но теперь, перед лицом смерти, раскрылась вся глубина этой мужественной натуры: он защитил диссертацию, создал новую лабораторию и готовил к печати свой капитальный труд о ритмичности флиша и моласс.

Трудно спокойно говорить о том, чему мы были свидетелями: каждое утро этот человек подкатывал себя на тележке к дверям института, одолевая высокую лестницу, занимал свое рабочее место и делал свое дело, ничем не обнаруживая своих страданий — писал, редактировал, участвовал в работах Ученого совета и Редколлегии, руководил лабораторией. В эти свои последние годы он отличался удивительной теплотой и доброжелательностью в отношениях с людьми.

Список главнейших научных трудов В. И. Чалышева

1. Чалышев В. И. Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 104 с.
2. Чалышев В. И., Варюхина Л. М., Молин В. А. Граница перми и триаса в красноцветных отложениях Северного Приуралья. М.—Л., «Наука», 1965, 120 с.
3. Чалышев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М.—Л., «Наука», 1966, 156 с.
4. Чалышев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия верхней перми северо-востока Европейской части СССР. Л., «Наука», 1968, 244 с.
5. Чалышев В. И. Ископаемые почвы пермских угленосных отложений северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, Изд-во Коми фил. АН СССР, 1974, 37 с.
6. Биостратиграфическое районирование поздней перми и триаса северо-востока Европейской части СССР (авторы: Л. М. Варюхина, Н. А. Колода, В. А. Молин, Л. А. Федилова, В. И. Чалышев). Л., 1975, «Наука».
7. Чалышев В. И. Ритмичность флиша и моласс. Л., «Наука». 1976, (в печати).

Институт геологии Коми филиала
АН СССР
Сыктывкар

Я. Э. Юдович, Н. И. Тимонин

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOŦ, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Опечатка в статье А. С. Войновского, № 2, 1976 г.

Напечатано	Следует читать
В формуле I	
Ge (левая часть формулы)	Се (церий)
Ga (правая часть формулы)	Га (галлий)

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 31/III-1976 г.	Т-10810.	Подписано к печати 17/V-1976 г.	Тираж 1350 экз.
Зак. 4102.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 4 ³ / ₄ .	Усл. печ. л. 13,3. Уч.-изд. листов 14,9.

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

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493