КОНТРОЛЬНЫЙ

Литология и полезные ископаемые

1970

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 4, 1970 г.
ИЮЛЬ — АВГУСТ

СОДЕРЖАНИЕ

Н. М. Страхов. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах 3
В. Н. Холодов. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования . 29
О. И. Бент. К проблеме геосинклинальных палеозойских бокситов Центрального Казахстана 45
В. М. Кравченко, В. К. Тетерюк. Возраст древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа 51
Ю. Р. Беккер, Н. Б. Бекасова, А. Д. Ишков. Алмазоносные россыпи в девонских отложениях Северного Урала 65
Б. Ф. Горбачев, Б. А. Буров. О формах железа в каолинитовых глинах Урала и Зауралья 76
С. И. Шуменко. Генезис мергельно-меловых пород на основе их изучения под электронным микроскопом 83
В. Н. Щеточкин. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности 92
А. А. Розин, З. Я. Сердюк. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа . 102
Н. А. Мельникова, В. Ф. Крымов. Влияние вторичных процессов на коллекторскую емкость карбонатных и терригенных пород палеозоя Оренбургской области 114
Г. Э. Прозорович, О. Г. Зарипов. Сравнительный анализ эпигенетических преобразований в терригенных коллекторах нефтеносных горизонтов Русской платформы и Западно-Сибирской плиты 121
С. Р. Крайнов, И. В. Батуринская, В. М. Жарикова. О геохимических диапазонах миграции титана в подземных водах 132
С. Г. Морозов, В. П. Трахтман, Т. В. Иванова. Петрографо-геохимическая характеристика пород кристаллического фундамента у г. Туймазы . 140

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. И. Муравьев, Б. Ф. Иваньшин. О находке самородного железа в верхнеолигоценовых отложениях северо-восточного Устюрта 149
Л. В. Чесноков. О строении и составе пепловых туфов пирокластического потока 153
В. Н. Шванов. Тонкая ритмичность в каменноугольном флише Алайского хребта 161

МЕТОДИКА

Т. С. Юсупов. О методах выделения мономинеральных фракций глауконита 166

ХРОНИКА

П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу (Болгария, 1969 г.) 169
Г. И. Теодорович (20.VII.1907—22/IV.1970) 174

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 4, 1970
JULY—AUGUST

CONTENTS

N. M. Strakhov. Foreign research on recent dolomitic sediments in sea basins 3
V. N. Kholodov. On Vendean and Cambrian metallogeny of Eurasia. 2. Vanadium, phosphorus, iron, manganese sedimentary ores and the conditions of their formation . . . 29
O. I. Bent. To the problem of geosynclinal Paleozoic bauxites of Central Kazakhstan . . . 45
V. M. Kravchenko, V. K. Teteriuk. The age of old crusts of weathering on iron-ore deposits of the Ukrainian shield and the Voronezh anteclise by spore and pollen analysis data . . . 51
Yu. R. Becker, N. B. Bekassova, A. D. Ishkov. Diamondiferous placers in Devonian deposits of Northern Urals . . . 65
B. F. Gorbachev, B. A. Burov. On the types of iron in kaolinitic clays of the Urals and the Trans-Urals area . . . 76
S. I. Shumenko. Genesis of marl-chalk rocks on the basis of their study by electron microscopy . . . 83
V. N. Schetochkin. Alterations of an acidulous-bitumen type at uranium deposits of a layer oxygen zonality . . . 92
A. A. Rozin, Z. Ya. Serdiuk. Transformation of underground waters and rocks of the West-Siberian platform under the effect of deep carbon dioxide . . . 102
N. A. Melnikova, V. F. Krymov. Effect of secondary processes on the collector capacity of Paleozoic carbonate and terrigenous rocks in Orenburg area . . . 114
G. E. Prozorovich, O. G. Zaripov. Comparative analysis of epigenetic transformations in terrigenous reservoirs of petroliferous horizons on the Russian and West-Siberian platforms . . . 121
S. R. Krainov, I. V. Baturinskaia, V. M. Zharikova. On geochemical ranges of titanium migration in underground waters . . . 132
S. G. Morozov, V. P. Trakhtman, T. V. Ivanova. Petrographic-geochemical characteristic of rocks of the crystalline basement near the town of Tuimazy 140

SHORT NOTES

V. I. Muraviev, B. F. Ivanshin. On a find of native iron in Upper Oligocene deposits of North-Eastern Usturt . . . 149
L. V. Chesnokov. On the texture and composition of ash tuff in a pyroclastic flow . . . 153
V. N. Ivanov. Thin rhythmicity in a Carboniferous flysch of Alai mountain range 161

METHODS OF RESEARCH

T. S. Yusupov. On the methods of distinguishing monomineral fractions in glauconite . . . 166

CHRONICLE

P. P. Timofeev, L. I. Bogoliubova. Meetings of International Commissions on the Coal Petrographic Nomenclature and Coal-Petrographic Analysis (Bulgaria, 1969) . . . 169
G. I. Teodorovich (20.VII.1907—22.IV.1970) . . . 174

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 553.682.4 : 551.352.2

ЗАРУБЕЖНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОЛОМИТОВЫХ ОСАДКОВ В МОРСКИХ ВОДОЕМАХ

Н. М. СТРАХОВ

Излагаются и анализируются результаты работ американских и австралийских литологов, изучавших генезис доломита в нормально морских и лагунных бассейнах; предлагается новая интерпретация генезиса доломита в лагуне Куронга (Южная Австралия) и в отшнуровавшихся от нее соляных озерах.

1. ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Впервые массовые накопления доломита в современных водоемах были обнаружены, как известно, Д. Г. Сапожниковым в 1940 г. в оз. Балхаш. Описаны они были лишь в 1942 г., а генетически истолкованы автором этих строк в 1945 г. Это были доломитные отложения крайних — западного (Алакульского) и восточного (Бурлю-Тюбинского) плесов оз. Балхаш. Позже, опираясь на генетическую схему, разработанную для Балхаша, автором были сознательно поставлены поиски доломитных отложений в угле-магниевых озерах Бурлинской группы и содовых озерах Кулундинской степи, где доломит и был обнаружен. В то же время оказалось, что в осадках Черного, Каспийского и Аральского морей доломит в сколько-нибудь уловимых количествах не встречается. Перечисленные факты были поставлены в связь с карбонатными типами воды осолоняющих бассейнов, впервые выделенными автором в 1951 г. Доломит образуется только в тех водоемах аридной зоны, которые принадлежат содовому и углемагниевому типам, но не углекальциевому. В содовых озерах CO_3^{2-} (*мг/экв*) связывает весь Ca^{2+}, Mg^{2+} и часть Na^{+}; в углемагниевых — только Ca^{2+} и часть Mg^{2+}; в обоих этих типах, следовательно, в воде отсутствует (по расчету) $CaSO_4$. В углекальциевых озерах CO_3^{2-} (в *мг/экв*) связывает только часть Ca^{2+}, наряду с которым всегда имеется также $CaSO_4$ (в бо́льших или меньших количествах); Mg^{2+} и Na^{+} ассоциируют здесь (по расчету) с Cl^{-} и $SO^2{}_4{}^{-}$. При осолонении доломитообразующих бассейнов доломит осаждается всегда после кальцита, при повышенном щелочном резерве (6—8 *мг/л*) и pH около 8,9—9,0. Садка идет чисто химическим путем, без участия организмов, причем, по моим представлениям 1951 г., в начале осаждаются раздельно $CaCO_3$ и основная соль углекислого магния, которые затем очень быстро, в самом раннем диагенезе, геологически говоря, мгновенно, трансформируются в доломит.

Эти работы были выполнены автором в 40-х годах с использованием химического, термического анализов и реакций Файгля. Рентгеновского анализа поставлено не было. С той поры изучения современного доломитообразования у нас не производилось. Между тем за рубежом за последние 12 лет появился ряд работ на эту тему, причем (что особенно

важно!) они были выполнены с применением рентгеновского анализа в порошках и дифрактометрически, что открыло новые детали, проникнуть в которые ранее было нельзя. К сожалению, зарубежные работы проводились при полном незнании (или игнорировании) советских исследований. Поэтому сейчас интересно сравнить результаты этих работ с нашими и сделать некоторые методические выводы. Настоящее сообщение и ставит себе эту задачу.

2. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МАГНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ МОРСКИХ ВОДОЕМОВ — НОРМАЛЬНЫХ И ОСОЛОНЯЮЩИХСЯ

Формы нахождения магния в карбонатных морских отложениях были изучены Фр. Стегли и Дж. Хоуэр (Stehli, Hower, 1961), а также Г. Фридманом (Friedman, 1964) на значительном материале, происходящем из разных частей океанов. Первые два исследователя изучили 41 образец из Флоридского залива, 8 образцов из мелководья, прилежащего к оз. Андрос (Багамская отмель), 8 образцов из Персидского залива и Китайского моря; для сопоставления были взяты плейстоценовые отложения Флориды. Что же касается работы Г. Фридмана, то она охватила очень большой круг объектов, по существу из всех участков Мирового океана, где накопляются мелководные известковые пески и илы.

Хотя выводы относительно минералогических форм карбонатов в обеих работах очень близки, позволю себе изложить их раздельно, оттенив при этом некоторые их небезынтересные особенности, в частности в данных Г. Фридмана.

Образцы карбонатных осадков Флоридского залива, изученные Фр. Стегли и Дж. Хоуэром (Stehli, Hower, 1961), варьировали от грубых известковых песков до тонкого ила; плейстоценовые отложения Флориды аналогичны современным осадкам залива. По рентгеновскому анализу, основная масса карбонатов в современных осадках Флоридского залива представлена арагонитом (61—100%); на втором месте высокомагнезиальный кальцит (15—25%); на третьем — низкомагнезиальный кальцит (3—15%). Несмотря на то что метод позволял открывать присутствие даже 1% доломита, **ни в одном из 41 образцов этот минерал установлен не был.** Так как высокомагнезиальный кальцит и арагонит представляют собою неустойчивые фазы Ca—Mg карбонатов, то, следовательно, современные отложения Флоридского залива более чем на 70% слагаются метастабильными фазами. В плейстоценовых отложениях высокомагнезиального кальцита практически нет (из 19 образцов он установлен лишь в двух в количестве 19%); содержание арагонита тоже резко понизилось (из 19 образцов в четырех он не установлен совсем, в других же находится на уровне 10—30%); но содержание низкомагнезиального кальцита резко возросло и он слагает обычно 50—100% образца. **Доломит отсутствует.** Поскольку материал, слагающий плейстоценовые карбонатные породы Флориды, тот же, что и в современных флоридских осадках, очевидно, произошла существенная трансформация минерального состава отложений: метастабильные фазы (высокомагнезиальный кальцит и арагонит) сменились более стабильным низкомагнезиальным кальцитом.

Образцы из мелководья у о. Андрос (Багамская банка) показали тот же минералогический состав, что и флоридские. Это важно потому, что в составе багамских осадков много карбонатов чисто хемогенного происхождения. Очевидно, примесь высоко- и низкомагнезиального карбоната обусловлена частью примесью биогенных обломков, как думают авторы излагаемой статьи, либо магнезиальный кальцит (особенно высокомагнезиальный) формируется и при химическом осаждении $CaCO_3$ из морской воды (твердый раствор $MgCO_3$ в $CaCO_3$), как представляется мне, при учете процессов, протекающих в озерах.

В Персидском заливе три образца были взяты на глубинах до 200 футов, т. е. глубже флоридских. В них понижено содержание арагонита (0—38%), мало высокомагнезиального кальцита (23—35%), основную массу карбонатов слагает низкомагнезиальный кальцит (31—100%). **Доломит отсутствует.** Микроскопическое изучение показывает, что «образцы состоят главным образом из планктонных фораминифер, которые в данных условиях, очевидно, выделяют скорее низкомагнезиальный кальцит, чем высокомагнезиальный» (стр. 366).

Три образца из Южно-Китайского моря с глубин до 1153 *м* показали наличие низко- и высокомагнезиального кальцита, причем первый преобладает. Образец с глубины 2688 *м* состоит только из низкомагнезиального кальцита, без арагонита и доломита. Образец из Восточно-Китайского моря с глубины 8152 *м* показал только низкомагнезиальный кальцит, без арагонита.

Таким образом, **состав карбонатного материала в мелководных и глубоководных отложениях** — по исследованиям авторов — **существенно различен.** В мелководной области теплого моря в результате биохимических процессов возникает характерная ассоциация, в которой доминирует арагонит, а высокомагнезиальный кальцит преобладает над низкомагнезиальным и осадки в целом более чем на 70% слагаются метастабильными формами $CaCO_3$. В глубоководной области преобладает низкомагнезиальный кальцит, а высокомагнезиального кальцита больше, чем арагонита. Иначе говоря, **глубоководные отложения сформированы более стабильными формами $CaCO_3$, чем мелководные.** Это различие отражает, вероятно, **разный состав фауны на мелководье и в глубинах** (?).

Доломит не был обнаружен в осадках ни обычным рентгеновским анализом, ни экстра-чувствительным. **«Отсюда следует,**— пишут Стегли и Хоуэр,—**что ни биологические, ни физико-химические процессы, протекающие в нормальной морской воде в изученных областях, не образуют уловимых (mesurable) количеств доломита»** (стр. 369).

По степени устойчивости три твердые фазы $CaCO_3$ располагаются в ряд: низкомагнезиальный кальцит>арагонит>высокомагнезиальный кальцит. Поскольку в высокомагнезиальном кальците $MgCO_3$ до 12,5%, то, очевидно, при разрушении его в процессе самого раннего диагенеза происходит значительное перераспределение магния, который, диффузно распространяясь в собственно кальцитовых участках обломков, превращает их в низкомагнезиальные кальцитовые. **Но доломит при этом еще не образуется. Он возникает позже в диагенезе, а самый процесс доломитизации сопровождается возрастанием пористости и разрушением органических остатков.** Механизм диагенетического доломитообразования остается совершенно нераскрытым.

Г. Фридман (Friedman, 1964) располагал гораздо бо́льшим количеством образцов, главным образом органогенных песков, отчасти и илов, с южной оконечности Большого Барьерного рифа Австралии, прибрежной зоны Бермудских островов, Багамской отмели, Средиземного моря (у Балеарских островов и у побережья Израиля), оолитовых песков Флоридского побережья и залива, лагуны Мадре (Техас), залива Патанабо (Куба), с поверхности Срединного Атлантического хребта и некоторых других мест. В большинстве случаев Г. Фридман старался сопоставить минералогию собственно современных нелитифицированных отложений с минералогией фациально сходных плейстоценовых карбонатных пород, уже претерпевших ту или иную степень литификации. Это дало ему возможность более определенно говорить о минералогических преобразованиях в ходе раннего диагенеза.

Выводы, полученные при анализе этого большого материала, следующие. «В современных карбонатных отложениях существует связь между их минералогией и условиями отложения; так, глубоководные отложения

Залива Батабано, Кампеш Банк и Красного моря содержат много низкомагнезиального кальцита, в то время как в органических отложениях, происходящих от разрушения рифов, много высокомагнезиального кальцита, а лагунные карбонатные отложения обладают самым высоким процентом арагонита» (стр. 807).

Из трех изученных карбонатов наименее устойчивым оказывается высокомагнезиальный кальцит, более устойчив арагонит и максимально устойчив низкомагнезиальный кальцит; это заключение полностью совпадает с более ранними выводами Фр. Стегли и Дж. Хоуэра (Stehli, Hower, 1961). Интересно добавление Г. Фридмана: арагонит сам по себе в разных случаях оказывается неодинаково устойчивым. «Скелетные зерна *Halimeda*, обломки гастропод и пелециподнаиболее подвержены растворению с образованием (и последующим заполнением.—*Н. С.*) пустот (to mold formation), ооиды уже менее растворимы, а комочки и криптокристаллические зерна оказываются наиболее устойчивыми формами зерен.

Molds арагонитовых зерен в плотном (sparry) цементе более подвержены заполнению мозаичным кальцитовым цементом, чем заключенные в микрокристаллическом цементе» (стр. 809).

Переход метастабильных фаз в конечную стабильную происходит неодинаково в разных условиях. Наиболее ярко выражен он в том случае, когда карбонатные пески выходят из-под уровня моря (выше уровня заплески волн) и подвергаются действию пресных метеорных вод. При этом имеют место следующие процессы: 1. Арагонит либо растворяется, оставляя после себя пустоты, либо испытывает параморфное превращение в кальцит **без структурных изменений исходных зерен.** 2. Высокомагнезиальный кальцит замещается низкомагнезиальным также без структурных изменений зерен. 3. За счет растворенного арагонита (и потери высокомагнезиальным кальцитом магния? — *Н. С.*) происходит формирование цемента либо только контактного между зернами, либо заполняющего большее или меньшее количество пор; осадок постепенно литифицируется. Пустоты от выщелачивания отдельных зерен также заполняются и формируются их мозаично-кальцитовые отливы (molds). Цементирующий кальцит низкомагнезиальный.

Специально поставленными длительными опытами было доказано, что фактором, обусловливающим активное действие метеорных вод на карбонатный осадок, является CO_2, понижающая pH вод и делающая их агрессивными по отношению к осадку.

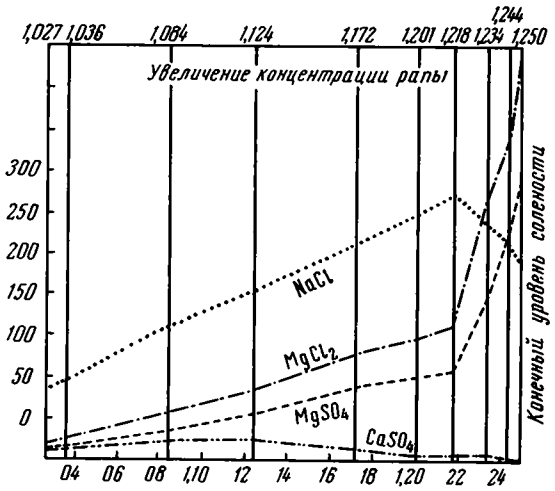
В условиях, когда карбонатный осадок с размерностью зерен от песчаной до глинистой остается под морской водой, указанные процессы не происходят и осадок сохраняет свой состав, особенно если он чрезвычайно тонкозернистый. Но если метеорные воды с высокими содержаниями CO_2 и низким pH каким-либо путем проникают в органогенные прибрежные пески, описанные выше минералогические преобразования и литификация могут происходить и под покровом морской воды.

Г. Фридман сравнивал шлифы из плейстоценовых литифицированных карбонатных отложений со шлифами из древних (юрских, пенсильванских) пород аналогичного фациального типа и был поражен их сходством во всех основных чертах. Из этого он заключил, что ранние диагенетические изменения структуры карбонатных отложений под влиянием метеорных вод очень долго удерживаются в последующей их истории.

Что касается доломита, то из всех изученных образцов морских карбонатных отложений он был обнаружен всего в трех местах. Прежде всего — на склоне Бермудских островов, на глубинах свыше 3660 *м*. Доломит в небольшом количестве входит здесь в состав органогенных песков и илов, которые залегают на глубинах 20,3—23,2 *м* от поверхности осадка. Зерна доломита чистые, прозрачные, размером 50—70 *мк*, но иногда и до 200 *мк*. Осадки, заключающие доломит, представляют собою

отложения мутьевых потоков. Но доломит, по Г. Фридману, аутигенный и возник в раннем диагенезе после отложения вмещающего его осадка. В мелководных прибрежных плейстоценовых известняках Средиземного моря найдены два типа доломита: 1) тонкозернистый доломит в цементе кальцитовых зерен и 2) доломитные кристаллы, образованные путем замещения заполненных мозаичным кальцитом пустот (molds); первоначально это были арагонитовые зерна. Процесс доломитообразования считается ранне-диагенетическим, но о механизме его ничего не говорится.

Большой интерес для познания доломитообразования в морских бассейнах с водой углекальциевого типа представляет статья Д. Н. Миллера (Miller, 1961), в которой описаны процессы испарения морской воды на о. Грит Инагва, самом южном острове Багамской отмели. Здесь производится добыча галита путем испарения в ряде искусственных бассейнов, которые соединены друг с другом; после достижения в каждом бассейне определенного уровня плотности (т. е. солености) вода перекачивается в следующий, пока в последнем из бассейнов не наступает садка NaCl. Ежегодная добыча галита составляет здесь 175 000 *т*. На диаграмме (фиг. 1) показан состав рапы, взятой в разных бассейнах, и, следовательно, общий ход концентрирования. Одновременно изучались петрографически и рентгеном карбонатные осадки, возникшие в ходе испарения. Оказалось, что **«анализы не обнаружили доломита в сколько-нибудь уловимых количествах ни в одном из образцов минерального осадка в испарительных бассейнах;** это свидетельствует, что сами по себе (alone) ни возрастающая соленость, ни концентрирование недостаточны для того, чтобы осадить доломит из рапы с удельным весом, меньшим 1,245».



Фиг. 1. Изменение состава морской воды по мере ее концентрирования (по Д. Н. Миллеру, 1961 г.)

Удельный вес морской воды 1.027

В то же время «светлые палево-розовые доломитные ромбоэдры до 0,14 *мм* в длину были найдены рассеянными вместе с субгедральными кристаллами арагонита и кальцита в грязевых отвалах, которые пробыли свыше 8 лет над уровнем воды. Эти ромбоэдры находятся в теснейшей ассоциации с другими эвапоритными минералами, но не дают ключа к их собственному (specific) генезису. Никогда два доломитовых кристалла не встречаются рядом, в большой близости друг к другу. Они рассеяны и могли возникнуть в промежуточных пустотах между другими из существующих кристаллов. Хотя доломит, весьма вероятно, моложе, чем вмещающая их масса (matrix), прямых указаний на то, что они возникли путем замещения арагонита, кальцита и фатерита, нет. По всей вероятности, ромбы доломита образовались в крошечных пустотах, в которых накоплялась богатая магнием рапа или через которые она просачивалась, по мере того как новые грязевые отвалы покрывали старые» (стр. 476—477).

Из этих данных вытекает, что морская вода углекальциевого типа в процессе испарения вплоть до садки NaCl доломита не образует. Но в грязевых отложениях в очень раннем диагенезе он появляется при условиях, пока не выясненных. Источником его здесь служат либо высоко-

магнезиальные кальциты, пропущенные А. Мильнером, либо, как думает автор настоящих строк, основные соли углекислого магния, осаждающиеся при высоких pH морской воды и при ее испарении.

Напомню, что, по данным В. П. Ильинского (1928), из рапы с соленостью в 11,7° Бе и выше магний садится именно в виде основных углекислых солей. То же происходит, конечно, и при испарении морской воды бассейнов о. Грит Инагва. Если в грязевых отвалах присутствует хотя бы небольшое количество органического вещества, то его разложение генерирует CO_2, а последняя усредняет магниевые соли и тем самым способствует переводу их в доломит. Однако, повторяю, это процесс побочный, реализуемый в специфических условиях, вне которых доломит не возникает.

Резюмируя, следует признать, что **новые зарубежные данные по минералогии карбонатов в морских бассейнах с водой углекальциевого типа показывают отсутствие первичного седиментационного доломита и генерацию его только в диагенезе, за счет преобразования метастабильного высокомагнезиального кальцита (малая соленость) либо за счет этого же процесса, усиленного трансформацией основных солей углекислого магния (при высоких соленостях).** В обоих случаях накопление доломита ограничено по массе и находится под контролем биоса, что составляет характерную черту карбонатной седиментации углекальциевых водоемов. Все это полностью согласуется с идеями автора, высказанными относительно современного морского доломитообразования в 1951 г. и повторенными в более поздних работах.

Тем интереснее тот не так давно установленный факт, что в морских лагунах аридной зоны, а также в полосе равнинного побережья, примыкающего к морям, в засушливой зоне доломит все же накапливается в значительных количествах.

Это обстоятельство заставляет обратиться к подробному анализу лагунных и побережных доломитов, тем более что для этого имеется уже и интересный фактический материал.

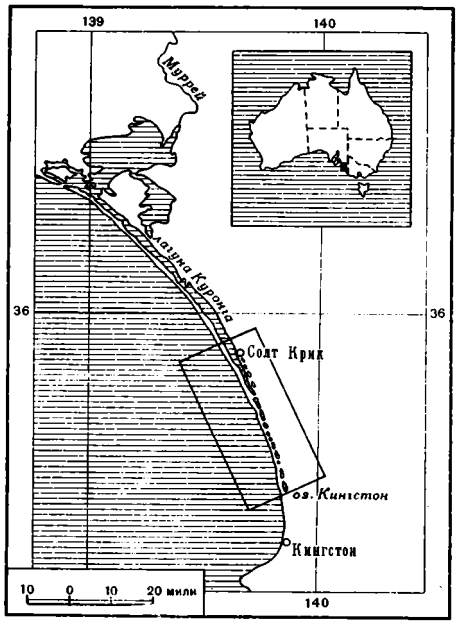
Я имею в виду прежде всего данные австралийских литологов о массовом доломитообразовании в приморских озерах, возникших за счет прогрессирующего отчленения лагуны Куронга (Юго-Восточная Австралия).

3. ГИДРОХИМИЯ ДОЛОМИТОСАЖДАЮЩИХ ВОДОЕМОВ ЮЖНОЙ АВСТРАЛИИ И ПИТАНИЕ ИХ КАРБОНАТНЫМ МАТЕРИАЛОМ

Наличие доломита в осадках современных водоемов юго-востока Австралии было впервые установлено в 1929 г. Д. Маусоном в одном из пересыхающих озер в 10 *милях* к северу от г. Кингстона. Но широко поставленное изучение доломитов началось с 1957 г. При этом выяснилось, что доломит возникает отчасти в лагуне Куронга, но главным образом в мелких озерах, отчленившихся от этой лагуны, а также во многих пересыхающих озерах, расположенных между дюнами (фиг. 2, 3), на огромной площади, измеряемой сотнями квадратных миль. Доломит встречен также в депрессии Гинтарра (в 60 *милях* северо-восточнее Кингстона), на о. Кенгуру в 140 *милях* северо-западнее Кингстона и в оз. Эри в 600 *милях* севернее того же пункта. Из всех этих местонахождений наиболее изучены доломитовые осадки лагуны Куронго и сопровождающих ее озер.

Лагуна Куронга (см. фиг. 3) представляет собою узкую (максимум 2,5 мили) ленту воды, начинающуюся в устье р. Меррей и отделенную от моря песчаной косой. Длина лагуны около 60 *миль*, но южнее г. Солт Крик она распадается на серию мелких пересыхающих озер с эфемерным водным покровом, появляющимся в холодное и дождливое время года и исчезающим в теплый период. Максимальная глубина лагуны

около 5 *м*, средняя — около 2 *м*, но в верхней ее части в теплые сезоны вода исчезает нацело и на значительной площади обнажается дно лагуны, покрытое солью, как в верховых ветках нашего Сиваша. В «эфемерных озерах», как их называет Хр. фон Борх (Boroh, 1965), водный покров редко достигает 3 *см*. В летнее время средняя температура воды поднимается до 75° F (24° C). Соли, осаждающиеся летом, по наблюдениям А. Р. Алдермана и Н. К. Скиннер (Alderman, Skinner, 1957), выдуваются с поверхности озера западными ветрами и уносятся внутрь Австралии, тогда как карбонатные осадки в значительной мере остаются in situ, покрывая дно озер белой коркой.



Фиг. 2. Местонахождение лагуны Куронга (общий вид)

прямоугольник — площадь, исследованная Хр. фон дер Борхом

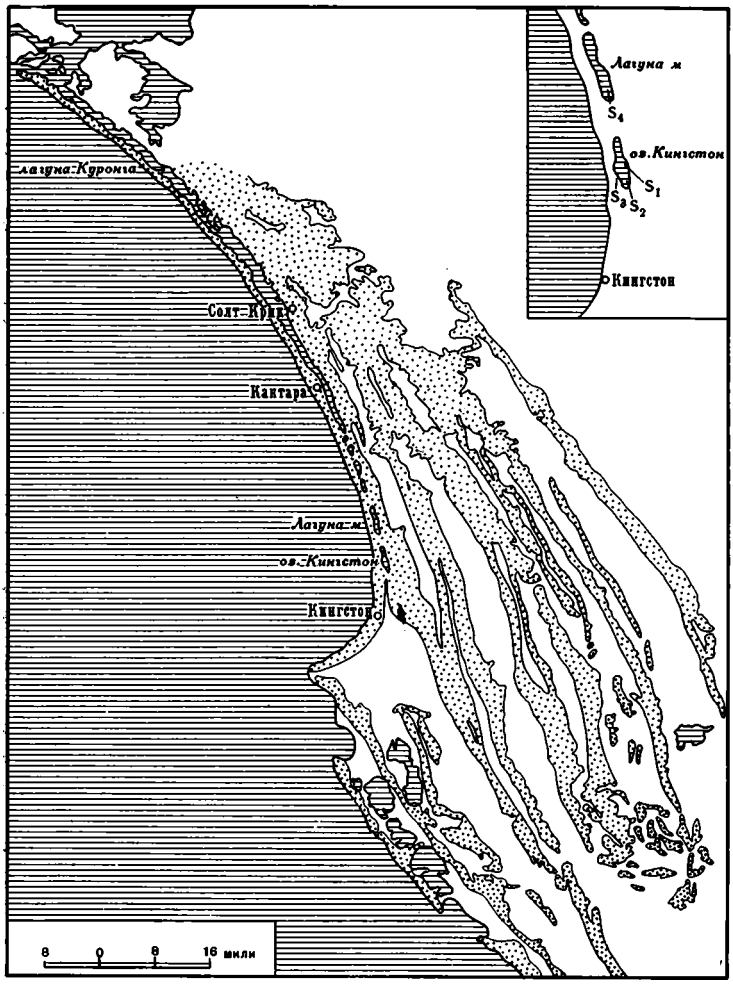
Пересыхающие озера образуют две ленты (см. фиг. 3, 4). Одна из них является непосредственным продолжением лагуны Куронга; входящие в нее озера последовательно отчленялись от лагуны в результате образования песчаных перемычек, как это свойственно развитию удлиненных лагун вообще. Раньше всего возникло самое отдаленное оз. Кингстон, потом лагуна М и др. Последние пересыхающие озера образовались уже на памяти людей. Вторую цепь образует серия малых и очень малых озерков, отделенных от первой ленты песчаными дюнами. Геологически они, по данным фон дер Борха, более древние, чем озера первой ленты (цепи), и, следовательно, можно считать, что их седиментация как бы продолжает стадии развития, присущие лагуне Куронга и озерам первой ленты.

Питание водой и солями лагуны Куронга происходит главным образом за счет р. Меррей, а отчасти за счет просачивания океанской воды через песчаную пересыпь. «Эфемерные озера» первой ленты (реликты Куронги) питаются главным образом за счет дождей и подземного стока

Таблица 1

Состав воды в лагуне Куронги, оз. Кингстон и питающих их источниках
(по А. Алдерман и Н. К. Скиннер, 1957)

Анионы и катионы	Лагуна Куронга, 3,5 *мили* от Солт лейк			Оз. Кингстон			Дренаж канав у Роб.			Океан (по Свердрупу)	
	время взятия образца									у Аделанды	среднее
	июнь	ноябрь	январь	июнь	ноябрь	январь	июнь	ноябрь	январь		
Cl	55,9	55,8	55,8	56,0	55,9	55,3	48,5	49,9	50,1	55,5	55,04
SO_4	7,5	7,6	7,6	6,3	6,2	7,5	9,5	8,7	9,6	7,9	7,68
CO_3	0,1	0,2	0,1	0,3	0,5	0,1	6,1	5,2	4,8	0,2	0,41
Na	31,8	31,9	31,7	34,3	34,1	34,2	27,3	29,0	28,3	32,2	30,61
Ca	1,0	0,9	1,0	0,8	0,6	0,4	4,0	2,8	1,3	1,1	1,15
Mg	3,7	3,6	3,7	2,3	2,5	2,6	4,6	4,4	5,8	3,8	3,69
% солености	7,05	4,7	5,4	3,33	2,44	2,26	0,27	0,25	0,28	3,8	3,5



Фиг. 3. Дюнная область вблизи лагуны Куронга
S_1 — S_4 — места взятия проб

воды из дюнной области восточнее побережья, частью же и за счет просачивающейся океанской воды. Еще бо́льшую роль играют дождевой сток и грунтовые воды в питании второй (малой) цепи озер. В табл. 1 показан состав воды Куронга, оз. Кингстон (самого юго-восточного из «эфемерных озер»), океанской воды у г. Аделаиды, средней океанской (по Г. Свердрупу) и подземных вод, поступающих в озера.

В 1963 г. эти данные были дополнены Н. К. Скиннер новыми более полными определениями (табл. 2).

Комментируя эти цифры, А. Алдерман и К. Скиннер пишут, что «вода Кингстон-лейк по составу является, по существу, морской водой, в различной степени разбавления или концентрации» (1957, стр. 565) и с этим можно согласиться. Что же касается воды из дренажной сети, которая, по их словам, типична для всех грунтовых вод озерного региона, то **она отнюдь не является просто разбавленной морской водой,** как это кажется названным авторам. Дело в том, что в этой воде, во-первых, повышен щелочной резерв, а во-вторых, и это особенно важно, при пересчете на соли около половины CO_3^{2-} (в среднем за год) связано, несомненно, с Mg. Это наглядно видно при сопоставлении CO_3^{2-} с Ca^{2+} в анализах озер и дренажных вод (см. цифры, подчеркнутые в табл. 3).

Таблица 2

Химический состав воды лагуны Куронга

	Море Свердрупа (1942)	оз. Кингстон				Лагуна М	Кантара			3 *мили* к югу от Солт Крик			6 *миль* к югу от Вудс Вел			Вудс Вел			Мак Грат Флэт
Дата		1.XI.1955 г.	5.XI. 1956 г.	6.XI. 1956 г.	6.X. 1957 г.	6.X. 1957 г.	6.X. 1957 г.	2.XI. 1957 г.	30.XI. 1957 г.	6.XI. 1957 г.	2.XI. 1957 г.	30.XI. 1957 г.	6.XI. 1957 г.	2.XI. 1957 г.	30.XI. 1957 г.	5.X. 1957 г.	2.XI. 1957 г.	30.XI. 1957 г.	30.XI. 1957 г.
№ образца		Kl	26	27	48	47	44	54	64	43	53	63	42	52	62	41	51	61	600
Cl^-	55,04	55,9	54,7	55,1	56,1	56,4	55,4	55,1	56,1	55,9	55,2	55,9	55,8	55,5	55,9	55,9	55,3	55,7	55,5
SO_4^{-2}	7,68	6,2	6,4	6,5	6,1	6,2	7,9	8,2	7,3	7,4	8,1	7,2	7,4	7,8	7,4	7,4	8,0	7,5	7,4
CO_3^{-2}	0,41	0,5	1,0	1,0	0,4	0,7	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5
Na^+	30,61	34,1	34,7	34,2	34,6	32,7	32,1	32,0	32,5	31,9	31,9	32,5	31,8	31,8	31,9	31,9	31,7	31,8	31,7
Ca^{2+}	1,16	0,6	0,7	0,7	0,4	0,4	0,8	0,9	0,2	0,9	1,0	0,8	1,0	1,2	1,0	1,0	1,2	1,0	1,4
Mg^{2+}	3,69	2,5	2,5	2,5	2,4	3,7	3,7	3,6	3,8	3,7	3,6	3,4	3,7	3,5	3,6	3,7	3,6	3,7	3,5
Sr^{4+}	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,031	0,102	0,040	0,033	0,023	0,022	0,018	0,018	0,023	0,018	0,020	0,016	0,020	0,018	0,020
Соленость	3,5	2,4	1,6	1,6	5,3	3,1	10,0	14,1	27,4	4,5	5,8	5,6	4,0	4,4	4,6	4,0	4,3	4,2	2,7
Sr в частях на миллион	—	0,44	0,70	Не опр.	—	—	—	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
t° C	—	Не опр.	18,5	17,5	17,5	17,5	17,5	21,0	28,0	19,4	21,5	23,0	19,5	21,0	21,6	17,0	20,1	21,0	24,0
pH	—	Не опр.	9,0	9,2	8,4	8,6	8,6	8,5	8,1	9,0	8,8	9,0	8,8	9,0	9,0	8,9	9,0	8,7	9,2

Таблица 3

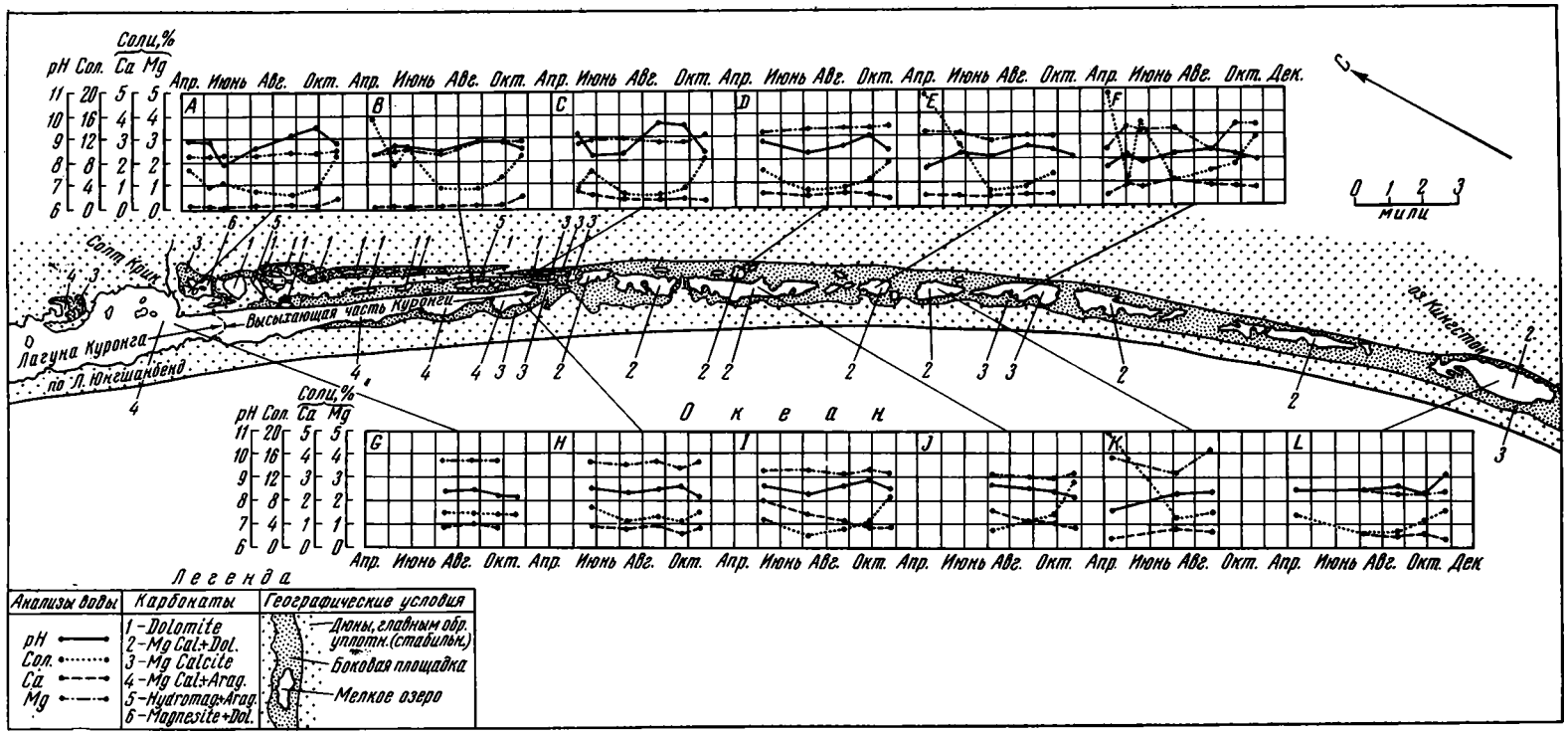
Содержание CO_3^{2-} и Ca в водах озер и дренажном стоке

	Лагуна Куронга			Оз. Кингстон (по работе 1963 г.)				Оз. Кингстон: (по работе 1957 г.)			Лагуна М	у Катара			Дренажные воды			Среднее для дренажных вод
	июнь	ноябрь	январь	5.XI.1955 г.	5.XI.1956 г.	6.XI.1956 г.	6.X.1957 г.	июнь	ноябрь	январь	6.X	6.X	27.X.1967 г.	30.X	июнь	ноябрь	январь	мг/л
Ca^{2+} мг/л	705	423	540	144	112	112	212	266,4	146,4	90	124	200	1269	548	108	70	36,4	71,1
CO_3^{2-} мг/л	70,5	94	54	120	160	160	212	100	122	22,6	217	200	141	141	164,7	130	144	146,3
Ca^{2+} мг-экв	35,2	21,1	27	7,4	5,6	5,6	10,6	13,3	7,3	4,5	6,5	40	63,4	27,4	5,04	3,5	1,2	2,4
CO_3^{2-} мг-экв	2,5	3,1	1,8	4	5,3	5,3	7,0	5,3	4,09	0,8	7,2	6,6	4,7	7,4	5,5	4,3	4,8	4,88

Таким образом, дренажные воды, питающие лагуну Куронга и особенно оз. Кингстон, это **воды не углекальциевого типа, свойственного морям, а углемагниевого,** аналогичные тем, что питают оз. Балхаш и другие озера СССР. **Это важнейшее обстоятельство было пропущено авторами излагаемых работ потому, что они не интересовались структурой щелочного резерва, т. е. прежде всего, соотношениями Ca^{2+} и CO_3^{2-}.**

Для сравнения аналогичные пересчеты Ca^{2+} и CO_3^{2-} сделаны для лагун Куронга, оз. Кингстон и некоторых других (см. табл. 3). Отчетливо видно, что в воде лагуны Куронга CO_3^{2-} связывает лишь небольшую долю Ca^{2+}, и, стало быть, здесь кроме $CaCO_3$, присутствует в растворе много $CaSO_4$. То же самое и в озере у Кантара. Но в оз. Кингстон дело обстоит иначе. Здесь соотношения между Ca^{2+} и CO_3^{2-} существенно варьируют от года к году. Обычно содержание Ca^{2+} превосходит количество CO_3^{2-} в *мг/экв* и, следовательно, в растворе присутствует наряду с $CaCO_3$ и $CaSO_4$, но в значительно меньших количествах, чем у Куронги и других более севернее расположенных озер, но в 1956 г., например, наблюдалось, что содержания Ca^{2+} и CO_3^{2-} в *мг/экв* практически были одинаковы. В лагуне же *М* в 1957 г. наблюдалось даже превалирование CO_3^{2-} над Ca^{2+}, т. е. вода была слабовыраженной углемагниевой. Такие колебания могут быть объяснены только подтоком дренажных вод углемагниевого типа, и чем больше этот подток, тем богаче вода пересыхающих озер CO_3^{2-}, приближаясь к углемагниевой.

По тем крайне скудным данным, какие имеются в работах австралийских геологов относительно состава грунтовых вод, питающих Куронгу и пересыхающие озера, складывается впечатление, что подток углемагниевых вод в первой (длинной) ленте значительнее в южной части, чем в более северной. Но во второй (малой) озерной цепи среди мелких озер непосредственно к югу от Salt Creek имеются водоемы, которые, по данным Хр. фон дер Борха (Borch, 1965) питаются водой, особенно богатой бикарбонатным ионом, т. е., вероятно, с более выраженным углемагниевым ти-



Фиг. 4. Гидрохимия и осадки пересыхающих озер, по Хр. фон дер Борху (1965)

пом. Таким образом, хотя грунтовые воды, питающие Куронгу и «эфемерные озера», и принадлежат, вообще говоря, углемагниевому типу, степень выраженности этого типа в разных местах, по-видимому, неодинакова, равно как меняется и сама масса воды, подтекающей в разные озера. Можно лишь пожалеть, что австралийские геологи, изучавшие Куронгу и «эфемерные озера», так мало внимания уделили грунтовым водам, питающим эти бассейны.

Как видно из табл. 2, pH озерных вод 8,6—9,2. Хр. фон дер Борх (Borch, 1965) проделал большую работу по систематическому изучению годичных гидрохимических циклов этих озер, отраженную на ряде графиков (фиг. 4). Как видим, амплитуда больше достигает у некоторых озер 9,5 и даже 10,2. Повышение pH происходит летом, когда начинается обильное «цветение» водорослей и *Ruppia*. Их интенсивный фотосинтез и поднимает pH до чрезвычайно высоких величин. В это же время вода становится мутноватой, приобретая молочный цвет, что, по А. Алдерману и Г. Скиннер (Alderman, Skinner, 1957), и Скиннер (Skinner, 1963), обусловлено выделением карбонатов из раствора в твердую фазу. Несомненно, однако, что известную роль в появлении «молочности» воды играет ветровое взмучивание осадка, аналогично тому, что автор этой статьи наблюдал в Кулундинской степи. Кроме того, нужно учесть, что если фотосинтез растений и способен днем поднять pH до 9,3, то ночью, по Басс-Бекингу, pH падает до 8; иначе говоря, если экстракция CO_2 из растворенных в воде бикарбонатов днем и содействует переходу в твердую фазу некоторой массы растворенного карбонатного материала, то ночью, несомненно, происходит обратное его растворение в большей или меньшей степени под влиянием CO_2, поглощаемой из воздуха и выделяемой при дыхании организмов. В конечном итоге садится на дно лишь то, что не успело обратно раствориться.

4. СОСТАВ КАРБОНАТНОЙ МУТИ И КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ ЛАГУНЫ КУРОНГА И ПЕРЕСЫХАЮЩИХ ОЗЕР

При изучении процессов доломитообразования в Куронге и пересыхающих озерах австралийские геологи проделали весьма большую и интересную работу. Прежде всего в ряде точек была собрана карбонатная взвесь и определен ее минералогический состав. Определения велись рентгенографически; использовались порошковые дебаеграммы, устанавливавшие минералогическую природу карбоната, и дифрактограммы, по которым давались оценки приближенных количеств соотношений минералов.

Оказалось, что во взвеси диагностируются магнезиальный кальцит и протодоломит, причем состав магнезиального кальцита и его соотношения с протодоломитом закономерно варьируют (табл. 4)

В направлении от Куронги к крайнему юго-восточному пересыхающему оз. Кингстон магнезиальный кальцит в составе карбонатной взвеси вытесняется протодоломитом. Как раз в этих местах, как показано выше, имеются следы подтока в озера углемагниевой грунтовой воды.

В осадках пересыхающих озер установлены арагонит, магнезиальный кальцит, протодоломит, доломит и гидромагнезит.

Арагонит, по К. Скиннер (1963), в подавляющем большинстве случаев биогенный и представлен обломками раковин; очень редко — хемогенный. Кальцит неизменно содержит Mg в виде твердого раствора, его состав варьирует от $Ca_{77}Mg_{23}$ до $Ca_{98}Mg_2$, в случае хемогенного происхождения и от $Ca_{91}Mg_9$ до $Ca_{100}Mg_0$ — в раковинных обломках. Состав доломита изменяется от стехиометрического ($Ca_{50}Mg_{50}$) до содержащего 6 моль-процентов избыточного $CaCO_3$, т. е. $Ca_{56}Mo_{44}$; эта последняя разность и является протодоломитом.

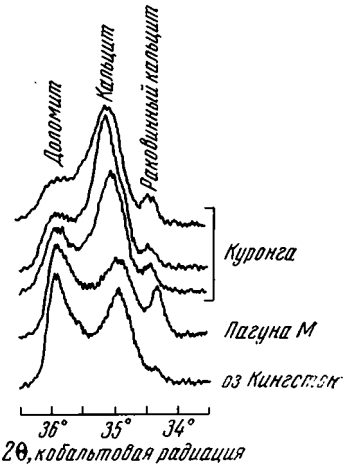
Чрезвычайно интересные факты были установлены Хр. фон Борхом (Borch, 1965), изучившим гидрохимию и осадки многих пересыхающих

Таблица 4

Состав карбонатной взвеси
(по Н. К. Скиннер, 1963)

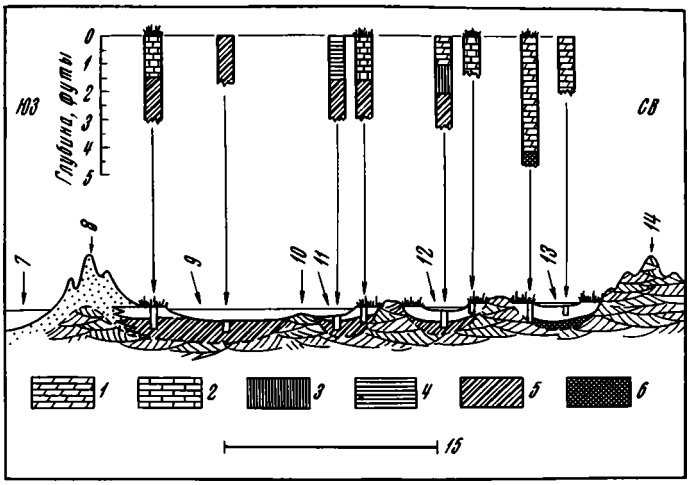
№ пробы (см. фиг. 7)	Дата взятия пробы	Состав		Главная фаза	Sr, %
		кальцита	доломита		
		оз. Кингстон			
1	XI.1955 г.	$Ca_{84}Mg_{16}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	Приблизительно равные количества кальцита и доломита	0,44
2	XI.1956 г.	$Ca_{84}Mg_{16}$	$Ca_{56}Mg_{44}$		0,70
3	XI.1956 г.	$Ca_{84}Mg_{16}$	$Ca_{56}Mg_{44}$		н. о.
4	XII.1956 г.	$Ca_{84}Mg_{16}$	$Ca_{56}Mg_{44}$		0,28
5	XII.1956 г.	$Ca_{84}Mg_{16}$	$Ca_{56}Mg_{44}$		0,53
		Лагуна М			
6	XII.1956 г.	$Ca_{78}Mg_{22}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	То же	1,12
7	XII.1956 г.	$Ca_{84}Mg_{16}$	$Ca_{56}Mg_{44}$		0,70
		Куронга			
8	XII.1956 г.	$Ca_{81}Mg_{19}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	Кальцит	0,57
9	XII.1956 г.	$Ca_{77}Mg_{23}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	»	0,37
10	XII.1956 г.	$Ca_{77}Mg_{23}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	»	0,60
11	XII.1956 г.	$Ca_{77}Mg_{23}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	»	0,55
12	XII.1957 г.	$Ca_{81}Mg_{19}$	$Ca_{56}Mg_{44}$	»	0,42

озер первой (длинной) и второй (короткой) цепи. Его данные изображены на фиг. 4, где видно, что в головной части лагуны, пересыхающей в жаркое летнее время, карбонаты в осадке представлены арагонитом и магнезиальным кальцитом $Ca_{77}Mg_{23}$, причем соотношения между ними, от 100% арагонита до преобладания магнезиального кальцита. Карбонатный осадок покрывает только прибрежные части лагуны. В пересыхающих озерах карбонаты покрывают все дно водоемов, но в составе их полностью исчезает арагонит и появляется протодоломит. Пропорции между магнезиальным кальцитом и протодоломитом меняются таким образом, что по мере удаления к крайнему восточному озеру (Кингстон) содержание магнезиального кальцита падает, а протодоломита — растет, и их количества приблизительно выравниваются (фиг. 5). К. Скиннер обнаружила также, что чем более богат протодоломитом осадок, тем более магнезиальным оказывается ассоциированный с ним кальцит. Таким образом, «общее количество магния, уходящего (в осадок.— *Н. С.*) в форме карбонатов из соленых вод, увеличивается в южном направлении от устья Куронги и достигает максимума в пересыхающих озерах» (Скиннер, 1963, стр. 458). Внутри каждого озера состав карбонатного осадка, по Хр. Борху, постоянен.



Фиг. 5. Изменение состава карбонатов в озерах в направлении с севера на юг (по Х. Скиннер, 1963)

Буровые профили и отдельные скважины показали, что карбонатный осадок характеризует только небольшой верхний слой мощностью 0,3—1,6 *м* (фиг. 6). Ниже располагается обычно темный глинисто-песчаный



Фиг. 6. Разрез отложений пересыхающих озер (по Хр. фон дер Борху, 1965)

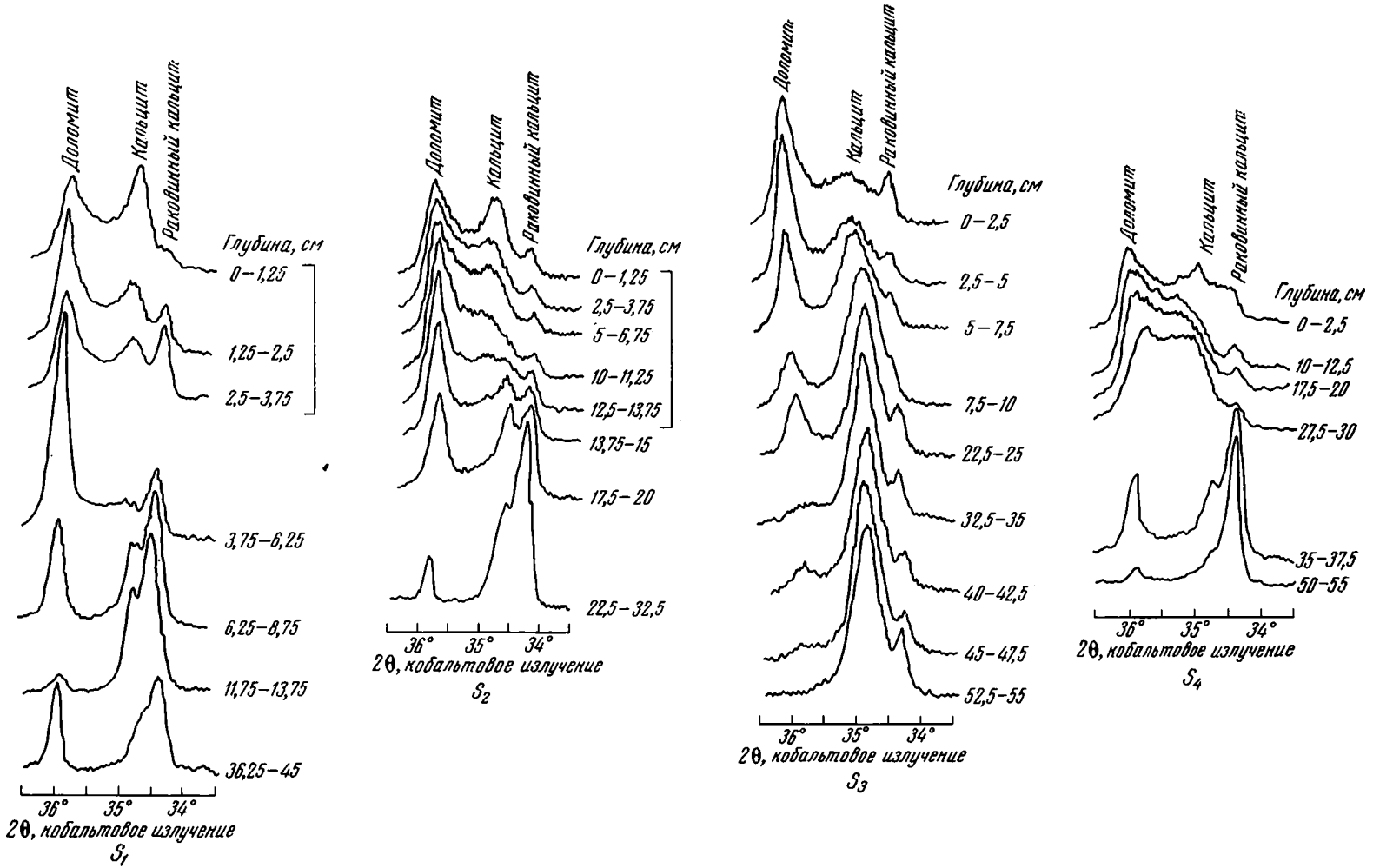
1 — доломит; *2* — магнезиальный кальцит; *3* — доломит+магнезиальный кальцит; *4* — арагонит+магнезиальный кальцит; *5* — пески с небольшим количеством арагонита и магнезиального кальцита; *6* — темные болотные пески; *7* — океан; 8 — современные дюны; *9* — лагуна Куронга; *10* — небольшое поднятие (порог); *11* — залив, связанный с Куронга; *12* — озеро С; *13* — озеро К; *14* — плейстоценовые консолидированные дюны; *15* — миля

ил с остатками раковин моллюсков. Изучение состава карбонатов по вертикали обнаружило, что он меняется, показывая в общем убывание доломита вниз и вытеснение его кальцитом, что хорошо видно в оз. Кингстон (фиг. 7, S_1, S_2, S_3, S_4) и еще лучше — в лагуне М. Но в каждой точке эти изменения идут довольно индивидуально и корреляции даже в пределах одного и того же озера невозможны.

Добавим, что пересыхающие озера длинной цепи окаймлены высохшей и несколько приподнятой над их уровнем частью дна древней лагуны, т. е. прежним ее дном (на фиг. 4 оно показано мелкими точками). Осадки, слагающие самую поверхностную часть этого древнего дна, тоже карбонатны, но несколько обогащены органическим веществом, сейчас они покрыты растительностью. Состав карбонатов в обсохшей части лагуны однообразен (магнезиальный кальцит) и, следовательно, отличается то того кальцитово-доломитового парагенеза, какой свойствен сейчас верхним слоям осадка пересыхающих озер.

Совершенно иначе выглядит карбонатная седиментация в маленьких пересыхающих озерах второй ленты. Здесь встречаются озера **с чисто доломитовым осадком** (см. фиг. 4), **магнезито-доломитовым и гидромагнезито-арагонитовым.**

Доломит в доломитовых озерках второй озерной цепи в отличие от протодоломита в водоемах первой ленты гораздо более упорядочен по структуре и приближается к нормальному доломиту. «Поверхностные слои осадка, пишет Хр. фон дер Борх, нацело слагаются уплотненными, полированными комочками (pellets) микрокристаллического доломита. Комочки встречаются в рыхлой (unconso litated) песчаной массе до глубины 46 *см*, налегая на жирные глинистые пески. Индивидуальные зерна изменяются от 0,5 до 0,125 *мм* в диаметре, иногда палочковидны или эллипсоидальны, без следов концентрического нарастания в шлифах. Эти комочки похожи морфологически на рыхлые арагонитовые фекальные комочки, которые образуют главную массу осадка в юго-восточном окончании основной лагуны Куронга» (стр. 792). Вниз по разрезу осадка кристалличность доломита убывает, одновременно появляется в качестве примеси магнезиальный кальцит.



Фиг. 7. Изменение состава карбонатов в разных скважинах, пробуренных в оз. Кингстон и лагуне М

S_1 — центр оз. Кингстон; S_2 и S_3 — западный его борт; S_4 — центр лагуны М (по К. Скиннер, 1963)

Магнезито-доломитная ассоциация установлена в двух озерах, из которых самое крупное находится на расстоянии 1 *мили* от Salt-Lake. Осадок состоит из примерно одинаковых количеств магнезита и доломита. Зерна магнезита диаметром около 1 *мм*, доломита — меньше. Доломит имеет неупорядоченную структуру, у магнезита ячейка уменьшена против нормальной за счет избытка Mg. На глубине 15 *см* от поверхности дна количество магнезита убывает до 20% при 80% доломита. На глубине 25 *см* магнезит уже не открывается и осадок слагается целиком доломитом. Такой состав карбонатов удерживается до глубины 50 *см* (от поверхности), где карбонатный ил резко переходит в черные жирные пески.

Гидромагнезито-арагонитовые осадки также встречены в двух мелких озерах (см. фиг. 4). Карбонатный осадок в данном случае более грубозернистый, чем в озерах первой ленты: арагонитовые зерна размером до 50×7 *мк*, гидромагнезитовые —7 *мк* в диаметре. Верхний слой содержит приблизительно равные количества гидромагнезита и арагонита. Вниз по колонке содержание гидромагнезита постепенно убывает, и ниже 23—30 *см* он уже не открывается; у этой границы осадок представляет собой тонкослоистый арагонитовый ил. Ниже к арагониту подмешивается кальцит, а арагонит постепенно убывает до нуля, затем появляется доломит, и с глубины 60 *см* осадок состоит главным образом из смеси кальцита и доломита. «Такая последовательность была установлена у всех колонок этого типа осадка» (стр. 293).

Рассматривая карбонатные отложения малой ленты пересыхающих озер, нетрудно видеть, что в целом они представляют собою более поздние звенья в эволюции карбонатного процесса сравнительно с тем, как он протекает в озерах большой ленты от вершины лагуны Куронги до оз. Кингстон.

5. ГЕНЕЗИС ДОЛОМИТА В АВСТРАЛИЙСКИХ ОЗЕРАХ В ТРАКТОВКЕ АВСТРАЛИЙСКИХ ЛИТОЛОГОВ

В вопросе о генезисе доломитов представления австралийских исследователей претерпели отчетливую эволюцию.

В первых работах (Alderman, Skinner, 1957; К. Скиннер, 1963) было высказано убеждение, что доломит представляет собою первичный осадок из озерной воды.

Резюмируя свои данные о составе взвешенных карбонатов в пересыхающих озерах, К. Скиннер пишет (1963): «Отчетливые и постоянные соотношения между кальцитом и доломитом позволяют думать (implies), что доломит не вторичный и не сформировался путем изменения магнезиального кальцита, но что это — первичная фаза, возникшая путем соосаждения с магнезиальным кальцитом непосредственно (directly) из соленых вод» (1963, стр. 459). «Наши наблюдения,— отмечали Алдерман и Скиннер в 1957 г.,— показывают, что осаждение происходит из воды, соленость которой составляет половину средней солености морской воды. Осаждение в такой воде может происходить благодаря подъему pH. Действие интенсивно развитой растительной жизни в воде может оказывать значительное влияние на pH растворов» (стр. 566), повышая его днем, на свету, до 9,3. «Кажется достоверным, что между развитием растений, подъемом pH и осаждением доломитных осадков в оз. Кингстон существует связь... Наши наблюдения показали, что осаждение доломитных илов происходит весною и ранним летом, когда рост растений особенно интенсивен. Было установлено, что во время седиментации вода становится наиболее мутной, т. е. осадок формируется наиболее интенсивно тогда, когда наибольшего развития достигают ра-

Таблица 5

Отношение Mg/Ca и максимальные величины pH при карбонатообразовании в водоемах Куронги

Увеличение времени изоляции	Местонахождение	Состав поверхностного слоя карбонатов	Макс. pH	Обобщенная величина Mg/Ca при макс. pH
	Постоянная лагуна	Арагонит+магнезиальный кальцит	8,2—8,5	2,5—4,0
	Главная цепь озер до оз. Кингстон	Протодоломит+Mg = кальцит	8,5—9,1	4,0—6,0
	Вторая (малая) цепь пересыхающих озер	Упорядоченный доломит	9,7—10,2	8—9
		Доломит + магнезит	9,4—10,2	(16)
		Арагонит + магнезит	8,9—9,0	(20)

стения. Такая вода показывает pH=9,2, хотя максимальные значения не было возможности установить. Нормальная же величина pH для таких вод в равновесии с воздухом —8,8—8,4. Уже упоминалось, что наиболее обычным растением в озерах — и, очевидно, наиболее содействующим подъему pH — является **Ruppia maritima** Linn, хотя в воде обитают также осоки и микроскопические водоросли» (стр. 566). Доказательством первичности доломита является также абсолютный возраст доломитовых осадков, определенный радиокарбоновым методом. Образец с глубины 2,5—2 *см* в лагуне М имеет возраст$\leqslant$600 лет, что указывает не только на недавнее образование доломитного осадка, но и на медленность его седиментации. Позже было показано, что годовая скорость накопления доломита в южно-австралийских лагунах — всего 0,2 *мм* в год.

Иную трактовку генезиса доломита мы находим у Алдермана и Борха (Alderman, Borch, 1963; Borch, 1965). Результаты длительных наблюдений над озерами сведены в табл. 5.

В этой таблице по-прежнему подчеркивается связь доломитообразования с величиной pH, но в трактовке генезиса появляется и новая характерная черта. Усиление доломитообразования связывается с возрастающей длительностью изоляции озера от постоянно существующей лагуны Куронга. При отсутствии изоляции отлагаются арагонит+магнезиальный кальцит, что характерно для кутовой части лагуны; при небольшой по времени изоляции — протодоломит+магнезиальный кальцит (оз. Кингстон М); при все возрастающей по времени изоляции формируется сначала нормальный доломит, потом доломит с магнезитом, и т. д.

Но каков реально механизм воздействия изоляции на гидрохимическую эволюцию озера и его осадкообразование? «Очевидно,— пишут названные авторы,— что в каждом озере как только соленость приближается к уровню, при котором начинается процесс кристаллизации хлористого натрия, вода приобретает необычно высокую концентрацию магнезиальных ионов. Мы предполагаем, что на этой стадии известковый осадок (находящийся.— *Н. С.*) в воде, может так реагировать (с ней.— *Н. С.*), что это ведет к увеличению в нем содержания магния...». Таким образом, оказывается, что в разных физико-географических обстановках (in the variety of environments), существующих в Куронге и связанных с нею озерах, карбонатные осадки представляют серии реакций. Например: арагонит⟶магнезиальный кальцит⟶кальциевый доломит⟶«упорядоченный» доломит. Первые три стадии до кальциевого доломита включительно возникают в течение водной фазы годичного

цикла. Хотя арагонит не является важной составной частью озерных осадков, возможно, что он представляет первую твердую фазу карбоната кальция, но быстро превращается в кальцит. Превращение магнезиального кальцита+кальциевого доломита в упорядоченный доломит **может быть связано со стадией диагенеза.**

«Арагонит — гидромагнезитовые садки исключаются из этой нормальной серии реакций. Они связаны с обстановкой, при которой необычайно высокое количество карбонат-бикарбонатов поступает в озеро с грунтовой водой. Эта ассоциация (assemblage) постоянно развивается в доломит-магнезитовый парагенез. В иных случаях (alternatively) магнезит может представлять собою конечный, богатый магнием продукт нормальной серии реакций» (Alderman, Borch, 1963, стр. 466).

Таким образом, были высказаны две существенно различные точки зрения на генезис австралийских доломитов: непосредственная садка из воды и образование в диагенезе за счет замещения части Ca на Mg.

Была сделана попытка выйти из этой альтернативы с помощью изотопного анализа кислорода и углерода, входящих в состав кальцита и доломита. При этом исходили из следующих соображений.

Отношение O_{18}/O_{16} в условиях равновесия у доломита должно быть приблизительно на 8×10^{-6} долей больше, чем у кальцита. Эта цифра была получена вначале косвенно, путем сопоставления O_{18}/O_{16} между кварцем и доломитом, с одной стороны, и между кварцем и кальцитом в гидротермальных жилах — с другой. Оно же было подтверждено путем сравнения O_{18}/O_{16} у доломита и кальцита, полученных экспериментально при высоких температурах. «Поэтому, — пишет Е. Г. Дегенс (1967),— можно ожидать, что доломиты и кальциты, осажденные непосредственно из воды (precipitated in environments of deposition) должны также иметь разницу в значении δ (т. е в отношениях O_{18}/O_{16}— *Н. С.*) на 6—10 миллионных при комнатной температуре» (1964, стр. 23).

Определения значений δO_{18} в доломитах и кальцитах из австралийских доломитообразующих водоемов, выполненные Е. Дегенсом, показали, что Δ между δO_{18} у доломитов и δ_{18} у кальцитов ничтожна и находится вблизи нуля. Аналогичные данные получены для пары: доломит — кальцит и в отложениях Багамской отмели и Флоридского залива. Отсюда вытекает, что «рост доломита имеет место в условиях твердой фазы за счет кристаллического карбоната кальция» (стр. 81). Источником Mg является магнезиальный кальцит. Его распад с формированием доломита не затрагивает изотопного состава CO_3 ни в части кислорода, ни в части углерода. «Морская вода, вероятно, не является **источником для вновь формирующегося доломита».** По всем этим причинам отношения O_{18}/O_{16} в доломите оказываются такими же, что у родоначального кальцита.

В 1968 г., однако, были опубликованы новые определения изотопного состава австралийских доломитовых илов R. N. Clayton, C. K. Skinner, R. A. Berner a. Robinson, 1968. Оказалось, что в карбонатных осадках австралийских водоемов доломит обогащен O_{18} и обеднен C^{13} относительно кальцита по крайней мере на 2×10^{-6}. Это указывает, по мнению авторов, на то, во-первых, что оба минерала осели при разных физико-химических условиях, т. е. в разные моменты годичных гидрохимических циклов, и не являются когенетичными в строгом смысле слова; во-вторых, что доломит возник не в результате катионного обмена, как это предполагалось Е. Дегенсом.

Как видим, изотопный анализ дал противоречивые результаты, и потому его данные пока что не вносят ясности[1]. Более существенное

[1] Этого и надо было ожидать, так как исследователи оперировали смесями, более или менее обогащенными доломитом, а не чисто доломитным осадком.

значение для понимания генезиса австралийских доломитов имеют данные американских исследователей по минералогии морских известковых илов. Опираясь на эти данные, приходится признать, что допущение непосредственного **осаждения протодоломита из воды углекальциевых бассейнов** ошибочно. Дальше садки высокомагнезиального кальцита дело здесь не идет и образование протодоломита и доломита локализуется в иле, в очень раннем диагенезе, за счет распада высокомагнезиального кальцита.

6. О НЕКОТОРЫХ МОМЕНТАХ В ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТА, ПРОПУЩЕННЫХ АВСТРАЛИЙСКИМИ ИССЛЕДОВАТЕЛЯМИ

Мне представляется существенным подойти к анализу данных по австралийским илам, используя опыт изучения советских доломитообразующих бассейнов. Сейчас же открываются два крупных пробела в самом подходе австралийских ученых к объектам исследования. Один из них заключается **в отсутствии должного внимания к карбонатному режиму водоемов, в частности, к структуре щелочного резерва.**

Даже фон дер Борх, наиболее подробно изучавший гидрохимию озер, ограничился только определением pH воды и отношением суммарного Mg к суммарному Ca без определений CO_3^{2-} и HCO_3^-. Таким образом, величина и структура щелочного резерва остались невыясненными. Между тем, учитывая, что растворимость доломита выше растворимости кальцита **(это вытекает из последовательности их выпадения из воды, всегда и везде одинаковой: вначале кальцит, потом — доломит),** совершенно очевидно, что щелочной резерв бассейновой воды должен играть решающую роль в процессе доломитообразования; это ясно вытекает из опыта изучения Балхаша и других советских доломитообразующих озер. Чрезвычайно важно знать также **характер вод, питающих бассейн, в данном случае — грунтовых вод, поступающих с востока.** Между тем эта сторона вопроса почти нацело выпала из поля зрения австралийских геологов: данные о грунтовых водах крайне скудны и едва приоткрывают завесу над ними. Это второй крупный пробел. Все же кое-что по части гидрохимии известно, и при использовании сведений по советским доломитообразующим озерам даже эти скудные данные позволяют совершенно иначе представить себе процесс формирования доломитов в австралийских водоемах, чем это делают австралийские исследователи.

Выше уже указывалось, что в первой (длинной) цепи озер, возникших за счет отшнурования лагуны Куронга, каждое озеро по мере возрастания своей изоляции во все меньшей степени получает (в годичном цикле) нормальную морскую воду, принадлежащую углекальциевому типу, и все больше начинает питаться грунтовой водой углемагниевого типа. Влияние этой грунтовой воды двоякое. Во-первых, оно сказывается в повышении щелочного резерва озерной воды и, во-вторых, в том, что все бо́льшие массы Ca^{2+} связываются с CO_3^{2-} и все меньшие — с SO_4^{2-}.

Уже в лагуне и в оз. Кингстон — конечных звеньях главной цепи — карбонатный тип воды находится на грани перехода от углекальциевого к углемагниевому. В озерках второй (малой) цепи, гораздо длительнее (по Х. Борху) изолированных от лагуны и питаемых грунтовой водой углемагниевого типа, озерная вода стала, вероятно, еще более выраженной углемагниевой; указания на это мы видели выше. Это именно обстоятельство и способствовало все усиливающемуся формированию доломита. Оно шло двояким путем. В моменты, когда подток углемагниевой воды в озеро был особенно велик и его вода из углекальциевой превращалась в слабоуглемагниевую, а pH благодаря жизнедеятельности растений летом поднимался высоко, садились частью высокомагнезиальные кальциты, а частью основная соль $MgCO_3$, усред-

нявшаяся затем в иле в самом раннем диагенезе и формировавшая протодоломит. Еще более важным было другое обстоятельство. Грунтовая вода углемагниевого типа обладала, вероятно, не очень высоким pH (порядка 8,2—8,3) вследствие обилия в ней CO_2, что обычно свойственно грунтовым водам. Высачивание ее в озеро, где pH воды летом был много выше, приводило к массовой садке магнезиального кальцита и основной соли $MgCO_3$ на контакте смешивающихся вод, где-то в прибрежной зоне; возникшие твердые фазы разносились затем волнением по всей акватории[2]. Мне приходилось наблюдать эти явления в озерах Кулундинской степи (например, в оз. Иодном), где составы воды озерной и грунтовой были различны. В иле в самом раннем диагенезе магнезиальный кальцит и основная соль $MgCO_3$ превращались в протодоломиты. Таким образом, я прихожу к заключению, что **реальной причиной доломитообразования в пересыхающих озерах, отшнуровавшихся от лагуны Куронга, была метаморфизация углекальциевой озерной воды под влиянием втекающих углемагниевых грунтовых вод, а также взаимодействия этих вод с озерной водой с высоким pH, развивающимся на свету под влиянием растительной жизни.** Без подтока углемагниевых вод массовое доломитообразование, конечно, не имело бы места даже при высоком pH озерной воды. Этому учит опыт исследования доломитных илов Балхаша, озер Кулундинской степи и бездоломитных илов в лагунах Черного, Каспийского и Аральского морей, обладающих водой углекальциевого типа, а также данные американских литологов, изложенные выше.

Нетрудно видеть, однако, что, хотя в австралийских водоемах доломитообразование и происходит под влиянием вод того же углемагниевого типа, что и в наших (советских) озерах, между ними существует кардинальная разница.

В оз. Балхаш и в озерах Кулундинской степи мы имеет дело с концентрационными процессами, так сказать, чистой линии. Вода углемагниевого типа, поступающая из рек (р. Или и др.), вливается в озеро с такой же углемагниевой водой, которая испаряется затем все сильнее и при этом на разных стадиях испарения осаждается разное количество магнезиальных карбонатов. В Южной Австралии озерные бассейны обладают исходной водой **углекальциевого типа,** но питаются в значительной (или, может быть, в главной) степени грунтовыми водами иного, **углемагниевого типа,** которые частью постепенно трансформируют углекальциевый тип бассейна, частью же на контакте с углекальцевыми водами, когда их pH высокий, садят все бо́льшие количества различных магнийсодержащих карбонатов, в диагенезе преобразующихся в протодоломит и доломит. Таким образом, процесс доломитообразования развивается здесь **на фоне взаимодействия вод разных типов карбонатности.** Органический мир в данном случае только усиливает, через резко повышенный pH, воздействие грунтовых углемагниевых вод на массовое доломитообразование в бассейнах с исходной углекальциевой, но постепенно метаморфизующейся водой, а не создает его. **В отличие от процессов чистой линии, представленных в наших бассейнах, южно-австралийские лагуны и озера демонстрируют линию развития гибридизирующихся вод.**

В связи с этим целесообразно, мне кажется, ввести понятие о коэффициенте карбонатной метаморфизации воды, понимая под этим отношение CO_3^{2-} в *мг/экв* к Ca^{2+} тоже в *мг/экв*. Для нормальной морской воды этот коэффициент малая величина —0,06—0,07. С увеличением коэффициента метаморфизации вода, оставаясь еще углекальциевой, все ближе подходит к углемагниевой; границей между этими двумя типами

[2] Состав карбонатной мути, определенный Н. К. Скиннер, отражает не этот процесс, а взмучивание ветровым волнением донных карбонатов, где формирование протодоломитов было уже закончено.

Таблица 6

Состав карбонатных отложений, %

№ образца	A78,1	A78,17	D41	D15	USE-7-4	W6-4
SiO_2	8,4	6,86	19,42	29,0	17,24	54,24
Al_2O_3	1,11	1,21	1,21	2,28	1,19	13,19
Fe_2O_3	0,81	0,29	0,25	0,40	0,43	4,44
CaO	28,61	34,77	28,61	31,78	30,70	3,11
TiO_2	—	—	—	—	—	0,56
MgO	10,64	11,22	9,42	1,34	10,83	3,72
CO_2	33,26	39,39	32,50	26,05	35,90	6,43
SO_3	1,46	0,27	0,43	0,63	0,02	0,19
NaCl	7,88	1,01	4,29	5,18	0,07	0,48
Вода общая	5,64	2,67	1,84	2,26	2,96	12,06
$C_{орг}$	1,28	0,34	0,17	0,57	0,42	0,59
Σ	98,93	98,03	98,14	99,49	99,76	99,87
$CO_{2\ расч}$	33,92	39,31	32,58	26,25	35,74	6,47
$CaCO_3$	50,92	61,85	50,92	56,54	54,64	5,53
$MgCO_3$	22,24	23,45	19,68	2,80	22,63	7,77
Доломит	46,89	49,48	41,52	5,91	47,75	
Ост. $CaCO_3$	26,24	35,82	29,07	53,77	29,52	
% доломита	65	58	59	10	62	

Обр. A78—10 *миль* к югу от Salt Kreek, в области «эфемерных озр», поверхностный слой; обр. A78—17 — оз. Hawdon North, 30—45 *см* от поверхности; обр. 041 — оз. Кингстон 2,5—15 *см* от поверхности; обр. 045 — оз. Кингстон, 82—90 *см* от поверхности; обр. USE-7-4 — Kercoonda, 10—17,5 *см* от поверхности; обр. W-6-4 — Bool Lagoon, 60—90 *см* от поверхности.

вод является коэффициент метаморфизации, равный единице. При значениях коэффициента метаморфизации свыше единицы вода становится уже углемагниевой. Применяя это понятие к водам южно-австралийских водоемов, получаем следующий ряд значений. В лагуне Куронга CO_3^{2-}/ /Ca^{2+}—0,07—0,15; в оз. Кантара — 0,07—0,27; в лагуне М — 1,1; в оз. Кингстон —0,18—1,0, чаще на уровне 0,5—0,7; в дренажных водах — в среднем 2, в отдельных случаях до 4. Протодоломит появляется в осадках озер при коэффициенте карбонатной метаморфизации, приближающемся к 1.

Представляется интересным сравнить химический состав доломитсодержащих илов в австралийских озерах с составом их в доломитных плесах оз. Балхаш. В табл. 6, заимствованной из работы А. Алдермана и К. Скиннер (Alderman, Skinner, 1957), показан состав некоторых доломитных осадков с обычным пересчетом их на содержание доломита.

Нетрудно видеть, что в крайних юго-восточных озерах главной цепи степень доломитности поверхностных илов весьма устойчива и держится на совершенно том же уровне, что в доломитных плесах Балхаша. Однако реальное содержание доломита (протодоломита) по рентгеновским определениям не отвечает рассчитанному по химическим данным, так как кальцит в доломитных осадках не чистый, как принималось в расчетах, а магнезиальный. Поэтому, например, в первом образце «кальцит и доломит находятся приблизительно в одинаковых количествах»; во втором и третьем образцах «доломит является господствующим минералом» и т. д.

Балхашские илы изучались 30 лет назад, и, как указывалось, к их исследованию привлекались лишь химический анализ, окрашивание и термика; рентген для расшифровки карбонатов у нас тогда еще не использовался, и это не позволило глубже проникнуть в минералогию доломитных осадков. Чрезвычайно желательно повторение минералогических определений на современном уровне, что, поможет, вероятно, открыть новые черты в доломитном процессе.

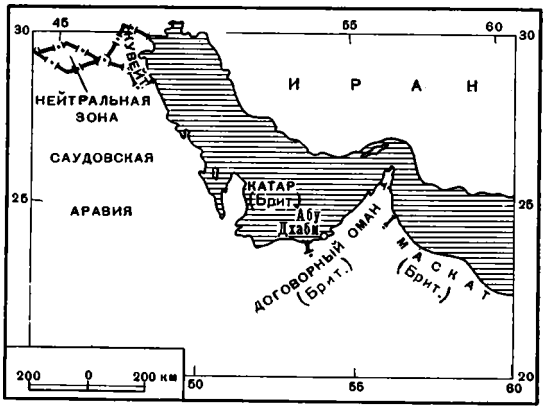
7. ДОЛОМИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЫШЕ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ НА РАВНИННЫХ ПОБЕРЕЖЬЯХ ЗАСУШЛИВЫХ ОБЛАСТЕЙ

За последние годы зарубежным литологам удалось открыть совершенно новый фациальный тип современных доломитов, связанных с морем. Два примера его особенно интересны. Один из них — доломитные осадки по побережью Персидского залива, вначале кратко описанные Л. В. Иллингом и А. Дж. Уэллсом (Illing, a. Wells, 1964), позже — Г. М. Фридманом и Дж. Х. Зандерсом (Friedman, Sanders, 1967). Воспользуюсь данными последней работы.

Персидский залив вообще отличается повышенной соленостью воды (до 4,5%). Вдоль юго-западного края его, начиная от п-ва Катар (фиг. 8) до п-ва Трасиэл Оман, на протяжении около 900 *км* тянется плоское побережье с небольшими лагунами. Оно отделено от главной водной массы залива мелководьем во много километров шириной с глубинами менее 4 *м*; амплитуда приливно-отливных колебаний уровня здесь около 1 *м*. Соленость воды в лагунах —4,5—5,5%; pH — около 8. В направлении к берегу побережье, окаймляющее лагуны, состоит **из приливно-отливной зоны,** представляющей собой равнину, покрытую водорослями (algal flat), и надприливной равнины (supratidal flats), называемой Себкха (Sebkha), ширина которой 11 *км*. Иловые воды в отложениях приливно-отливной (водорослевой) зоны и Себкха горячие, высокосоленые и слегка кислые (табл. 7).

Нельзя не отметить в этой таблице, как и в работах австралийских геологов, крайней скудности данных о составе иловых вод, которые пропитывают доломитсодержащие осадки, по этим данным, в сущности, невозможно сколько-нибудь конкретно представить себе и воду и процессы, в ней происходящие. Все внимание исследователей обращено на определение аутигенных минералов петрографическими и главным образом рентгеновскими методами.

И здесь подмечены любопытные соотношения. Арагонит преобладает в комочковых илах (pelletal muds) и песках нижней части приливно-отливной зоны у Катара; в верхней ее части он становится обильнее. **Доломит** появляется в самой верхней части приливно-отливной зоны, между верхними уровнями каждодневных и высоких весенних приливов; его количество увеличивается по направлению к суше. В сечении, перпендикулярном Себкха, с удалением от моря появляются эвапоритовые минералы (гипс, ангидрит, галит), которые постепенно вытесняют доломит. У Катара консистенция доломитного осадка плотная (stiff). В разрезе колонок в верхних 30—60 *см* осадка Себкха присутствует микрокристаллический доломит в виде ромбов в 1—5 *мк*, замещающий арагонит, здесь же встречаются крупные (до 12,7 *см* в диаметре) кристаллы гипса. Ниже, от 60 *см* до 1 *м*, в арагонитовых илах нет ни доломита, ни гипса. Радиокарбоновым методом определен возраст двух образцов с доломитом: 2670—3310 лет.



Фиг. 8. Местонахождение побережного доломита в Персидском заливе (по Г. М. Фридману и Дж. Х. Зандерсу, 1967)

Таблица 7

Геохимические особенности иловых вод и аутигенных осадков береговой зоны Персидского залива

Местонахождение	Свойства иловой воды					Аутигенные минералы в осадках
	соленость, %	хлор, *г/л*	pH	t°	Mg/Ca	
Западная часть п-ва Катар						
Нижняя часть приливной зоны						80% арагонита
Водорослевая зона						95% арагонита
Верхняя часть приливной зоны						Доломит и арагонит
Еще дальше в направлении на сушу	27,5	—	—	—	—	Доломит и гипс
Себкха	—	—	—	—	—	Доломит, перекрывающий арагонит
Лагунная вода п-ва Катар	—	30—35			3	
Водорослевая зона		50—130				
Полоса Себкха		>150	6,7	>40	10	
Trucial Coast			6,0	35 (среднее)		Протодоломит ($Ca_{54}Mg_{46}$)
Абу Дхаби						В колонке: доломит, ангидрит, кальцит и галит; гипс
Себкха			6,2	»		
Абу Дхаби, лагуна			до 8			Доломит, ангидрид и гипс
Trucial Coast			>40 (январь)			
Себкха			49 (апрель)			

Доломит, ангидрит, гипс и галит встречаются **выше зеркала грунтовой воды** находящегося на глубине 1,3 *м* от поверхности Себкха. Ангидрит встречается полосами, линзами и слоями конкреций в осадке, выше уровня высоких приливов; он ни разу не был найден ни в осадках лагун, ни в осадках приливно-отливной зоны.

Другим примером образования доломита в побережной полосе является о. Андрос, самый крупный из о-вов Багамской отмели. «До 150 *см* современных доломитов,— по Г. М. Фридману и Дж. Х. Зандерсу (Friedman, Sanders, 1967),— образовалось здесь за последние 5000 лет. Он слагает до 80% поверхности надприливных комочковых илов (pelletal muds), которые залегают пластом выше уровня высоких приливов, где обычны покровы водорослей, трещины высыхания, трубки илоедов. Площадь доломита составляет сотни квадратных километров. Процентное содержание доломита в илах выше в более литифицированных осадках; частично он замещает раковины гастропод и иловые комочки. Доломит образует здесь единственный «коркообразный слой» («crust like» layer), поверхность которого имеет вид полотна старой асфальтовой дороги. Ни гипса, ни ангидрита, ни галита в описываемом доломитовом накоплении не обнаружено...».

Что касается генезиса описанного типа доломитов, то Г. М. Фридман и Дж. Х. Зандерс связывают его в обоих случаях с испарительными процессами морской воды, пропитывающей осадок. «Вследствие энергичного испарения иловые воды (interstitial waters) перемещаются вверх (traspire upward) через пористые осадки побережной зоны и, испаряясь с зеркала грунтовой воды в заполненные воздухом поры, повышают свою концентрацию. Эти воды с повышенной соленостью и температурой и осаж-

дают доломит, гипс, ангидрит. Процесс идентичен тому, какой происходит в солончаках и образует здесь солевую корку».

Может быть, дело действительно обстоит так, как рисуют его названные авторы. Но все же нельзя не пожалеть, что так мало внимания обращено ими на иловые воды побережья Персидского залива и особенно побережья о. Андрос, где имеется массовое накопление доломита без сопровождения гипсом, ангидритом, галитом. Из-за этого методического дефекта мы, в конце концов, совершенно не знаем ни карбонатного режима, ни структуры щелочного режима, при которых возникает доломит открытого ими нового фациального типа, ни механизма его возникновения.

8. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Итак, мы можем констатировать, что зарубежными исследованиями за последние 12—15 лет установлены три фациальных типа доломитов, связанных с морем. 1) **В органогенных песках и илах главным образом прибрежной зоны ниже уровня моря;** чаще всего они связаны с рифами, большими и малыми. Процентное содержание доломита ничтожно, и он заведомо диагенетический, развивающийся за счет Mg высокомагнезиальных кальцитов. 2) **В лагуне Куронга и связанных с нею пересыхающих озерах:** здесь карбонатные парагенезы наиболее обильны минералами и разнообразны: арагонит⟶магнезиальные кальциты⟶протодоломит⟶упорядоченный доломит, а кроме того, доломито-магнезитовый и арагонит-гидромагнезитовый. Хотя имеются попытки истолковать доломит в австралийских водоемах в качестве первично-седиментационного (Alderman, Skinner, 1957; Skinner, 1963), такое решение вопроса маловероятно; скорее всего, и в этих водоемах доломит очень раннедиагенетический, формирующийся буквально в немногие годы (Miller, 1961) или десятилетия, т. е., геологически говоря, мгновенно, за счет высокомагнезиальных кальцитов (и основной соли $MgCO_3$?). 3) **На плоском побережье морей в аридных областях в зоне, расположенной тотчас выше уровня высоких приливов;** засоление этой зоны происходит за счет капиллярного поднятия и внутреннего испарения морской воды. Доломит диагенетический, ассоциирующийся иногда с ангидритом и гипсом.

Подчеркнем, что **все три фациальных типа современных морских доломитов действительно современные;** они возникают, так сказать, на наших глазах, в отличие от тех доломитных пород дочетвертичного возраста, которые были найдены ранее при бурениях на коралловых островах (о. Фуна-Фути и др.). Эти морские современные доломиты существенно расширяют спектр современного массового доломитообразования который до их открытия ограничивался только озерными доломитами в озерах с углемагниевой и содовой водой.

Спрашивается, что же дает установление этих новых трех фациальных типов современных морских доломитов для понимания самого механизма доломитообразования? Пока довольно мало. Это малое сводится, в сущности, к подтверждению вывода, полученного ранее при исследовании озерных доломитов: **в современных условиях при современном содержании CO_2 в атмосфере доломит не садится непосредственно из воды, а возникает в диагенезе.**

Что касается физико-химических параметров и механизма диагенетического доломитообразования, то представления о нем у разных исследователей пока весьма различны. Австралийские ученые, базируясь на данных по Куронге и пересыхающим озерам, первостепенную роль приписывают высокому pH и высокому отношению Mg/Ca; соленость воды небольшая и роли не играет. Но данные по Себкха, окаймляющим

Персидский залив, указывают параметры совершенно противоположные: низкий pH (<7) и высокую соленость иловых вод. Эти контроверзы доказывают, что **привлечение к истолкованию генезиса доломитов в качестве решающих параметров pH, отношений Mg/Ca и общей солености в действительности не решает вопроса.** В то же время зарубежные исследователи совершенно игнорируют исследование структуры щелочного резерва воды, питающей водоем, наддонной и иловой, и определение того, к какому карбонатному типу (содовому, углемагниевому или углекальциевому) эти воды относятся. Между тем опыт изучения советских доломитообразующих водоемов учит, что **именно структура щелочного резерва играет в доломитообразовании решающую роль.**

Подробный анализ данных австралийских геологов, выполненный выше, показывает, что концепция, базирующаяся на учете типа щелочного резерва, выдвинутая автором этих строк (1945, 1951), применима и к австралийским водоемам. Для побережных доломитов Себкха и о. Андрос суждение о применимости или неприменимости этой концепции не может быть сделано из-за отсутствия соответствующих гидрохимических данных. Следует заметить, что зарубежные литологи, занимающиеся современным доломитообразованием, делают большую ошибку, пренебрегая детальным анализом вод, питающих бассейн, бассейновых и иловых, и особенно игнорируя исследование структуры щелочного резерва. **Как бы ни были детальны минералогические исследования, без проведения указанных работ по воде проблему современного доломитообразования не решить.** Ведь pH любой воды есть сложная функция от соотношений в растворе Na_2CO_3 (если он присутствует), $CaCO_3$ и $MgCO_3$, а также свободной CO_2. Именно в силу сложности связей между pH и структурой щелочного резерва никак нельзя при анализе доломитообразования ограничиваться только определение pH. Совершенно недостаточны и данные об отношениях Mg/Ca, ибо в этих отношениях участвуют как $MgCO_3$ плюс $CaCO_3$, так и сульфаты Mg и Ca, садка же карбонатных соединений контролируется в решающей степени карбонатными равновесиями, свойственными данной воде. Посторонние соли, имеющие с $MgCO_3$ и $CaCO_3$ общий ион, оказывают лишь второстепенное, видоизменяющее, а не решающее влияние.

Из сказанного явствует, что в настоящее время в вопросе о доломитообразовании в современных водоемах стоят две актуальные задачи: а) проведение нового тура исследований в зарубежных водоемах с широким изучением гидрохимии воды, а в ней — структуры щелочного резерва; б) проведение нового тура исследований советских доломитонакопляющих озер с применением более тонких минералогических определений карбонатов в осадке, чем это было возможно сделать 30 лет назад. Думаю, что указанные работы гораздо ближе подведут нас к пониманию механизма современного доломитообразования, чем это достижимо сейчас, и будут способствовать более уверенному решению проблемы доломитообразования прошлых эпох.

ЛИТЕРАТУРА

Дегенс И. Геохимия осадочных образований, М., «Мир», 1967.

Ильинский В. П. Щелочность соляных рассолов Сакского озера.— Ж. хим. пром-сть, 1928, № 7—8.

Сапожников Д. Г. Известково-доломитовый ил оз. Балхаш.— Докл. АН СССР, т. 36, 1942, № 4—5.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш.— Тр. ин-та геол. наук, вып. 132. Сер. геол., 1951, № 53.

Страхов Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процессов доломитообразования.— Сов. геол., 1945, № 4.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. ин-та геол. наук, вып. 124. Сер. геол., 1951, № 45.

Alderman A. R. 1959. Aspects of carbonate Sedimentation. J. Geol. Soc. Australia, part. 1.
Alderman A. R., Skinner K. S. Dolomite sedimentation in the South-east of South Australia.— Amer. J. Sci., 1957, v. 255, № 8.
Alderman A. R., von der Borch Cr. A dolomite reaction serias.— Nature, 1963, 198, p. 465—466.
Borch Crist, von der. Geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, v. 29, № 7.
Clayton R., Skinner K., Berner A., Robinson M. Isotope studies of dolomite formation under Sedimentary condition.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, № 4.
Friedman G. M. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, p. 777—813.
Friedman G. M. and Sanders J. H. Origin and occurence of dolostones. В сб.: «Carbonate rocks», 1967, v. 1.
Jlling L. V. and Wells A. J. Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf.— Bul. Americ. Assoc. Petrol. geol., 1964, № 4.
Miller D. N. Early diagenetic dolomite associated with salt extraction process, Jnagua, Bahams.— J. Sediment. Petrol., 1961, № 3.
Skinner C. Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the Southwest of South Australia.— Amer. J. Sci., v. 261, 1963, № 5.
Stehli F. G., Hower J. Mineralogy and early diagenesis of carbonate Sediments.— J. Sedim. Petrol., 1961, v. 31, p. 358—371.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
11.II.1970

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 553.31 : 553.32 : 553.46 : 553.64 (4/5)

О МЕТАЛЛОГЕНИИ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЕВРАЗИИ

СТАТЬЯ 2. ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ ВАНАДИЯ, ФОСФОРА, ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

В. Н. ХОЛОДОВ

Рассматриваются палеогеографическая обстановка и закономерности распределения в палеобассейне руд ванадия, фосфора, железа и марганца. Обсуждается возможность их вулканогенно-осадочного или океанического происхождения.

IV

В вендско-кембрийское время азиатская часть огромного и тектонически разнородного пояса Тетис представляла собой неглубокий палеобассейн с водами нормальной солености. Здесь шло накопление разнообразных осадков, а на отдельных участках осуществлялись интенсивные процессы осадочного рудообразования и формировались промышленные скопления V и сопутствующих ему элементов, а также P, Fe, Mn.

Реконструкция очертаний вендско-кембрийского Тетиса, воды которого покрывали центральную часть Евразии, изображена на фиг. 1. В пределах Восточной Сибири этот палеобассейн был ограничен крупной лагуной, занимавшей всю территорию Сибирской платформы. Лагуна была частично отделена от основной акватории гирляндой многочисленных островов, и в ней шла садка солей, гипсов и доломитов.

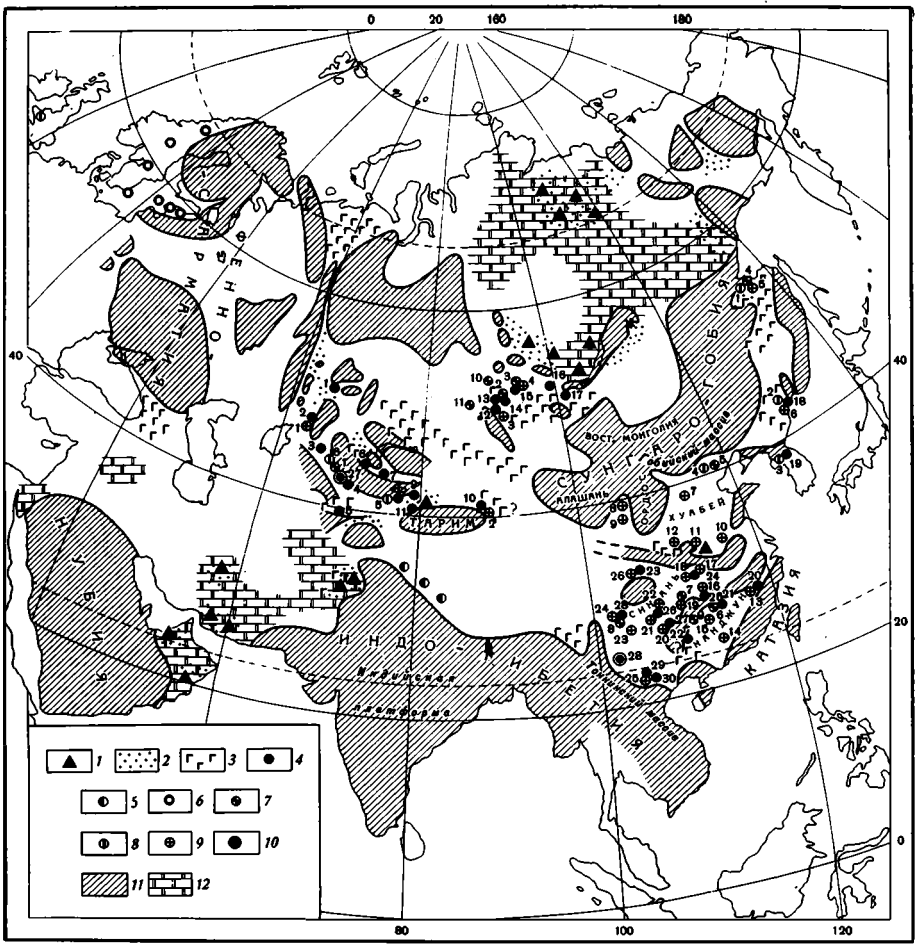
Вторая область карбонатообразования и соленакопления находилась к западу от современного Пенджабского выступа, на территории Центрального и Южного Ирана, Персидского залива и Саудовской Аравии.

Характер процессов осадконакопления в пределах бассейна с водами нормальной солености был определен одной наиболее характерной особенностью палеотектоники этого времени, на которую впервые указал В. М. Синицын (1962).

Тектонические движения северной и южной части Азии различались не только направленностью, но и интенсивностью, причем на севере они были значительно энергичнее, чем на юге.

В северной части вендско-кембрийского Тетиса располагался ряд геосинклиналей: Монголо-Охотская, Алтае-Саянская, Урало-Казахстанская, Улутау-Северотяньшаньская. Здесь почти на половине всей территории господствовали геосинклинальные условия и шло формирование очень пестрых по составу осадков мощностью в 6—8 *км*.

Геосинклинальные области отличались чрезвычайно расчлененным и динамичным рельефом. Здесь очень часто возникали архипелаги островов типа островных дуг. Они интенсивно денудировались и поставляли в смежные прогибы огромное количество терригенного материала. Отражением этих напряженных процессов явились мощные толщи конгло-



Фиг. 1. Закономерности распределения осадочных руд в вендско-кембрийском палеобассейне

1 — соли, гипсы, гипсоносные мергели; *2* — красноцветные отложения; *3* — районы вулканической деятельности; *4* — ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы (фтаниты) (цифры на карте): 1—Джаркайпатач (Приишимье), 2—Улутау, 3 — Баласаускандык (Большой Каратау), 4 — Джебаглинские горы, 5 — Южная Фергана, 6 — Бет-Пак-Дала (Домбралы), 7 — Кендыктас, 8 — Джетым-тау, 9 — Сарыджаз, 10 — Курук-таг, 11 — Калпин-таг, 12 — Белкинское (Горная Шория), 13 — Белая Уса (Кузнецкий Алатау), 14 — Тамалык (Батеневский кряж), 15 — Сейба (Саяны), 16 — Восточные Саяны, 17 — Хубсугул (МНР), 18 — Ханкайский район (Южное Приморье), 19 — Северная Корея (КНДР), 20 — северо-восток Нанчжун, 21 — Северная Цзянси, 22 — юго-восток Цзяннания, 23 — северная часть Сычуань, 24—поднятие Хуанлин, 25 — северный склон Цзяннания, 26 — Гуйджоу, 27 — западный склон Цзяннания, 28 — провинция Юннань, 29 — район Ляокай, 30 — Мау-Кок; *5* — черные кремнисто-глинистые сланцы с *Lingunella* (район рек Спити — Парахио); *6* — черные квасцовые сланцы кольма; *7* — месторождения и рудопроявления Mn (цифры на карте): 1 — Малый Каратау, 2 — Усинское (Кузнецкий Алатау), 3—Сейба (Саяны), 4 — Удско-Селемджинское междуречье, 5 — Вафанзы (КНР), 6 — Чайное (КНР), 7 — северо-западный склон Цзяннания (КНР), 8 — Юннань (КНР), 9 — Сян-тань (КНР), 10—Мазульское, 11—Дурновское (Салаир); *8* — месторождения и рудопроявления железных руд (цифры на карте): 1 — Удско-Селемджинское междуречье, 2 — Ханкайский район (Южное Приморье), 3 — Северная Корея (КНДР), 4 — Хуабей (КНР), 5 — Джетым-тау, 6 — Малый Каратау, 7 — Карвоншир (Англия); *9* — рудопроявления фосфоритов (цифры на карте): 1 — Улутау, 2 — Курук-таг, 3 — Белкинское (Горная Шория), 4 — Сейба (Саяны), 5 — Удско-Селемджинское междуречье, 6 — Ханкайский район (Южное Приморье), 7—Шаньси, 8—9 — западная часть Ордоса, 10 — Богуншань, 11 — западная часть массива Хуайян, 12 — северный склон Циньлин, 13 — северо-восток Нанчжун, 14 — Гуандун, 15 — Чайное, 16 — северный склон Цзяннания, 17 — поднятие Хуайян, 18 — поднятие Хуанлин, 19 — северо-запад Цзяннания, 20 — западный склон Цзяннания, 21 — Гуйджоу, 22 — среднее течение рек Янцзы и Гуйджоу, 23 — р. Янцзы в Юннани, 24 — Юннань, 25 — Ляокай, 26 — северная часть Сычуань; *10* — фосфоритоносные бассейны (цифры на карте): 27 — Малый Каратау (СССР), 28 — Куньян (КНР); *11* — древние континенты и острова; *12* — доломитовые осадки

мератов, гравелитов и песчаников, типичных для северных разрезов. Весьма характерны полимиктовые песчаники, состав которых часто варьирует очень широко.

Вторая очень важная особенность северной части Тетиса — интенсивная вулканическая деятельность. Главными областями, где располагались вулканы, были Урало-Казахстанская, Алтае-Саянская и Монголо-Охотская геосинклинали (см. фиг. 1).

В Урало-Казахстанской области наибольшее скопление вулканов находилось в зоне Еременьтау — Чингиз — Тарбоагатай, в Алтае-Саянской — в Западной Туве и Горной Шории. Третья группа древних вулканов располагалась в Приморье, в пределах Удско-Селемджинского междуречья и Ханкайского района.

Среди эффузивных пород этих районов преобладают спилит-кератофировые дифференциаты основной магмы. Бо́льшая их часть образовалась в результате подводных вулканических излияний или вследствие кристаллизации лавы под водой.

Под влиянием активных тектонических движений, сочетавшихся с вулканической деятельностью, в северной части Тетиса отлагались очень разнородные и пестрые, с фациальной точки зрения, осадки.

Существенно меняется весь облик осадконакопления в Южной Азии. Во-первых, значительно уменьшаются мощности осадков. Так, синийские отложения Южного Китая редко превышают по мощности 2 *км*, а кембрия —1—1,5 *км*. Во-вторых, фациальный облик и литологический состав отложений южного Тетиса несравненно более устойчив и сохраняется без изменений на большом протяжении. Наконец, здесь почти полностью отсутствуют или крайне незначительны следы вулканической деятельности.

С осадками вендско-кембрийского Тетиса связаны многочисленные месторождения и рудопроявления ванадиеносных фтанитов, пластовых и желваковых фосфоритов, железо-марганцевых и железных руд; они группируются в четырех главных районах (см. фиг. 1).

В Западном Тянь-Шане и Южном Казахстане — первая рудная провинция — известны многочисленные мелкие рудопроявления V и фосфоритов, приуроченные, как это выяснилось сравнительно недавно, к нижнекембрийским отложениям (Келлер и др., 1965). Среди них резко выделяются очень крупные месторождения пластовых фосфоритов Малого Каратау и значительные скопления ванадиеносных сланцев Большого Каратау и хребта Джетымтау.

В Южном Китае (КНР) располагается вторая рудная провинция Евразии. Здесь, в кембрийских и синийских отложениях, известны мелкие рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных фтанитов (сланцев) и марганцевых руд. На этом фоне резко выделяются крупные залежи пластовых фосфоритов восточной части впадины Синань, связанные с основанием нижнего кембрия, Mn-месторождения Сянь-тань и Вафанзы, приуроченные к верхнесинийскому комплексу пород, и ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия Синани и Нанчжун (Бушинский, 1966).

Третья рудная провинция находится в пределах Алтая и Саян. В ней сосредоточены очень крупные месторождения марганцевых руд нижнекембрийского возраста — Усинское, Мазульское и Дурновское; по мнению некоторых исследователей (Суслов, 1967; Соколова, 1968, и др.), они представляют собой вулканогенно-осадочные образования. Менее значительны по запасам месторождения фосфоритов и тесно ассоциирующихся с ними кремнисто-глинистых ванадиеносных фтанитов. Они приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Месторождения Тамалык и Белая Уса залегают среди нижнекембрийских отложений, а месторождения Горной Шории (Белка, Мрасское, Конзасское и др.) и Сейба связаны с вендско-рифейскими толщами.

Четвертая рудная провинция расположена в пределах Приморья. Она отличается от других провинций Тетиса широким распространением железных руд типа джеспилитов в верхней части синийских отложений; в некоторых районах их относят к нижнему кембрию. В Удско-Селемжинском междуречье, а также в Ханкайском районе с ними тесно связаны рудопроявления фосфоритов и ванадиеносные черные сланцы (Шехоркина, Погорелов, 1963).

Стратиграфические колонки вендско-кембрийских отложений, наиболее характерные для различных рудных провинций Тетиса, изображены на фиг. 2. Их сравнение приводит к следующему выводу: накопление наиболее мощных и выдержанных по простиранию пластовых фосфоритов и черных ванадиеносных фтанитов осуществляется чаще всего в разрезах сокращенной мощности.

Наоборот, усиленное отложение терригенных осадков и карбонатного материала как бы приводит к «разбавлению» фосфатного или углисто-кремнистого вещества: разрезы, в которых мощности увеличены, обычно не содержат промышленных залежей фосфоритов[1].

В этом отношении типично строение ванадиеносных или фосфоритоносных отложений Тянь-Шаня и Казахстана. В Улутауском разрезе Л. И. Боровиков (1955) от Pt до O выделяет три крупных литологических ритма (см. фиг. 2). Каждый ритм начинают грубообломочные породы, выше располагаются песчаники, алевролиты, ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы (фтаниты) и карбонатные породы. Совершенно аналогична цикличность в разрезе синхронных отложений Большого Каратау, хотя здесь несколько сокращается последовательность пород в среднем (ванадиеносном) ритме. Далее, в пределах Малого Каратау хорошо выделяется рифейский ритм большекаройской свиты, начинающийся конгломератами и песчаниками и завершающийся толщей малиновых глинистых сланцев, и вендско-ордовичский ритм от базальных конгломератов коксуйской свиты до пластовых фосфоритов и карбонатных пород кембро-ордовика.

Два или три последовательно сменяющих друг друга ритма в рифейско-кембрийских отложениях Тянь-Шаня прослеживаются повсеместно, но одни члены их могут сильно гипертрофироваться, а другие — выпасть. Во всех изученных нами случаях ванадиеносные фтаниты, пластовые фосфориты, а иногда и железо-марганцевые руды вместе с карбонатными породами завершают крупные ритмы. При этом для тех и других характерны относительно небольшая примесь обломочного материала и выдержанность горизонтов на значительном расстоянии.

Все сказанное позволяет, как нам кажется, утверждать, что *для образования пластовых фосфоритов и ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев наиболее благоприятной была обстановка очень спокойного осадконакопления в условиях относительной стабилизации тектонических движений на примыкающих к водоему участках суши.*

Поэтому наиболее крупные месторождения пластовых фосфоритов и ванадиеносных фтанитов располагались в южных и юго-западных частях рассматриваемого водоема (см. фиг. 1). Именно здесь вялые тектонические движения благоприятствовали усиленному осаждению V и P. На северо-востоке этой области, наоборот, активные поднятия и прогибания стимулировали усиленное накопление массы терригенного и карбонатного материала, разбавлявшего осаждавшиеся Mn, P, V, органическое вещество. Только в кратковременные периоды ослабления тектонической активности, относительного выравнивания рельефа дна и пене-

---

[1] Приуроченность фосфоритов к перерывам в осадконакоплении или эпохам замедленной седиментации на Русской платформе была отмечена в работах А. Д. Архангельского (1927) и Г. И. Бушинского (1954) и многократно обсуждалась в литературе.

пленизации примыкающей суши в северных районах также создавались условия, благоприятные для формирования рудоносных скоплений.

В целом, если учесть данные, опубликованные в предыдущей статье (Холодов, 1970), общая картина вендско-кембрийского рудообразования предстанет в следующем виде.

Главными источниками рудных компонентов для центральных бассейнов Азии являлись участки суши, сложенные докембрийскими осадочными, вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями, содержащие повышенные количества элементов ряда протокристаллизации (Fe, V, P, Co, Ni, Mn, Mg, Ba и др.) и расположенные в зоне, где господствовал гумидный тропический климат.

Интенсивное выветривание докембрийского субстрата на суше приводило к тому, что в определенные моменты геологического времени в палеоводоемы в виде растворов начинали усиленно поступать Mn, P, SiO_2, Mg и отчасти Fe, Ti, Cr, Ni и другие элементы; кроме того, металлы группы V и Fe мигрировали в форме взвеси и осаждались по законам терригенных частиц.

В результате выветривания создавался региональный геохимический фон, влияние которого сказывалось на разных особенностях древнего осадконакопления. При стабилизации тектонических движений и ослаблении привноса терригенного материала возникали реальные предпосылки для развития процессов рудообразования.

Конкретная схема формирования рудосодержащих фтанитов и пластовых фосфоритов, в том виде, как она представляется в результате изучения курумсакско-чулактауских отложений районов хребтов Каратау и Таласского Алатау, будет рассмотрена в следующей статье. В данной же работе мы, опираясь на металлогенические данные, попытаемся проанализировать возможности поступления рудных компонентов из других источников.

V

В качестве одного из возможных источников P после опубликования ряда популярных работ А. В. Казакова (1937, 1939, 1950) многие авторы стали называть воды мирового океана. Обоснованием для такого предположения явился тот установленный океанологами факт, что в глубоких слоях морской воды содержание растворенного P до 0,300 *мг/л*, а восходящие морские течения часто выносят холодные воды, богатые фосфатами, из глубин к шельфам континентов.

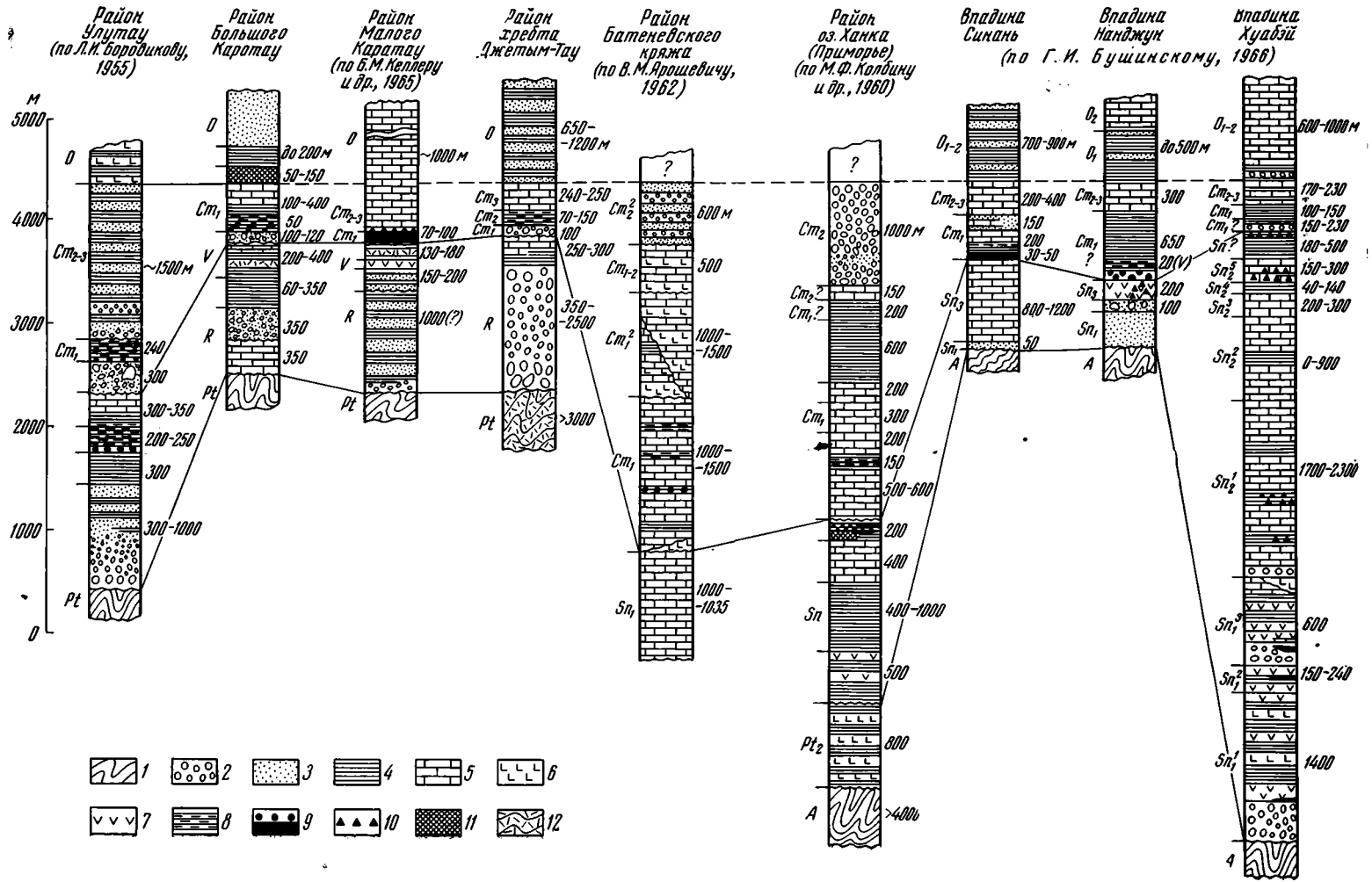
В связи с этим А. В. Казаков писал: «... в глубоких частях бассейнов мы имеем огромные резервы растворенных фосфатов, которые в некоторых случаях донными холодными течениями могут подводиться к шельфам континентов и здесь за счет уменьшения парциального давления CO_2 в воде должны неизбежно выпадать из ставших «пересыщенными» в новой физико-химической обстановке растворов» (Казаков, 1937, стр. 6).

Однако попытка применить эту интересную идею к объяснению реальной металлогенической обстановки вендско-кембрийского водоема Евразии встречает ряд трудностей.

Прежде всего при рассмотрении фиг. 1 видно, что рудные провинции располагаются на площади, покрывающей более 15 млн. *км*^{2}, вытянутой почти на 5 000 *км* в направлении с юга-востока на северо-запад.

Трудно представить себе течения, поступающие извне в мелководный эпиконтинентальный бассейн и приносящие с собой массы P_2O_5, достаточные для образования многочисленных месторождений и рудопроявлений фосфоритов на такой огромной территории.

В ряде случаев значительные скопления пластовых фосфоритов располагаются в проливообразных водоемах (Малый Каратау) или в обо-


Район Улутау (по Л.И. Бородикову, 1955)
Район Большого Каратау
Район Малого Каратау (по Б.М. Келлеру и др., 1965)
Район хребта Джетым-Тау
Район Батеневского кряжа (по В.М. Ярошевичу, 1962)
Район оз. Ханка (Приморье) (по М.Ф. Колбину и др., 1960)
Впадина Синань
Впадина Нанджун
Впадина Хуабэй
(по Г.И. Бушинскому, 1966)
м
5000
4000
3000
2000
1000
0
~1500 м
240
300
300-350
200-250
300
300-1000
до 200 м
50-150
100-400
50
100-120
200-400
60-350
350
350
~1000 м
70-100
130-180
150-200
1000(?)
650-1200 м
240-250
70-150
100
250-300
350-2500
>3000
600 м
500
1000-1500
1000-1500
1000-1035
1000 м
150
200
600
200
300
200
150
500-600
200
400
400-1000
500
800
>4000
700-900 м
200-400
150
200
30-50
800-1200
50
до 500 м
300
650
20(V)
200
100
600-1000 м
170-230
100-150
150-230
180-500
150-300
40-140
200-300
0-900
1700-2300
600
150-240
1400
1 2 3 4 5 6
7 8 9 10 11 12

собленных впадинах (Синань, Китай), куда вряд ли могло распространяться влияние океана.

Наконец, очень веским возражением против рудообразующей деятельности океанских вод является эмпирическая ассоциация фосфоритов с ванадиеносными фтанитами и сланцами, Mn- и Fe-рудами.

Действительно, при анализе фиг. 1 можно видеть, что эти рудные скопления пользуются очень широким распространением в венде и кембрии Азии. При этом *наиболее устойчивой ассоциацией является сочетание фосфоритов и ванадиеносных углеродисто-глинистых сланцев (фтанитов), постоянно встречающихся в одних и тех же разрезах или связанных фациальными отношениями на площади*: они распространены во всех четырех описанных ранее рудных провинциях.

Исключением из этого правила являются кембрийские отложения впадины Хуабей (КНР), где, по данным Г. И. Бушинского (1966), кремнистые сланцы, или фтаниты, в разрезе отсутствуют; следует, однако, подчеркнуть, что и большинство рудопроявлений P_2O_5 здесь представлено маломощными залежами желваковых фосфоритов.

Менее четкие эмпирические сонахождения отмечаются для фосфоритов и скоплений Mn и Fe. Как было отмечено Г. И. Бушинским (1966), крупные месторождения Mn- и Fe-руд чаще всего отделяются от залежей фосфоритов в разрезе и на площади, тогда как мелкие их рудопроявления нередко пространственно совмещены.

Любопытно, что в пределах Алтае-Саянской рудной провинции и на территории Южного Китая (впадины Синань и Нанчжун) с фосфоритами тесно ассоциируются марганцевые руды, тода как в Приморье и Северном Китае более широко распространены железные руды.

Как было впервые подмечено В. И. Бгатовым, Е. К. Герасимовым и В. П. Казариновым (1969), гипотеза А. В. Казакова в ее первоначальном варианте бессильна объяснить закономерные сочетания фосфоритов и сопутствующих им пород, поскольку источники P и всех других компонентов, осаждающихся совместно, согласно воззрениям этого автора, существенно различны. Фосфатонакопление накладывается на формирующийся под влиянием выветривания на суше фациальный ряд морских осадков, и образующиеся при этом различные сочетания пород должны быть в известной степени случайными.

К этому нужно добавить, что, по данным Э. Д. Гольдберга (1963), в воде океанов в настоящее время в среднем содержится, *мг/л*: P — 0,07; Fe — 0,01; Ti — 0,001; V — 0,002, Mn — 0,002; Ni — 0,002. Вряд ли в начале фанерозойской эры воды океанов могли содержать бо́льшие количества этих рудных компонентов. В то же время обращает на себя внимание, что в отношении V они явно недосыщены; трудно себе представить, чтобы при таких низких содержаниях могли сформироваться месторождения ванадиевых руд, в которых содержание металла более 1,5%.

В заключение этого раздела следует напомнить, что, разбирая образование фосфоритов на платформах, Н. М. Страхов писал: «... таким образом, в отличие от А. В. Казакова, я думаю, что садка фосфатов во внутриконтинентальных морях платформенного типа была возможна вовсе не за счет подтока глубинных вод из океанов, а за счет концентрации P_2O_5 в глубоких горизонтах самих платформенных морей» (Страхов, 1960, стр. 246).

Фиг. 2. Разрезы вендско-кембрийских отложений различных районов Евразии

1 — метаморфические сланцы, гнейсы и другие измененные породы архея; *2* — грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты); *3* — песчаники; *4* — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; *5* — карбонаты (известняки и доломиты); *6* — эффузивы; *7* — кварциты и кремни; *8* — углисто-кремнистые, ванадиеносные сланцы; *9* — фосфориты (желваковые и пластовые); *10* — марганцевые и железо-марганцевые руды; *11* — джеспилиты; *12* — туффиты и туфогенные породы

По-видимому, этот тезис может быть распространен и на фосфатонакопление в геосинклиналях. Во всяком случае, становится очевидной несостоятельность попыток связать вендско-кембрийское рудонакопление с подтоком океанических вод.

VI

В последнее время многие исследователи (Шатский, 1955; Еганов, 1968; Бродская, Ильинская, 1968; Зеленов, 1969, и др.) указывали на возможность эффузивно-осадочного происхождения фосфоритов, а в работах Г. И. Макарычева (1957), В. В. Шабалина и К. Сагандыкова (1960) и отчасти С. Г. и Е. А. Анкинович (1968) это предположение было распространено и на концентрации V.

Поскольку такая гипотеза заявлена, она требует всестороннего обсуждения.

Как было показано в предыдущем разделе, месторождения и рудопроявления фосфоритов, V и сопутствующих ему элементов, а также Mn и Fe в вендско-кембрийское время формировались почти на всей площади акватории Евразийского Тетиса. Мало того, сходные ассоциации рудных скоплений были встречены в синхронных отложениях смежных континентов. Так, ванадиеносные фтаниты и связанные с ними фосфориты известны в кембрийских толщах Австралии (Howitt, 1928), отложениях формаций Спенс, Уолси и Филлит Гарден Крик в Юте, Айдахо и Орегоне (США), Северной Америке (Mapel, 1956) и во многих других местах. Очевидно, что процессы вендо-кембрийского рудообразования носили планетарный характер.

Такое необычайно широкое распространение одновозрастных рудопроявлений само по себе противоречит возможности их вулканогенного происхождения. Как показал Н. М. Страхов (1960, 1963), вулканический процесс в морских водоемах чаще всего носит точечный характер и литолого-петрографический облик вулканогенных образований быстро изменяется на площади.

Любопытные результаты можно получить, если сравнить распространение вендско-кембрийских эффузивных пород и синхронных им скоплений рудных компонентов в различных районах Азии.

На площади Китайской платформы выделяются три обширные впадины: Хуабей, Нанчжун и Синань. По данным Г. И. Бушинского (1966), Ван Хун-чженя (1962) и других, наиболее отчетливые следы вулканической деятельности известны в пределах впадин Хуабей и Нанчжун (см. фиг. 1). В синийских отложениях Хуабей, в районе городов Синлун и Цзисянь, встречены андезитовые лавы и их туфы, а в кембрийских толщах низовьев р. Хуанхэ констатируются следы слабой вулканической деятельности. В синийских образованиях юго-западной части впадины Нанчжун известны эффузивы основного состава. Никаких следов вулканизма в древних толщах впадины Синань встречено не было.

С другой стороны, как это хорошо видно на фиг. 1, наиболее крупные скопления пластовых фосфоритов и ванадиеносных сланцев известны именно в кембрийских отложениях впадины Синань; наоборот, наиболее бедны этими образованиями древние толщи впадины Хуабей, где как раз наиболее интенсивно проявилась вулканическая деятельность.

Следует подчеркнуть, что и в стратиграфическом отношении эпохи максимальной вулканической деятельности и рудообразования на Китайской платформе резко различны. Наиболее распространены вулканические породы в нижней части синийских отложений, тогда как максимальное фосфатонакопление и отложение ванадиеносных фтанитов имело место в верхнем синии (венде?) и в нижнем кембрии.

Таким образом, в данном регионе мы имеем дело с *пространственным разобщением* главных рудных скоплений и следов древних вулканических процессов.

Принципиально сходны, но труднее поддаются расшифровке взаимоотношения между эффузивными образованиями и скоплениями P, Fe, Mn, V и других редких элементов на территории Тянь-Шаня и Казахстана.

В тех районах, где сосредоточены основные запасы промышленных руд т. е. в ванадиеносной коктальской свите Улутау, фосфорито-ванадиеносной курумсакско-чулактауской толще Каратау или ванадиеносной шорторской свите хребта Кок-Ийрим-тоо, Джетымтау и Сарыджаса, следы синхронной вулканической деятельности не обнаружены. Сомнительными также представляются некоторые попытки параллелизовать эти рудосодержащие толщи с вулканогенными свитами смежных районов. Так, находка горизонта агломератов кислых и средних эффузивов, перекрывающих якобы тиллитоподобные породы в Большом Каратау, оказалась недоразумением; за вулканогенную толщу был принят тектонический «клин» более древних пород, приведенный в соприкосновение с байконурскими тиллоидами вдоль разлома.

Более обоснованным представляется сопоставление фосфоритоносных отложений Малого Каратау с кембрийской вулканогенно-осадочной толщей Киргизского хребта и Терскей-Алатау (Криволуцкая, Королев, 1960). В этих районах развиты караарчинская свита, представленная диабазами, пироксеновыми порфиритами, спилитами и афиритами. Хотя последующие исследования подтвердили синхронность обеих толщ (Киселев, Королев, 1964), литолого-петрографические соображения не позволяют в данном случае генетически связывать вулканическую деятельность и фосфатонакопление (Бродская, Ильинская, 1968).

В тех районах Тянь-Шаня и Казахстана, где масштабы фосфоритовых и ванадиевых рудопроявлений заметно уменьшаются, наблюдается более определенная пространственная их связь с вулканитами. Так, в нижнекембрийских отложениях Джалаир-Найманского грабена (Бет-Пак-Дала) основные порфириты и их туфы непосредственно ассоциируются с небольшими фосфатными рудопроявлениями (Маркова, 1961; Бродская, Ильинская, 1968). В разрезе хребта Куруктага, в восточной части Тянь-Шаня, нижнекембрийские пластовые фосфориты переслаиваются с андезитовыми порфирами и кремнистыми породами (Макурин, 1960). В амгинских отложениях Южной Ферганы, в Южном Тянь-Шане, черные ванадиеносные (?) фтаниты и яшмовидные породы с линзами Mn связаны со спилитами, диабазами и порфиритами (Яскович, 1968).

Очень любопытным представляется тот факт, что крупные рудопроявления P, Mn, V и Fe не известны в кембрийских отложениях северо-восточного Прибалхашья, хребта Чингиз, Барнаульского района и других районов Восточного Казахстана, т. е. областей интенсивнейшей кембрийской вулканической деятельности (см. фиг. 1), хотя, по данным В. А. Вахрамеева (1941) и А. А. Богданова (1948), здесь в ряде случаев широко распространены спилиты, диабазы и порфириты, в петрографическом отношении сходные с теми, что непосредственно ассоциируются с рудными накоплениями.

Изучение древнейших толщ Тянь-Шаня и Казахстана, проведенное в последнее время, показало, что вулканическая деятельность, имевшая место в верхнем рифее и венде, значительно превышала по размаху вулканизм кембрия. Действительно, если взять только Чаткало-Нарынскую, Таласо-Каратаускую и Киргизско-Терскейскую структурно-фациальные зоны и оценить в них стратиграфическое распространение эффузивных образований, то, по материалам В. Г. Королева (Киселев, Королев, 1964), можно получить следующую картину.

В верхнем рифее эффузивно-осадочные толщи распространены в Большом Каратау (кайнарская свита порфиров), в Джетымтау (нарынская свита фельзит-порфиров), в Киргизском хребте и Терскей-Алатау

(терекская свита спилитов и порфиритов). В венде эти образования встречены в Чаткальском хребте (узунбулукская свита гравелитов и андезит-дацитовых лав), Джетымтау (свита Чон-Талдысу, представленная песчаниками, трахибазальтами и туффитами), и Малом Каратау (курганская свита туфопесчаников). Наконец, в нижнем кембрии эффузивы встречены только в Киргизском хребте и Терскей-Алатау (караарчинская свита диабазов, порфиритов и яшм). Совершенно очевидно, что области развития вулканизма здесь с течением времени заметно сокращаются; что же касается распространенности залежей фосфоритов, железо-марганцевых руд и ванадиеносных фтанитов, то все происходит наоборот — они появляются только в венде и достигают максимального распространения в кембрии.

Вывод ясен. В пределах Тянь-Шаня и Казахстана, как и в Китае, залежи фосфоритов, железо-марганцевых руд и ванадиеносных фтанитов при региональном рассмотрении плохо совмещаются с эффузивными породами в разрезе и на площади.

Совершенно иные пространственные взаимоотношения характерны для вулканогенных пород и руд Mn, P и V в Алтае-Саянской области и Приморье.

Как это следует из стратиграфических работ П. С. Краснопеевой (1954), И. Т. Журавлевой, Л. П. Репиной, В. В. Хоментовского (1959), М. К. Винкмана и др. (1962), К. В. Радугина (1962), В. М. Ярошевича (1962) и многих других сибирских геологов, а также из обобщающих монографий Е. А. Еганова (1968) и Н. А. Красильниковой с соавторами (1968), эффузивные образования пользуются очень широким распространением в нормальных разрезах Алтая и Саян.

В енисейской серии Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа, а также, по-видимому, в эквивалентных ей баратальской серии Горного Алтая, кивдинской свите Салаирского кряжа, кувайской и павловской свитах Восточного Саяна, т. е. в древнейших рифейско-вендских отложениях этого региона, спилиты, диабазы и порфириты вместе с туфогенными разностями эффузивных пород многократно появляются среди карбонатных пород на разных стратиграфических уровнях, нередко ассоциируя с марганцево-фосфатными или кремнисто-ванадиевыми скоплениями.

В кембрийских отложениях Алтае-Саянской провинции многие свиты почти нацело сложены эффузивами. Таковы манжерокская свита диабазов и диабазовых порфиритов в Горном Алтае, гурьевская свита основных эффузивов Салаира, кондомская свита пироксеновых порфиритов в Горной Шории, колпинская спилито-кератофировая свита Восточного Саяна, усинская эффузивно-карбонатная толща Кузнецкого Алатау и многие другие.

Размах эффузивного процесса, охватившего Алтае-Саянский регион в вендско-кембрийское время, судя по распространению вулканогенных образований, был необычайно велик. Даже в тех частях разреза, где встречены нормальные осадочные породы, очень часто можно наблюдать быстрое фациальное замещение карбонатных или кремнисто-терригенных образований типичными эффузивами.

Хотя в целом и создается впечатление, что интенсивная вулканическая деятельность в Алтае-Саянской области имела место на протяжении всего рифея, венда и кембрия, она особенно усилилась к началу палеозоя. Именно с этим интервалом и связаны многие рудопроявления фосфоритов, железо-марганцевых и ванадиевых руд.

Так, в вендской белкинской свите Горной Шории, сложенной чередованием карбонатных пород, кремнистых сланцев и кварцитов, в районах Белка, Колзасс, Караголь, Узасс, Дальний и др., известны рудопроявления пластовых фосфоритов (Спандерашвили, 1965), а также ванадиеносных кремнисто-глинистых сланцев (Еганов, 1968).

В усинской свите нижнего кембрия Кузнецкого Алатау описаны весьма интересные в генетическом отношении месторождения Mn (Усинское и Мазульское), фосфоритов (Белоусинское) и V (Усинское и Белоусинское).

В мартюхинской свите вендского возраста в пределах Батеневского кряжа расположено Боградское рудопроявление пластовых фосфоритов (Ярошевич, 1962).

К тамалыкской свите венда — кембрия в восточной части Кузнецкого Алатау приурочены ванадиеносные и радиоактивные углисто-кремнистые сланцы, руды Mn (Еганов, 1968) и тамалыкское рудопроявление пластовых фосфоритов (Красильникова и др., 1968).

Наконец, в карбонатно-эффузивных, по-видимому, вендских толщах павловской свиты Восточного Саяна широко известны сейбинские рудопроявления пластовых фосфоритов и железо-марганцевых руд (Красильникова и др., 1968). Многие из этих рудопроявлений по простиранию непосредственно переходят в вулканические образования. Так, севернее Усинского Mn месторождения и Белоусинского фосфоритового рудопроявления располагается область широкого распространения кварцевых альбитофиров и их туфов (Соколова, 1967), а фосфатно-марганцево-ванадиевая толща Тамалыка по простиранию замещается диабазами и другими эффузивами (Еганов, 1968).

Следует подчеркнуть, что петрографический тип вулканогенных пород, парагенетически связанных с оруденением, сильно варьирует, что затрудняет поиски генетических связей.

Очень характерная особенность рудопроявлений Алтае-Саянской области — их комплексность: здесь обычно в одном разрезе и одном районе обнаруживаются скопления Fe и Mn, P и V. Как можно было видеть из предыдущих разделов работы, в пределах Казахстана и Тянь-Шаня или Китая рудопроявления P, Mn или V обычно больше разобщены между собой на площади или во времени.

Как отметил Е. А. Еганов (1968), многие вулканогенные толщи Алтая и Горной Шории, например кондомская свита, заметно обогащены такими рудными компонентами, как P_2O_5 или V_2O_5; при этом обычно повышенные количества P содержат диабазы, спилиты и другие вулканиты, входящие в состав свиты.

Однако при рассмотрении взаимоотношений процессов рудообразования и вулканической деятельности, происходивших в вендско-кембрийских бассейнах Алтае-Саянского региона, нельзя пройти мимо несоответствия масштабов обоих явлений. Грандиозный по размаху вулканизм, проявившийся на протяжении большого отрезка времени и охвативший почти всю площадь этой области, не привел к образованию крупных месторождений фосфоритов или ванадиеносных фтанитов; подавляющее большинство рудных точек промышленного значения не имеет.

В Приморье, по-видимому, наблюдаются очень сходные соотношения между эффузивными и рудными образованиями, хотя стратиграфия этого региона изучена еще слабее.

В Удско-Селемжинском междуречье наиболее интенсивные проявления вулканизма приурочены к нижнему кембрию; в улигданской кремнисто-терригенной свите распространены диабазы, порфириты, зеленокаменные эффузивы и яшмы, с которыми ассоциируются железо-марганцевые «джеспилитоподобные» руды и пластовые фосфориты. Любопытно, что фосфоритоносны все породы — от яшм и эффузивов разного состава до песчаников и известняков (Еганов, 1968; Бродская, Ильинская, 1968), а линзы и прослои фосфоритов нередко залегают на контактах диабазов и вмещающих их пород (участок Горелый, рудопроявление Верхняя Джаводи и др.).

Южнее, в районе оз. Ханка, основные эффузивы распространены на границе кембрия и венда; с ними фациально связаны кремнисто-графи-

товая и джеспилитовая толщи с линзами и прослоями фосфоритов (Шехоркина, Погорелов, 1963). В лежащих выше отложениях кембрийской прохоровской свиты описаны ванадиеносные фтаниты (Громов, Суханов, 1958).

Из приведенного материала видно, что в Алтае-Саянской провинции и Приморье, в отличие от Тянь-Шаня и Китайской платформы, *вулканические образования часто пространственно связаны с рудами* Mn, P и V, хотя последние и располагаются примерно на том же стратиграфическом уровне, что и в двух последних районах.

Итак, на палеогеографической карте (см. фиг. 1) вырисовывается довольно своеобразная картина: наиболее крупные промышленные концентрации P и V, располагающиеся вдоль южного побережья вендско-кембрийского палеобассейна, в разрезе и на площади не ассоциируются с субсинхронными вулканогенными образованиями, тогда как мелкие рудопроявления тех же компонентов, распространенные в северо-восточной части этого древнего водоема, пространственно связаны с эффузивными толщами.

Таким образом, для обоснования возможности вулканогенного происхождения наиболее крупных месторождений фосфоритов и малых элементов необходимо предположение о дальнем переносе этих компонентов в растворенном виде от вулканических очагов в смежные области седиментации.

Такое предположение трудно совместимо с законами геохимии. Как показал Н. М. Страхов (1963, 1965), перенос растворов, обогащенных фосфором и другими рудными компонентами, после подачи их в море подводными вулканическими аппаратами на дальние расстояния исключен; нейтрализация гидротерм морской водой неизбежно приводит к выпадению осадка. Не спасает положения и предположение Е. А. Еганова (1968) о том, что многие элементы могут переноситься, вступая в биогенные циклы; трудно назвать причины, побуждающие организмы за относительно короткий отрезок геологического времени *направленно* переносить массы рудных компонентов от вулканического аппарата в смежные бассейны и там погибать. Ведь концентрации и массы P_2O_5, V_2O_5, Fe_2O_3 и MnO в водоемах, слабо связанных с вулканическими очагами (например, Малый Каратау), значительно превышают известные нам скопления в вулканических областях того времени!

В последнее время некоторые исследователи, изучающие вулканогенно-осадочные концентрации SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, MnO, V_2O_5 и других элементов в осадочных толщах (Сапожников, 1963; Хворова, 1968; Бродская, Ильинская, 1968, и др.), отмечали, что в геосинклинальных областях магма может влиять на осадконакопление двояко: собственно вулканогенным путем, через эрупции и эффузии, и криптовулканическим путем, когда эксгаляции и гидротермы поступают в воды палеобассейна без сопровождения пепловыми выбросами и лавовыми потоками. Второй путь по механизму самого процесса существенно отличается от первого и не требует обязательного пространственного сонахождения эффузивных образований и руд.

Однако в этом случае необходимым признаком рудообразования становится структурный контроль: зоны максимального рудонакопления должны располагаться на площади палеобассейна в соответствии с наиболее проницаемыми приразломными зонами.

Хотя разрывные нарушения пользуются очень широким развитием в вендско-кембрийских отложениях Азии, а некоторые из них несомненно существовали до накопления ванадиеносных толщ и пластовых фосфоритов и оказывали заметное влияние на процессы осадконакопления конседиментационным путем (Холодов, Карякин, 1968), у нас *нет основания утверждать, что они контролировали формирование руд и служили подводящими каналами для эксгаляций и терм.*

Так, в Малом Каратау чрезвычайно редки и нетипичны жилы, выполненные фосфатным материалом в отложениях, подстилающих фосфоритоносную свиту, а фосфориты повсеместно залегают в виде пластовых тел.

Не установлено также рудоконтролирующего влияния разломов на размещение пластовых фосфоритов в Синани (Бушинский, 1968; Еганов, 1968), Алтае-Саянской области (Красильникова и др., 1968) и других областях рассматриваемого региона.

Распределение V и P в магматогенных породах

Петрографический тип породы	P_2O_5, %	Автор	V_2O_5, %	Автор
Кислые:				
граниты	0,087	В. М. Гольдшмидт (1938)	Сл.	P. Krusch (1937)
	0,23	Кларк (1923)*	0,017	T. G. Sahama (1945)
диориты	0,14	В. М. Гольдшмидт (1938)		
	0,35	А. Е. Ферсман (1959)		
Среднее	0,16	А. П. Виноградов (1962)	0,004	А. П. Виноградов (1962)
Основные:				
габбро	0,40	Ферсман (1931, 1954)*	0,056	T. G. Sahama (1945)
габбро (норит)	0,17	В. М. Гольдшмидт (1938)	0,05	P. Krusch (1937)
габбро и габбро-диабазы	0,18—0,42	Буматов (1965)*	0,056	B. Mason (1952)
диабазы	0,23	Булатов (1965)*		
Среднее	0,32	А. И. Виноградов (1962)	0,02	А. П. Виноградов (1962)
Ультраосновные перидотиты			0,17	А. П. Виноградов (1962)
Среднее	0,24	А. П. Виноградов (1962)	0,004	А. П. Виноградов (1962)

* Цитировано по Ф. Л. Смирнову (1968).

По данным геохимии и петрографии магматических пород, эффузивное поступление P и V в морские водоемы прошлого было, по-видимому, существенно ограничено.

Как известно, основная масса P и V в магматических процессах не образует геохимических скоплений, а рассеивается в массе пород, причем P находится в них в форме акцессорного апатита, а V заключен главным образом в кристаллической решетке титаномагнетита. Известно также, что содержание P и V обычно возрастает с основностью изверженных пород так, как это показано в таблице.

Присутствие в магме щелочей (Na, K) по-разному сказывается на поведении P и V. Увеличение щелочности массива препятствует соединению Ca с P_2O_5, т. е. образованию апатита; P вначале накапливается в остаточном расплаве, а затем образует апатитовые месторождения, где концентрируется в форме жил, штоков и линз. Именно так объясняется образование крупнейших залежей апатитов типа Хибин или Сынныра, где его скопления ассоциируются с нефелиновыми сиенитами и другими щелочными интрузивными породами (Ферсман, 1959; Герасимовский, 1968; Смирнов, 1968).

Совершенно иначе обстоит дело с V. Как показали работы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1935), И. И Малышева (1957), В. И. Герасимовского (1963) и др., увеличение щелочности пород приводит к повышению содержания Ti, который, соединяясь с Fe, рассеивается в породах в виде акцессорного титаномагнетита; это определяет судьбу V, который предпочтительно накапливается в самих щелочных породах. Любопытно, что, по данным П. П. Пятницкого (1936), щелочные глинистые силикаты также обычно содержат больше V, чем бесщелочные.

Итак, повышение щелочности приводит, с одной стороны, к удалению P в остаточный расплав, а с другой — благоприятствует накоплению в самой магме Ti и V; происходит разделение этих компонентов.

Таким образом, *совместное нахождение ванадиеносных отложений и пластовых фосфоритов трудно объяснить с позиций эффузивной гипотезы.*

При общей оценке возможной связи рудообразования с эффузивной деятельностью следует иметь в виду, что щелочной магматизм в общей схеме развития магмы занимает довольно скромное место; от общей массы изверженных пород щелочные породы едва составляют 1% (Иванова, 1968). Обращает также на себя внимание существенное уменьшение распространения щелочных эффузивов и интрузий в наиболее древних отложениях, доказанное петрографо-статистическими исследованиями С. П. Соловьева (1952).

Сведения о незначительной роли щелочных магматических процессов в общем ходе глубинной эволюции магмы находят также свое подтверждение при анализе запасов руд P. Как показал Б. М. Гиммельфарб (1968), мировые запасы фосфоритов капиталистического мира составляют 42,7 млрд. *т*; из них только 691 млн. *т* представлен магматогенными апатитами. Это означает, что щелочными породами связано только 1,6% мировых запасов P_2O_5.

Приведенные соображения заставляют высказать сомнения в том, что геохимический облик вендско-кембрийского бассейна Евразии создавался в результате массового поступления V, Fe и Mn эффузивным путем или в виде эксгаляций и терм; если эти процессы и имели место, то они были локальны и не определяли всей картины в целом.

Главенствующую роль играло поступление рудного материала с докембрийских континентов, особенно усиливающееся в обстановке влажного и тропического климата; благодаря переотложению материала в вендско-кембрийском палеоводоеме создавался тот геохимический фон, который стимулировал развитие процессов осадочного рудогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане. В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов.— В кн.: Фосфориты СССР. Л., 1927.

Бгатов В. И., Герасимов Е. К., Казаринов В. П. Фосфориты. В кн.: Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. В кн.: Тектоника СССР, т. I. М.— Л., изд-во АН СССР, 1948.

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. М., Гостеолтехиздат, 1955.

Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях.— В сб.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. 2. М., «Наука», 1968.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. ИГН АН СССР, М., изд-во АН СССР, 1954, вып. 156, сер. геол., № 67.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.

Бушинский Г. И. Формация фосфория.— Тр. ИГН АН СССР. М., «Наука», 1968, вып. 201.

Ван Хун-чжень. Тектоническое районирование восточной части Китая, исходя из особенностей строения докембрия.— В сб.: Древнейшие породы Китая. М., изд-во иностр. лит., 1962.

Вахрамеев В. А. Геологические исследования в Северо-Восточном Прибалхашье. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. серия, отд. геол., 1941, т. 19 (1—2).

Винкман М. К., Гинцингер А. Б. и др. Схема стратиграфии нижнекембрийских и нижней части среднекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС, 1962, вып. 24.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Герасимовский В. И. Геохимические особенности агпаитовых нефелиновых сиенитов.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., изд-во АН СССР, 1963.
Герасимовский В. И. Геохимия фосфора в нефелинсодержащих магматических породах.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
Гиммельфарб Б. М. Ресурсы фосфатного сырья в СССР и проблема апатитовых руд.— В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
Гольдберг Э. Д. Геохимия моря.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., изд-во иностр. лит., 1963.
Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.— Л., ГОНТИ, 1938.
Громов Ю. Я., Суханов Р. И. Ванадий в кембрийских породах Южного Приморья.— Бюл. Ин-та информ. Мин. геол. и охр. недр СССР, № 1, 1958.
Еганов Е. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинской впадины. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, т. 34 (2).
Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ.— Авторефер. докт. дис. Петропавловск-на-Камчатке, 1969.
Иванова Т. Н. Апатитоносность Кольского полуострова. В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Л., Химтеорет, 1937 (Тр. НИИУИФ, вып. 139).
Казаков А. В. Фосфатные фации. Тр. НИИУИФ, М.— Л., ГОНТИ, 1939, вып. 145.
Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5.
Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4.
Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта.— В сб.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. «ИЛИМ», Фрунзе, 1964.
Колбин М. Ф., Смирнов А. М., Шехоркина А. Ф., Шехоркин И. А. Кембрийские и докембрийские отложения Южного Приморья и сопредельных территорий.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геол. М., изд-во АН СССР, 1960.
Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Шмельков Ю. Ф., Блисковский В. З., Оболенская Г. А. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области.— Тр. ГИГХС, М., ВНИЭСХ, 1968, вып. 12.
Криволуцкая В. Н., Королев В. Г. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терскей-Алатау. Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. 6 (геологич.), 1960.
Краснопеева П. С. Новые данные к стратиграфии археоциат Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 4.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы.— Тр. Петрогр. ин-та, Л., 1935, вып. 5.
Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Кара-Тау. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, т. 32, № 4.
Макурин А. С. Новые данные по стратиграфии докембрия хребта Куруктаг.— Тр. МГРИ, М., 1960, 38.
Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., ГОНТИ, 1957.
Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Дала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 62, М., изд-во АН СССР, 1961.
Пятницкий П. П. Ванадий и законы его распределения в минеральных и горных породах. Укр. отд. ВИМС, Киев, 1936.
Радугин К. В. Горная Шория, Кузнецкий Алатау и западная часть Восточного Саяна.— Тр. Лабор. геол. докембрия, Л., «Наука», 1962.
Сапожников Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение. Тр. ИГЕМ АН СССР. М., «Наука», 1963, вып. 89.
Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.— Л., изд-во АН СССР, 1962.
Смирнов Ф. Л. Роль фосфора и условия его концентрации в магматических горных породах.— В кн.: Апатиты, М., «Наука», 1968.
Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей. М., «Наука», 1968.
Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952.
Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории. В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М., «Недра», 1965.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—II. М., изд-во АН СССР, 1960.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н. М. К позиции подводного вулканогенно-осадочного породообразования.— В сб.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
Суслов А. Т. Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967.
Ферсман А. Е. Избранные труды, т. IV. М., изд-во АН СССР, 1959.
Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I. Тр. Ин-та геол. наук, М., «Наука», 1968, вып. 195.
Холодов В. Н., Карякин А. С. К палеогеографии Малого Каратау (Казахстан) в век отложения «нижних» доломитов фосфоритоносной толщи. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 11, 1968, вып. 6.
Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Статья 1. Довендские поднятия как источники рудных компонентов.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 2.
Шабалин В. В., Сагандыков К. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джатым-Тоо и Кок-Ийрим-Тоо (Тянь-Шань).— Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. наук, 1960, т. 3, вып. 6.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей.— В кн.: Совещ. по осад. породам АН СССР, вып. 2. М., изд-во АН СССР, 1955.
Шехоркина А. Ф., Погорелов М. Г. Фосфоритоносность кремнисто-вулканогенной группы формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива.— Сообщ. Дальневост. фил. АН СССР, вып. 18, Изд-во АН СССР, Новосибирск, 1963.
Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна р. Белый Июс. Тр. ИГ и Г, Новосибирск, 1962, вып. 17.
Яскович Б. В. О кембрийском вулканизме в Южном Тянь-Шане.— В сб.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, ФАН, 1968.
Howitt A. M. Phosphate in Victoria. The Mansfield deposits. Les reserves mondiales en phosphates, v. 2, XIV Congres geol. intern. Espagne, 1926, Madrid, 1928.
Krusch P. Die metallischen Ronstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung. H. 1, Vanadium, Uran, Radium. Stuttgart, 1937.
Mapel W. J. Uranium in black shale deposits, northern Rocky Mountain and Great Plain. U. S. Geol. Survey Bull., 1030-H, 1956.
Mason B. Principles of geochemistry. London — N. Y., 1952.
Sahama T. G. Spurenelemente der Gesteine in südlichen Finnish-Lappland. Bull. Comiss. geol. Finlande, Bd 83, No. 135, 1945.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
3.XI.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 553.492(574)

К ПРОБЛЕМЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

О. И. БЕНТ

В статье путем анализа литологических и палеогеографических особенностей строения разрезов обосновывается бокситоносность палеозойских отложений Центрального Казахстана.

Проблема палеозойских бокситов Центрального Казахстана существует давно. Более 30 лет известна диаспоровая минерализация в каменноугольных отложениях Восточного Казахстана (район г. Аягуза), более 20 лет назад обнаружено диаспор-гидрогетитовое оруденение в отложениях франского яруса Майского Прииртышья (район гор Кызылдар и Агирек). М. С. Быкова в 1943 г. обратила внимание на возможную бокситоносность периферийных участков угленосных мульд Казахстана по аналогии с бокситоносными пачками карбона подвижных областей платформ (Московская синеклиза, Южный Тиман). О перспективности на бокситы каменноугольных (визейских) угленосных пород Экибастуза и ордовикских карбонатных толщ Прибалхашья писал Г. И. Бушинский (1958_2). Соображения о бокситоносности франских кремнисто-железистых пород на востоке Баянаульского района развивает в последнее время Н. А. Севрюгин. С 1963 г. началось планомерное изучение палеозойских толщ Центрального Казахстана с целью обнаружения в них бокситов (В. С. Гребенщиков, О. И. Бент) [1].

Анализ богатого фактического материала, полученного геологами по стратиграфии, литологии, фациям, геохимии палеозойских отложений Центрального Казахстана (Александрова, Пупышев, 1956; Богданов, 1954; Кумпан, 1966; Мартынова, 1967; Пупышев, 1960), убеждает, что некоторые разрезы палеозоя в этом обширном крае могут оказаться перспективными на бокситы и в Центральном Казахстане предпочтительнее ожидать палеозойские бокситы не платформенного, а геосинклинального типа, т. е. такие, как бокситы Урала и Средней Азии (Абдуллаев, 1968; Гуткин, Родченко, 1968). Подтверждением служит не только сходство деталей геологической истории всех названных регионов, но и кратковременные региональные и внутриформационные перерывы в ходе палеозойской седиментации, зафиксированные пластами и линзами брекчиевидных и конгломератовых известняков, широкое развитие карбонатных толщ большой мощности, присутствие в разрезах ор-

[1] Как сообщил в редакцию нашего журнала начальник геологического отдела Центрально-Казахстанского геологического управления МГ КазССР О. В. Иванов, поиски в Центральном Казахстане оказались успешными; в районе оз. Тасколь недавно были обнаружены богатые залежи бокситов, связанные с известняками ордовикского возраста.

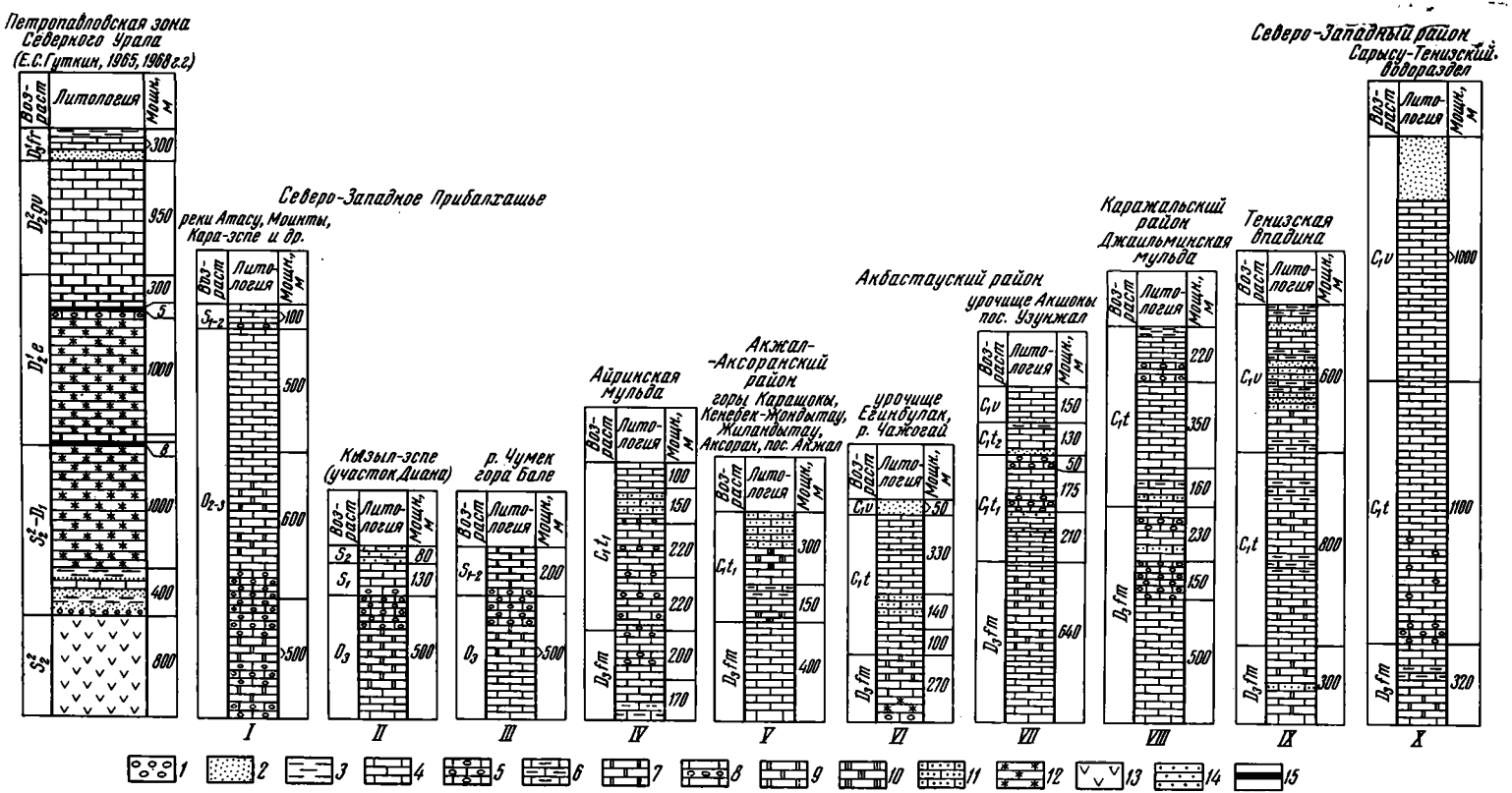
довика, силура, девона и карбона рифогенных, битуминозных и амфипоровых известняков, с которыми на Урале связаны промышленные скопления бокситов, эпизодические находки продуктов палеозойского выветривания и т. д.

Палеогеографические исследования (С. М. Бандалетов, О. И. Бен, И. Ф. Никитин и др.) показывают, что в палеозое на территории Центрального Казахстана нередко существовали участки суши, подвергавшиеся более или менее длительному химическому и физическому выветриванию. В ряде случаев эти участки были сложены алюмосиликатными породами основного состава. Размыв эффузивов часто сопровождался накоплением мелководных известняков, в которые в виде примеси попадали продукты выветривания древних пород. Изучение палеозойских известняков Прибалхашья, Акжал-Аксоранского, Экибастузского и других районов региона выявило преобладание в их нерастворимом остатке каолинита, иногда замещенного агрегатной смесью каолинита и гидрослюды, обязательное присутствие зерен амфиболов, эпидота, циркона, а также более устойчивых к выветриванию сфена, граната, рутила, андалузита и пр. Нередко встречаются титанистые соединения — анатаз и лейкоксен, всегда в большом количестве наблюдаются магнетит, гематит, лимонит. Несмотря на значительную отдаленность рассматриваемых районов друг от друга, комплекс устойчивых минералов в накапливавшихся карбонатных толщах сходен, что связано с постоянным разрушением древних доордовикских вулканических массивов. Состав фракции неустойчивых и пелитовых минералов обусловлен в каждом конкретном разрезе влиянием местных источников сноса.

Наиболее интересными для рассмотрения проблемы геосинклинальных бокситов представляются палеозойские разрезы Северного, Северо-Западного и Южного Прибалхашья, Акжал-Аксоранского, Акбастауского, Каражальского (Атасуйского), Северо-западного и других районов Центрального Казахстана (см. фигуру), где толщи мелководных известняков с внутриформационными перерывами нередко сопровождаются более древними по возрасту основными алюмосиликатными породами.

В Северном Прибалхашье (Казыкская антиклиналь) на песчаниках и линзах рифогенных известняков верхнего ордовика с четким стратиграфическим и угловым несогласием залегают зеленовато-серые полимиктовые песчаники, криноидные и брахиоподовые известняки эйфельского яруса девона мощностью 350—400 *м* (г. Котанбулак) или темно-серые песчанистые, органогенные, глинистые, рифогенные и брекчиевидные известняки башкирского яруса карбона мощностью 600 *м* (г. Итбас). Криноидные известняки эйфеля резко несогласно, с известняковыми конгломератами в основании перекрываются карбонатными и карбонатно-терригенными породами с фауной фаменского яруса. В Северо-Западном Прибалхашье (верховье р. Атасу, реки Моинты, Караэспе, Чумек, ж. д. ст. Басага и Сарыкум, г. Бале) наблюдаются мощные (500—1500 *м*) толщи кристаллически-зернистых, оолитовых, пизолитовых, доломитизированных, водорослевых известняков верхнего ордовика. Резко несогласно на них лежат массивные изветняки нижнего силура мощностью до 200 *м*, имеющие в основании пласты среднегалечных светло-серых известняковых конгломератов с галькой ордовикских оолитовых известняков, сцементированной песчано-карбонатным цементом (см. фигуру, I—III).

На других участках Северо-Западного Прибалхашья интересны отложения девона и карбона. Фаменские отложения в Айринской мульде содержат серые и желтовато-серые толстослоистые глинистые, массивные кристаллически-зернистые, органогенные известняки с включениями кремней и кремнисто-карбонатных конкреций (см. фигуру, IV).



Разрезы некоторых бокситоперспективных толщ палеозоя Центрального Казахстана (составил автор по материалам геолого-съемочных и тематических работ ЦКГУ, ВСЕГЕИ, МГУ)

1 — конгломераты крупно- и среднегалечные с галькой эффузивных и осадочных пород; *2* — песчаники полимиктовые разнозернистые; *3* — алевролиты и аргиллиты нормальные и окремненные, реже известковистые; *4* — известняки кристаллически-зернистые; *5* — известняки оолитовые; *6* — известняки глинистые и мергели; *7* — известняки битуминозные; *8* — известняки брекчированные и конгломератовые; *9* — известняки доломитизированные; *10* — известняки амфиповые; *11* — известняки песчанистые; *12* — известняки рифогенные; *13* — эффузивы основного состава; *14* — кварцевые песчаники; *15* — бокситы

В Кайрактинской мульде в строении фаменской толщи участвуют мергели, песчанистые известняки с кораллами, известковистые сланцы, различные песчано-алевритовые породы. В верхней части разреза здесь появляются доломитизированные известняки и доломиты. В обеих мульдах фаменские карбонаты согласно перекрываются серыми, светло- и розовато-серыми известняками турнейского возраста с ленточными прослоями кремней. После внутриформационного размыва, отмеченного в разрезе пачкой серых конгломератов с галькой известняков, следуют слои известковистых песчаников и розовых песчанистых известняков. Общая мощность карбонатной толщи фамена и турне 1000—1600 *м*.

В Акжал-Аксоранском районе (горы Карашокы, Кенебек-Жондытау, Жиландытау, Аксоран, пос. Акжал и др.) наблюдается непрерывный разрез фаменско-турнейских карбонатных отложений, образованный пластами комковатых известняков с фауной фамена и переслаиванием кристаллических, красных амфипоровых, песчанистых и глинистых известняков турне (см. фигуру, V). В горах Кенебек-Жондытау вместо глинистых известняков верхней части сокурского горизонта турне залегают брекчированные известняки. Мощность карбонатной толщи около 700 *м*, а в горах Кенебек-Жондытау — более 850 *м*. Сходное строение имеют фаменско-турнейские разрезы в Акбастауском (р. Чажогай, Узунжал и др.) и Каражальском (Джаильминская мульда) районах, где они сложены чередованием доломитизированных, амфипоровых, рифогенных, песчанистых и глинистых известняков мощностью 850—1500 *м*. В этих разрезах нередко встречаются линзы и слои брекчированных известняков и известняковых конгломератов, а также включения кремней и кремнистых и яшмовых конкреций (см. фигуру, VI—VIII).

В Северо-западном районе (Тенизская впадина, Сарысу-Тенизский водораздел) в строении карбонатных толщ фамена, турне и визе принимают участие битуминозные, глинистые, доломитизированные, кристаллические и другие разности известняков, иногда брекчированных в основании турнейского разреза (р. Сарысу, оз. Тениз). Мощность их 1700—2000 *м* (см. фигуру, IX, X). Сходные разрезы мощностью до 1500 *м* наблюдаются по рекам Каракингир, Караганда и др. В Чуйской впадине (Южное Прибалхашье) карбонатные породы (доломитовые, органогенные, кристаллически-зернистые, глинистые известняки и мергели) приурочены к верхнему визе — намюру и слагают 1500-метровую толщу. В северо-восточной Бетпакдале (Мийкайнарская мульда) турнейско-визейский разрез мощностью до 1500 *м* представлен чередованием доломитов, черных битуминозных известняков с кремнями, мергелей и брекчиевидных известняков, пласты которых встречаются в различных частях разреза.

В некоторых разрезах палеозойских известняков Северо-Западного Прибалхашья и Акбастауского района встречаются пласты кварцевых песчаников. В Кызыл-Эспинской антиклинали (Северо-Западное Прибалхашье) на оолитовых известняках ордовика с размывом залегает карбонатная пачка силура, разрез которой начинается пластом серых известняковых конгломератов с галькой кварцитов и оолитовых известняков. Это пачка образована серыми брекчиевидными, песчанистыми и кристаллически-зернистыми известняками венлока мощностью 130 *м* и светло-серыми и белыми кварцевыми песчаниками лудлоу мощностью 80 *м* (см. фигуру, II). Пласты кварцевых песчаников наблюдал Н. А. Пупышев (1960) также в разрезах лландовери Северо-Западного Прибалхашья (ж. д. ст. Каражингил, р. Моинты). Сходные разрезы ордовикских и силурийских отложений отмечаются по р. Чумек и в горах Бале. В составе турнейской пачки в урочище Акшокы (Акбастауский район) присутствуют пласты белых кварцевых песчаников мощностью от 2 до

30 *м*, а визейский ярус представлен кристаллически-зернистыми и глинистыми известняками (см. фигуру, VII).

Развитие в палеозойских разрезах Центрального Казахстана мощных толщ известняков, в том числе рифогенных, присутствие, а иногда и преобладание каолинита в составе нерастворимого остатка этих известняков, присутствие стойких и малостойких к разрушению минералов, отсутствие в нерастворимом остатке монтмориллонита и бейделлита и ограниченное содержание гидрослюд—все это указывает на определяющее влияние жаркого и влажного климата в период накопления известняков ордовика, силура, девона и карбона. Об этом же свидетельствуют прослои хорошо сортированных кварцевых песчаников (лудлоу Кызыл-Эспе, турне урочища Акшокы) с окатанными и полуокатанными зернами кварца, а также отсутствие аркозов. Накопление карбонатных пород происходило зачастую в спокойных морских заливах и лагунах, на что указывает отсутствие в толщах известняков прослоев грубозернистых и обломочных пород, а также фауна амфипор, известковых водорослей, эвригалинных брахиопод и пелеципод (Александрова, Пупышев, 1956). Илы этих бассейнов нередко были заражены сероводородом, в результате чего в разрезах появились пласты битуминозных известняков.

Во многих разрезах Прибалхашья и некоторых других районов известняки ордовика и силура залегают на порфиритовых лавах нижнего и среднего ордовика. В непосредственном соседстве с толщами известняков Акбастау, Акжал-Аксорана, Каражала в палеозойское время располагались массивы андезитов, базальтов, долеритов и их туфов. Продукты выветривания этих алюмосиликатных пород, слагавших выступы древнего рельефа побережий, могли быть источниками глинозема для образования бокситов. Длительные этапы карбонатного осадконакопления часто прерывались кратковременными стратиграфическими и внутриформационными размывами. Известна связь кварцевых песков с бокситами. Бокситы залегают не вместе с кварцевыми песками и песчаниками, а на их стратиграфическом продолжении в соседних районах, где размывались бескварцевые или малокварцевые алюмосиликатные породы. Вверх или вниз по разрезу кварцевые пески и песчаники также могут переходить в глинистые каолинитовые и даже бокситовые отложения. Это обусловлено миграционной способностью компонентов боксита (Бушинский, 1958_1, 1958_2).

Все указанные особенности могли благоприятствовать накоплению бокситов в палеозое Центрального Казахстана и сближают палеозойские разрезы этого региона с бокситовыми толщами Урала, Средней Азии, Салаира, Венгрии, генетические закономерности которых широко известны из литературы (Бушинский, 1958_1, 1958_2, 1967; Горецкий, 1958). Залежи палеозойских геосинклинальных бокситов в Центральном Казахстане следует искать на участках несогласного контакта известняков в толщах ордовика, силура и девона. Кроме того, они могут быть приурочены к внутриформационным перерывам, характерным для времени девоно-карбонового литогенеза и оставившим след в виде многочисленных наблюдаемых в разрезах и еще не обнаруженных пластов и линз брекчированных и конгломератовых известняков.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев А. У. Литология и генезис среднепалеозойских бокситов Северного Туркестано-Алая. Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1968.

Александрова М. И., Пупышев Н. А. Основные черты стратиграфии девона и карбона южных районов Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1956, № 52.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, № 41.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958_1.
Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В сб.: Закономерно размещ. полезн. ископ., т. I. Изд-во АН СССР, 1958_2.
Бушинский Г. И. Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях. Тр. СНИИГГИМС, Новосибирск, 1967, вып. 66.
Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования.— В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Гуткин Е. С., Родченко Ю. М. Формации и фации бокситоносных отложений Североуральского бассейна.— Сов. геология, 1968, № 5.
Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. «Недра», 1966.
Мартынова М. В. Новые данные о границе девона и карбона на Сарысу-Тенизском водоразделе.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1967, № 6.
Пупышев Н. А. Девон Северо-Западного Прибалхашья.— Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. серия, Л., 1960, вып. 33.

Центральная геохимическая экспедиция
Караганда

Дата поступления
4.XI.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 551.311.231 : 553.31

ВОЗРАСТ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

В. М. КРАВЧЕНКО, В. К. ТЕТЕРЮК

В богатых остаточных рудах древних кор выветривания рассматриваемой территории обнаружены растительные остатки на глубине 10—2000 *м* от поверхности кор выветривания.

В ряде случаев удовлетворительная сохранность водорослей и микроспор позволяет определить их с точностью до рода и даже вида. Тем самым устанавливается относительный возраст комплексов микрофоссилий, соответствующий докембрию (?) — нижнему и среднему палеозою (водоросли), карбону и мезозою (микроспоры).

Растительные остатки вмыты метеорными водами в пористые и трещиноватые породы кор выветривания после их формирования и ориентировочно указывают на верхний возрастной предел кор выветривания.

Анализ показывает, что зоны глубинного выветривания данной территории сформированы в верхнем докембрии.

Большая глубина распространения микроспор и водорослей в корах выветривания Кривого Рога (500—2000 *м*) — прямое подтверждение активной миграции метеорных вод на глубины в первые километры и участия их в гипергенном рудообразовании.

Крупнейшие докембрийские железорудные месторождения СССР — Курская манитная аномалия, Кривой Рог, Белозерский район — генетически однотипные образования. Основная их ценность заключена в залежах богатых остаточных руд древних кор выветривания железисто-кремнистых пород. Более полная оценка перспектив этих месторождений возможна при сопоставлении их главных особенностей, причем первостепенную роль играет определение возраста рудоносных кор выветривания.

Так как прямых методов определения возраста кор выветривания нет, то их нижний возрастной предел ограничен временем формирования материнских невыветрелых пород, а верхняя граница устанавливается по возрасту покровных осадочных отложений. Неполнота стратиграфического разреза осадочного покрова, обусловленная разными причинами (размывы, длительное отсутствие условий для осадконакопления), как правило, позволяет лишь ориентировочно судить о времени завершения процессов формирования коры выветривания. Еще менее точны косвенные методы палеогеографических построений и некоторые другие.

В связи с этим большой интерес представляет указание Н. С. Шатского (1957) на возможность стратификации древних кор выветривания методом спорово-пыльцевого анализа. Этот вывод основан на открытии А. М. Ищенко (1957) микроспор древних растений в выветрелых породах и остаточных рудах Кривого Рога. Исследование образцов этих пород под микроскопом, выполненное С. Н. Наумовой, а также

работы Н. С. Шатского (1957) и Ю. Ю. Юрка (1957) доказали, что обнаруженные микроспоры вмыты в породы коры выветривания метеорными водами. Позднее этот вывод был подтвержден Д. Ф. Алымовым и В. И. Скаржинским (1958), В. В. Меннером (1962), Н. В. Логвиненко (1963), В. М. Кравченко и В. К. Тетерюком (1965).

Возрастные пределы эпох корообразования на железорудных месторождениях Украинского щита и Воронежской антеклизы, установленные по возрасту перекрывающих кору выветривания осадочных пород и известные по литературным данным (Гершойг, 1960; Белевцев, 1963; Никитина, 1963; Логвиненко, 1963; Доброхотов, 1964, и др.), вследствие неполноты геологической летописи в покровных осадках недостаточно определенны, чтобы сопоставить их между собой. Для уточнения возраста древних кор выветривания спорово-пыльцевым анализом исследовано 149 проб богатых остаточных железных руд и окисленных вмещающих пород из карьеров, шахт и керна глубоких разведочных скважин Криворожского, Белозерского, Лебединского, Михайловского и Яковлевского месторождений.

Отобранные для спорово-пыльцевых анализов геологические пробы (штуфы) весом 500—600 *г* характеризуют все текстурно-минералогические разновидности богатых остаточных руд, разную глубину кор выветривания (от поверхности до наиболее глубоких подсечений скважинами), а также все их морфологические типы, приуроченные к разным геологическим структурам: глубинные зоны выветривания в шарнирах и поперечных изгибах крыльев синклинальных складок (Кривой Рог, Белозерский район), линейные коры выветривания в зонах разрывных нарушений и контактов пород разного состава (Кривой Рог, Яковлевское месторождение КМА), а также площадные коры выветривания на эродированной поверхности кристаллических пород (все названные месторождения КМА, отчасти Кривой Рог).

Исследованные образцы представляют собой преимущественно остаточные руды мартитового, дисперсногематит-мартитового и дисперсногематитового состава с переменным содержанием остаточных (маршалит, микрогранобластовый кварц), цементационных (гетит, пластинчатый гематит, кварц, сидерит, пирит, хлорит) и псевдоморфных (каолинит, гидрослюды) минералов. Незначительная часть проб — окисленные и выщелоченные железистые кварциты. Все образцы сохранили реликтовую полосчатую, плойчатую и другие текстуры материнских метаморфических пород. Среди изученных руд и пород имеются как пористые рыхлые (пористость 15—36%, крепость 1—2 балла), так и плотные крепкие разновидности, в которых поры и трещинки кливажа «залечены» цементационными минералами (пористость 1—5%, крепость 12—18 баллов). Несмотря на это в них сохранена не только текстура, но и основные структурные особенности первичных пород.

Методика обработки проб по сравнению с примененной ранее (Кравченко, Тетерюк, 1965) несколько изменена. Так, навеска измельченной пробы (фракция 0,25—1 *мм*) увеличена до 450—500 *г*. Пробы заливали 60%-ной азотной кислотой, кипятили (10—15 *мин*) и снова заливали дистиллированной водой. Один раз в сутки после отстаивания производили сливание этого раствора, причем каждый раз после сливания пробы дробили, перетирали в ступке и промывали водой для перевода во взвесь мелких минеральных и возможных растительных остатков. Такое сливание водного раствора азотной кислоты и заливание проб новыми порциями воды для последующего понижения кислой реакции раствора производилось 6—7 раз.

После окисления пробы обрабатывали 75%-ным раствором щелочи (KOH или NaOH) при слабом подогревании в течение 8—10 мин. Для дальнейшего уменьшения размеров остающихся на дне ступки обломков породы и обогащения переходящих во взвесь минеральных частиц

органическими остатками, как и при окислении, один раз в сутки производилось отмывание. При последнем перетирании проб (на 6—7-е сутки) крупная фракция, остающаяся после перемешивания на дне ступки, удаляется. Взвешенную в растворе и поддающуюся отмыванию из общей пробы фракцию переводят для осаждения в водной, уже нейтральной среде. После обезвоживания ее дважды разделяют в тяжелой жидкости ($d=1,9—2,0$) для концентрации и отделения растительных остатков от минеральной массы.

Из 149 проб в 52 обнаружены остатки покровных и стеблевых растительных тканей, микроспоры, водоросли, грибы, сохранность которых в ряде случаев позволяет уверенно устанавливать их принадлежность к определенным родам и даже видам микрофоссилий. Наиболее представительные в этом отношении пробы, с указанием мест их отбора и типа кор выветривания, перечислены в таблице.

Рассмотрим результаты исследования проб по месторождениям.

Криворожский бассейн. В Кривом Роге установлено несколько морфологических типов древних кор выветривания, неодинаково распространенных по площади и на глубину. *Площадная* кора выветривания в форме прерывистого плащеобразного покрова переменной мощности (0—50 *м*) развита на всей территории бассейна. *Линейные* коры выветривания (три типа) приурочены к определенным элементам геологической структуры и потому распространены локально.

Наиболее развиты зоны глубинного выветривания Саксаганской синклинали (первый тип линейных кор), приуроченные к ее шарниру и поперечным перегибам восточного крыла. Глубина их распространения, по данным разведочных скважин, более 2000 *м*. Аналогичная кора выветривания установлена на северном продолжении Криворожского бассейна — в Кременчугском районе (Галещинское месторождение).

К поверхности контакта верхней и средней свит криворожской серии, осложненной тектоническими подвижками, приурочен второй тип линейной коры выветривания, достигающей глубины 200—400 *м*, редко более (Лихмановская и Основная синклинали, Тарапако-Лихмановская и Саксаганская антиклинали).

В зонах разрывных нарушений размещается третий тип линейной коры выветривания, известной почти во всех крупных складчатых структурах бассейна и распространенный до глубины 100—400 *м*.

Древние коры выветривания Криворожского бассейна на значительной площади перекрыты палеогеновыми отложениями и повсеместно — неогеновыми. Это позволяет уверенно говорить только о допалеогеновом их возрасте. По аналогии со смежным Галещинским месторождением, где глубинная кора выветривания перекрыта пермскими отложениями (Доброхотов, 1964), можно допустить допермский возраст глубинных зон выветривания Саксаганской синклинали. Более точных прямых критериев определения возраста кор выветривания в Криворожье нет.

В 29 образцах остаточных руд и окисленных пород бассейна из 105 исследованных обнаружено три допалеогеновых возрастных комплекса растительных остатков — микроспоры высших растений, водоросли, грибы, а также обрывки тканей растительного происхождения. Наиболее древние растительные остатки найдены в остаточных мартитовых рудах глубинных зон выветривания Саксаганской синклинали на глубине 1500—2000 *м* (см. фигуру, *1*, *2*). Это водоросли или грибы типа *Leiomarginata simplex* Naum., которые встречаются с докембрия.

Указанный тип водорослей имеет большой стратиграфический интервал распространения. Без дополнительных поисков сопутствующих видов микрофоссилий точный их возраст определить нельзя. Несмотря на это следует указать на большую вероятность нижнепалеозойского, а может быть, и докембрийского возраста рассматриваемых водорослей. В пользу древнего возраста обнаруженных в нашем случае микрофоссилий

Месторождение и тип коры выветривания		Материал пробы, образца	Характер и степень сохранн сти растительных остатков, их встречаемость	Возраст переотложенных растительных остатков	Номер образца, пробы	Место отбора образцов
Белозерское, глубинная		Руда дисперсногематит-мартитовая, пористая	Богатый комплекс микроспор. Обрывки растительных тканей. Сохранность удовлетворительная. Встречаются часто	C_1, визе	1 Б	Скв. 333; 816,5 *м*
		То же	Богатый комплекс микроспор. Обрывки растительных тканей, удовлетворительной сохранности. Встречаются очень редко.	C_1, визе	2 Б	Скв. 242 Э; 322,0 *м*
		« «	Микроспоры, обрывки растительных тканей. Сохранность плохая. Встречаются редко	C_2	3 Б	Скв. 140; 220,0 *м*
Криворожский бассейн	Глубинная Саксаганской синклинали	Руда дисперсногематит-мартитовая с каолинитом, пористая, средней крепости	Целые микроспоры, слабо обуглены, обрывки растительных тканей удовлетворительной сохранности. Встречаются редко.	C_1	400 В	Шахта им. С. М. Кирова, горизонт 475 *м*, орт. 36
		Руда дисперсногематитовая, с каолинитом, сланцевато-полосчатая	Целые микроспоры удовлетворительной сохранности, обрывки растительных тканей, водоросли (?). Встречаются редко	C_1, визе	951 Г	Шахта им. С. М. Кирова, горизонт 475, орт. 54
		Руда сидерит-железнослюдкомартитовая, плотная, крепкая	Водоросли типа *Leiomarginata simplex* Naum. удовлетворительной сохранности. Встречаются очень редко	Pz_1	799	Рудник им. Коминтерна, скв. 9999; 1872,0 *м*
		Руда кварц-мартитовая (окварцованная), плотная, крепкая	То же	Pz_1	985	Рудник им. XX Партсъезда, скв. 11660, 1650,0 *м*
		Руда мартитовая, с цементационным гематитом пористая, средней крепости	« «	Pz_1	1542	Рудник им. Р. Люксембург, скв. 9580; 2135,0 *м*

		Руда мартитовая, пористая низкой крепости	« «	Pz_1	989	Рудник им. XX Партсъезда, скв. 11660; 1659,0 *м*
		Руда кварц-железнослюдко-мартитовая (окварцованная), плотная, крепкая	Микроспоры хорошей сохранности обрывки растительных тканей. Встречаются часто.	C_1, визе	579	Рудник им. XX Партсъезда, горизонт 472 *м*, орт 127
	Трещинно-площадная, основной синклинали	Железистый роговик, магнетит-карбонатный, лимонитизированный	Микроспоры и обрывки растительных тканей. Сохранность хорошая. Встречаются очень редко	Mz—Kz	2526	Карьер Ново-Криворожского горнообогатительного комбината, на глубине 15—20 *м* от поверхности коры выветривания
		Железистый роговик, мартитовый, маршалитизированный	Пыльца голосеменных мезозойского типа, растительные обрывки хорошей сохранности. Встречаются редко	Mz	2532	Карьер Скелеватский, на глубине 10 *м* от поверхности коры выветривания
	Трещинно-площадная, Саксаганской антиклинали	Руда мартитовая, с дисперсным гематитом, лимонитизированная	Микроспоры *Laevigatis porites*, водоросли. Сохранность хорошая. Встречаются очень редко	Mz	2551	Карьер Центрального горнообогатительного комбината, на глубине 50 *м* от поверхности коры выветривания
КМА	Лебединское, площадная	Руда хлорит-сидерит-мартитовая, с гидрогетитом, плотная, крепкая	Целые микроспоры, обрывки микроспор и растительных тканей плохой сохранности. Встречаются очень редко	C_1—C_2	4 КМА	Западная часть карьера Лебединского рудника, из рудной залежи, на глубине 5—10 *м* от ее поверхности
		Руда мартитовая, пористая, рыхлая, с послойными жилками каолинизированного диабаза	Обрывки микроспор и растительных тканей очень плохой сохранности. Единственный экземпляр пыльцы хорошей сохранности. Встречаются очень редко	C_2—C_3, Mz	5 КМА	
		Руда мартитовая, с цементационным хлоритом, пористая, рыхлая	Экземпляр удовлетворительной сохранности пыльцы. Обрывки растительных тканей. Встречаются очень редко	C_1—C_2	14 КМА	

Окончание таблицы

Месторождение и тип коры выветривания		Материал пробы, образца	Характер и степень сохранности растительных остатков, их встречаемость	Возраст переотложенных растительных остатков	Номер образца, пробы	Место отбора образцов
КМА	Михайловское, площадная	Руда гетит-кварц-мартитовая, плотная, крепкая	Микроспоры удовлетворительной сохранности, обрывки растительных тканей. Встречаются редко	C_1—C_2	22 КМА	Северная часть карьера Михайловского железорудного комбината, из рудной залежи, на глубине 10 *м* от ее поверхности
		Руда гетит-мартитовая, кавернозная, крепкая	Микроспоры удовлетворительной сохранности, обрывки растительных тканей. Встречаются редко	C_2	24 КМА	
	Яковлевское, линейно-площадная	Роговик мартит-железнослюдковый, с гипергенным хлоритом	Водоросли, грибы, мелкие обрывки органических остатков растительного происхождения. Встречаются редко	Pz_1	34 КМА	Скв. 345; 966,0 *м*
		Руда хлорит-мартитовая, пористая	Микроспоры удовлетворительной сохранности и обрывки растительных тканей. Встречаются редко	C_1	36 КМА	Скв. 345; 970,7—972,05 *м*
		Руда железнослюдко-мартитовая, пористая	Микроспоры удовлетворительной сохранности, растительные ткани и грибы. Встречаются редко.	C_1	39 КМА	Скв. 345; 972,6—973,0 *м*
		Руда дисперсногематит-хлорит-мартитовая, с обломками кварца	Микроспоры хорошей сохранности, водоросли, грибы и обрывки растительных тканей. Встречаются редко	C_1	49 КМА	Скв. 175; 760,6 *м*
		Руда железнослюдко-мартитовая, окварцованная, плотная	Микроспоры, водоросли, обрывки растительных тканей хорошей сохранности. Встречаются часто	C_1	59 КМА	Скв. 175; 824, 8*м*
		Руда мартит-дисперсногематитовая, пористая	Микроспоры, их обрывки, растительные ткани плохой сохранности. Встречаются редко	C_1	63 КМА	Скв. 1102; 579,6—580,9 *м*
		Руда мартит-лимонит-хлоритовая, пористая	Микроспоры удовлетворительной сохранности, крупные обрывки растительных тканей. Встречаются редко	C_1	65 КМА	Скв. 1102; 586,9—593,2 *м*
		Руда хлорит-мартитовая, пористая	Микроспоры единичные и в комках углистого вещества, обрывки растительных тканей удовлетворительной сохранности. Встречаются редко.	C_1	68 КМА	Скв. 1102; 800,05—802,95 *м*

указывает их присутствие на глубине 1500—2000 *м* — на 1000—1500 *м* глубже нижней границы распространения нижнекарбоновых микроспор (400—500 *м*, см. ниже), вместе с которыми эти водоросли не встречаются. Объяснить такое раздельное размещение растительных остатков в одной и той же коре выветривания иначе, как более древним возрастом водорослей, не представляется возможным. Сохранность водорослей удовлетворительная. В продуктах мацерации они встречаются очень редко.

В тех же условиях, но на значительно меньших глубинах (около 450 *м* от поверхности глубинной коры выветривания) обнаружен комплекс микроспор C_1 и C_2 (см. фигуру, *15*, *16*, *18*, *19*, *21*, *22*, *25*, *28*, *33*, *42*): *Calamospora* sp., *C. platyrugosus* var. *minutus* Waltz, *Reticulatisporites* cf. *planus* Hugh et Playf., *Tripartites* cf. *ianthina* Butt. et Will., *Tholisporites scoticus* Butt. et Will., *Densosporites variabilis* Waltz, *D. biallatus* Waltz, *Apiculatisporites* sp., *Schulzospora campylopterus* Waltz.

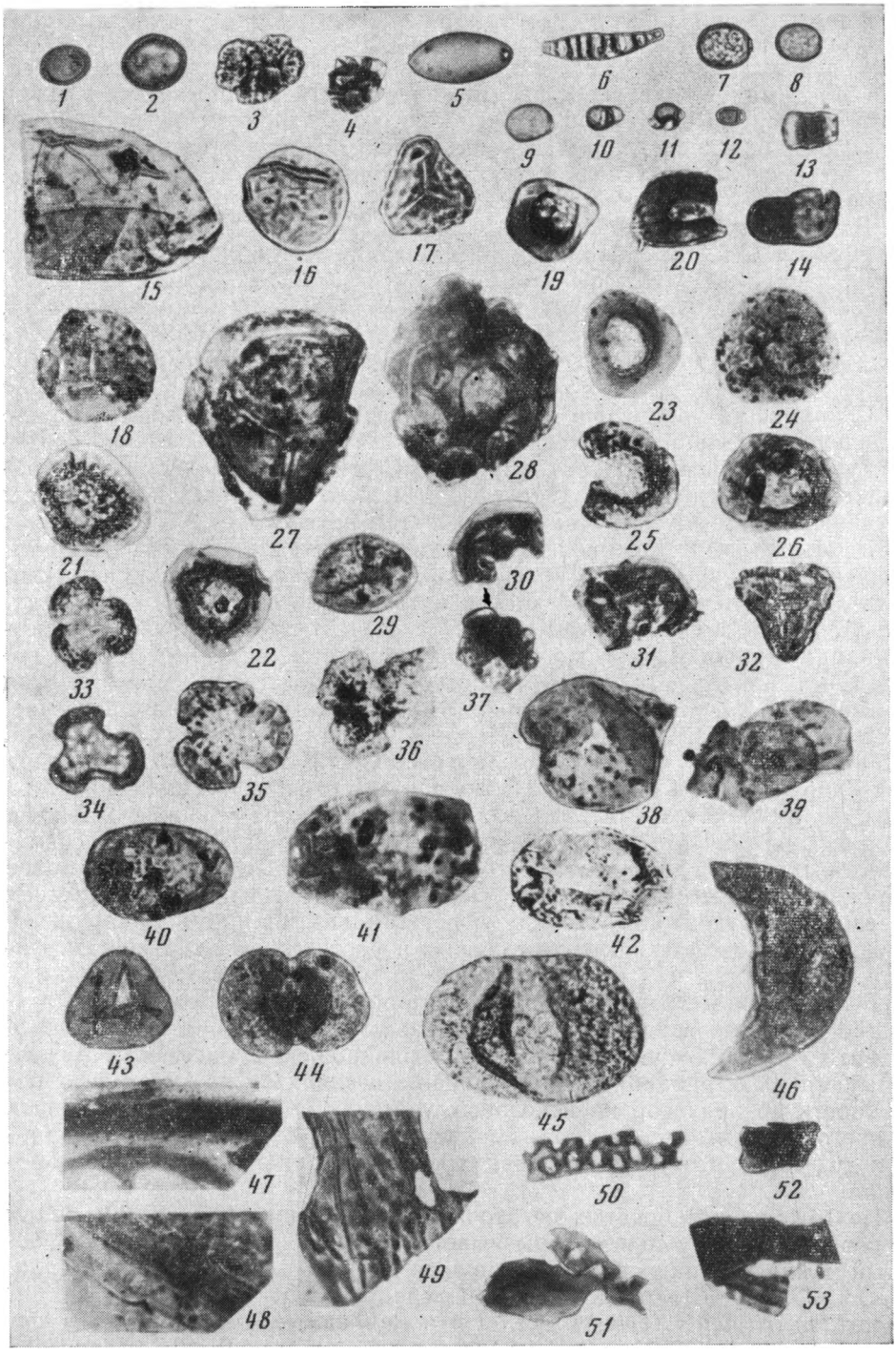
Сохранность микроспор удовлетворительная, многие формы можно определить до вида. Растительные остатки часто покрыты тонкой корочкой углефицированного вещества, форма сопутствующих тканевых обрывков неопределенная, размеры очень мелкие (5—45 *мк*). Микроспоры и тканевые остатки встречаются относительно часто.

В площадной и линейной корах выветривания второго и третьего типа, вскрытых карьерами Скелеватским (Западно-Ингулецкая синклиналь), Центрального (Саксаганская антиклиналь в зоне контакта верхней и средней свит) и Ново-Криворожского (Восточно-Ингулецкая синклиналь) горнообогатительных комбинатов, на глубине 10—70 *м* от поверхности коры встречены микроспоры, характерные для мезозоя (см. фигуру, *43*, *44*, *46*). Сохранность их удовлетворительная, встречаемость очень редкая. Обнаруженная здесь пыльца *Platysaccus niger* Mädl. (Mädler, 1964) описана из триасовых отложений, вскрытых близ городов Бад-Гацбурга (ФРГ) и Иены (ГДР). Стратиграфический диапазон этого вида, по К. Мёдлеру,— в пределах нижнего кейпера — нижнего лейаса. Микроспоры *Laevigutisporites* (Cyathidites Conp.), обнаруженные совместно с пыльцой *P. niger*, распространены в осадочных отложениях более широко, они постоянно присутствуют в спорово-пыльцевых комплексах мезозойских отложений. Наряду с целыми экземплярами обнаружены обрывки пыльцы древних голосеменных и растительных тканей (см. фигуру, *46*, *49*).

Белозерское месторождение. На месторождении хорошо развита глубинная кора выветривания (глубинные зоны выветривания, аналогичные развитым в Саксаганской синклинали Криворожского бассейна). Другие типы кор выветривания распространены незначительно. Размытая поверхность древних кор на некоторых участках перекрыта отложениями нижнего мела и повсеместно — верхнемеловыми отложениями (Баранова и др., 1960), т. е. возраст древних кор выветривания бесспорно домеловой.

Из 16 образцов богатых остаточных руд в 6 на глубине 200—800 *м* от поверхности глубинной коры выветривания обнаружен довольно богатый комплекс микроспор, относящихся к C_1 (см. фигуру, *13*, *14*, *24*, *26*, *27*, *29*, *32*, *35*, *40*), представленный следующими родами и видами: *Tripartites trilinquis* (Horst) Pot. et Kr., *Bellisporites percusa* Horst, *Densosporites zonites* Waltz, *Schulzospora campylopterus* Waltz, *Endosporites* (I) sp. *Torispora* sp., *Sporonites cylindicus* Horst, *Densosporites* sp., *Lycospora* sp.

Среди растительных остатков этого комплекса микроспор обнаружены обрывки определимых сосудистых тканей, относящиеся к *Protopitys scotica* Walton. Это трахеиды вторичной ксилемы с четко выраженными крестообразными отверстиями, встречающиеся обычно в продуктах мацерации углей нижнего карбона (см. фигуру, *51*).



Микрофоссилии и обрывки растительных тканей в остаточных железных рудах. *1, 2* — *Leiomarginata simplex* Naum. Криворожский бассейн. Скв. 9999, глубина 1871—1872 *м*; скв. 11660, глубина 1649,56—1650,61 *м*, 1654,40—1659,91 *м*; скв. 9580, глубина 2134,0—2135,0 *м*. Размеры 8—14 *мк*. Pt (?) — Pz. *3* — Pila sp. КМА. Яковлевское месторождение, скв. 345, глубина 966,0 *м*. *4* — Alga. e. Там же. Pt (?) — Pz. *5* — Cf. Leiofusa Eisen. Там же, скв. 175, глубина 760. *м*. Pt. (?) — Pz_1. *6* — Fungi. Там же, скв. 175, глубина 760, 6 *м*. Pz—Kz. *7, 8* — Fungi. Там же, скв. 345, глубина 973,0 *м*. Pz—Kz. *9*—Fungi. Там же, скв. 175, гл. 760,6 *м*, скв. 345, гл. 966,0—1020,0 *м*. Pz—Kz. *10—12* — Fungi. Там же, скв. 345, глубина 966,0 *м*. Pz—Kz. *13* — Sporonites

cylindricus Horst. Белозерское месторождение. Южно-белозерский участок, скв. 333, глубина 1140 *м*. Размеры 24×32 *мк*. C_1. *14* — Torispora gen. Там же, скв. 242, глубина 572 *м*. Размеры 28×36 *мк*. C_1. *15* — *Calamospora* sp. Криворожский бассейн. Рудник им. Р. Люксембург, проба 579, глубина 472 *м*. Размеры 75—80 *мк*. C_1 *16* — *C. platyrugosus* var. minutus Waltz. Там же, проба 579, глубина 472 *м*. Размеры 45—60 *мк*. C_1. *17* — *Pustulatisporites* sp. КМА. Обр. 5 КМА, глубина 5—10 *м*. Размеры 34—38 *мк*. C_2. *18* — *Apiculatisporites* sp. Криворожский бассейн. Рудник им. С. М. Кирова, проба 951, глубина 475 *м*. Размеры 36—48 *мк*. C_1. *19* — *Tholisporites scoticus* Butt. et Will. Там же. Размеры 32—45 *мк*. C_1. *20, 23* — *Densosporites annulatus* (Loose) S. W. et B. КМА. Лебединский рудник, обр. 4 КМА, глубина 5—10 *м*. Размеры 36—48 *мк*. C_{1-2}. *21, 22* — *D. biallatus* Waltz. Криворожский бассейн. Рудник им. С. М. Кирова, проба 951, глубина 475 *м*. Размеры 45—68 *мк*. C_1. *24* — *D.* gen. Белозерское месторождение. Южно-белозерский участок, скв. 333, глубина 1140 *м*. Микроспора покрыта разрушившейся обугленной корочкой. C_1. *25* — *D. variabilis* Waltz. Криворожский бассейн. Рудник им. Кирова, проба 951, глубина 475 *м*. Размеры 42—70 *мк*. C_1. *26* — *D. zonites* Waltz. Белозерское месторождение. Южно-белозерский участок, скв. 242^г, глубина 322 *м*. Размеры 45—68 *мк*. C_1. *27* — *Endosporites* (?) sp. Там же, скв. 181, глубина 1067,0 *м*. Размеры 78—95 *мк*. C_1. *28* — *Reticulatisporites* cf. *planus* Hugh. et Playf. Криворожский бассейн. Рудник им. Р. Люксембург, проба 579, глубина 472 *м*. Размеры 55—70 *мк*. C_1. *29—31* — *Lyospora* sp. КМА. Железногорский рудник, обр. 22 КМА, глубина 10—15 *м*. Размеры 36—42 *мк*. C_{1-2}. *32* — *Bellisporites oercusa* Horst. Белозерское месторождение Южно-белозерский участок, скв. 242^г, глубина 322 *м*. Размеры 36—48 *мк*. C_1. *33* — *Tripartites* cf. *ianthina* Butt. et Will. Криворожский бассейн. Рудник им. Р. Люксембург, проба 579, глубина 472 *м*. Размеры 35—42 *мк*. C_1. *34* — *Tripartites* sp. КМА. Лебединский рудник, обр. 5 КМА, глубина 5—10 *м*. Размеры 38—50 *мк*. C_{1-2}. *35* — *Tripartites trilinquis* (Horst) Pot et Kr. Белозерское месторождение, Переверзевский участок, скв. 333, глубина 1140 *м*. Размеры 38—50 *мк*. C_1. *36, 38* — Деформированные микроспоры с углистым веществом на поверхности экзины. Белозерское месторождение. Южно-белозерский участок, скв. 333, глубина 1140 *м*. C_1. *37* — Фрагмент оторочки микроспоры. Там же. C_1. *39* — *Laevigatosporides* sp. КМА. Лебединский рудник, обр. 4 КМА, глубина 5—10 *м*. Размеры 32—38×58—70 *мк*. C_2. *40* — *Schulzospora campylopterus* Waltz. Белозерское месторождение. Переверзевский участок, скв. 333, глубина 1140 *м*. Размеры 42—54×65—96 *мк*. C_1. *41* — *S.* sp. КМА. Лебединский рудник, обр. 14 КМА, глубина 5—10 *м*. Размеры 44—56×64—98 *мк*. C_{1-2}. *42* — *S. campylopterus* Waltz. Криворожский бассейн. Рудник им. С. М. Кирова, проба 951, глубина 475 *м*; рудник им. Р. Люксембург, проба 579, глубина 472 *м*. Размеры 46—55×70—100 *мк*. C_{1-2}. *43* — *Laevigatisporites* (*Cyathidites* Coup.). Криворожский бассейн. Карьер ЦГОК, обр. 2551, глубина 50 *м*. Размеры 32—50 *мк*. Mz. *44* — *Platysaccus niger* Mädl. Криворожский бассейн. Рудник им. Ильича, карьер, проба 2532, глубина 10 *м*. Размеры: тело 40×44 *мк*; воздушные мешки: длина 40 *мк*, высота 60—62 *мк*. Нижний кейпер-нижний лейас. *45* — *Alisporites nuthalensis* Clarce. КМА. Лебединский рудник, карьер запад, обр. 5 КМА, глубина 5—10 *м*. Размеры 73×130 *мк*, P_2 — T. *46* — *Alisporites* (?) sp. Криворожский бассейн. Рудник им. Ильича, карьер, проба 2532, глубина 10 *м*. Воздушный мешок пыльцевого зерна. Размеры 38×87 *мк*. Mz_1. *47, 48* — Обрывки стеблевых тканей. Криворожский бассейн. Рудник им. Р. Люксембург, проба 579, глубина 472 *м*; рудник им. С. М. Кирова, проба 951, глубина 475 *м*. *49* — Обрывок растительной покровной (?) ткани. Криворожский бассейн. Рудник им. Ильича, карьер, проба 2532, глубина 10 *м*. *50, 52, 53* — фрагменты стеблевых тканей. Встречаются во всех пробах Лебединского и Железногорского рудников КМА. *51* — *Protopitys scotica* Walton. Трахеиды вторичной ксилемы с крестообразными отверстиями. Белозерское месторождение. Южно-белозерский участок, скв. 333, глубина 1140 *м* C_1

Сохранность микроспор удовлетворительная, позволяющая определить отдельные формы до вида, хотя часто в комплексе присутствуют микроспоры с корродированной или покрытой корочкой углефицированного вещества поверхностью. Встречаемость различная: от очень редкой до частой, например, в дисперсногематит-мартитовой руде Южно-белозерского месторождения (скв. 242^г, глубина 322 *м*).

Месторождения КМА. Объектом исследования выбраны Лебединское, Михайловское и Яковлевское месторождения, на которых распространена площадная, отчасти линейная кора выветривания, в разной степени размытая с поверхности. Кора выветривания Лебединского и Михайловского месторождений перекрыта прерывистым (размытым) покровом девонских отложений и сплошным покровом юрских и меловых отложений (Рахманов, 1962). Это дает основание полагать, что основные процессы формирования коры выветривания, а следовательно, и залежей богатых железных руд были завершены до отложения девон-

ских осадков. На Яковлевском месторождении кора выветривания перекрыта сплошным покровом отложений карбона.

В 6 образцах остаточных мартитовых руд (из 17 отобранных) на глубине 10—15 *м* от поверхности коры выветривания Лебединского и Михайловского месторождений обнаружены микроспоры и их обрывки, относящиеся к карбону, а также мелкие фрагменты растительных тканей (см. фигуру, *17*, *20*, *23*, *29—31*, *34*, *39*, *41*). Комплекс микроспор карбона представлен значительным количеством экземпляров таких видов, как *Densosporites annulatus* (Loose) S. W. et B., *Tripartites* sp., *Pustulatisporites* sp., *Laevigatosporites* sp., *Schulzospora* sp. В образце из Лебединского месторождения обнаружена пыльца типа древнейших голосеменных раннемезозойского возраста (см. фигуру, *45*), относящаяся к виду *Alisporites nuthalensis* Clarce, описанному из отложений пермотриаса Великобритании, вскрытых в районе Кимберлея (Clarke, 1965).

Сохранность обнаруженных микроспор лишь в одном образце удовлетворительная, в остальных — плохая. Они встречаются часто в виде обрывков, иногда покрытых черной углефицированной корочкой. Тканевые остатки также преимущественно темного цвета, почти непрозрачные. Сохранность скульптурных элементов у микроспор неудовлетворительная. Микроспоры и тканевые остатки очень редки.

На Яковлевском месторождении наряду с площадной хорошо выражена линейная кора выветривания. По мнению большинства исследователей, она приурочена к зонам разрывных нарушений и опускается ниже поверхности выветренных кристаллических пород на глубину до 400 *м* и более. Сплошной покров отложений карбона над корой выветривания позволяет говорить только о ее докарбоновом возрасте.

По Яковлевскому месторождению на спорово-пыльцевой анализ отобрано 11 образцов остаточных руд и окисленных железистых кварцитов из керна трех скважин (175, 345, 1102) в интервале 580—1020 *м*. Во всех 11 образцах обнаружены микроспоры высших растений; кроме того, встречены грибы и водоросли (см. фигуру, *3—12*).

Микроспоры представлены следующими родами и видами C_1: *Lycospora punctata* Kos., *Densosporites variabilis* Waltz, *Dictyotriletes falsus* Pot. et Kr., *Punctatisporites* sp., *Calamospora* sp.

Ткани, как правило, черные, реже прозрачные. По темно-коричневому цвету, клеточной структуре и совместной встречаемости с комплексом микроспор нижнего карбона можно предположить принадлежность этих образований к растениям каменноугольного периода.

Из водорослей здесь обнаружены известные из нижнего карбона Западного Донбасса четырехугольные микрофоссилии, описанные под названием *Tetraporina pervulgata* Tet. и близкие формы (Тетерюк, 1958, табл. II, фиг. *29* его работы), многокамерные водоросли типа *Oedogonium* (Rao, 1957, фото 1—4 его работы), колониальные водоросли *Pila* (см. фигуру, *1—3*), а также веретеновидные образования с одной порой (см. фигуру, *5*). Наряду с ними обнаружены также нитчатые, овальные однопоровые, округлые и овальные с пузырчатым выростом образования (см. фигуру, *6—12*). Остатки грибов, как и водорослей, могут быть также очень древними. Впервые они наблюдаются в S, но имеются указания на их присутствие в PCm (Криштофович, 1957).

Таким образом, среди растительных остатков в корах выветривания обнаружены споры, пыльца, обрывки растительных тканей, грибы и водоросли. Оболочки водорослей и других микрофоссилий имеют коричневый или темно-желтый цвет, как и вещество экзины микроспор древних высших растений. Условия обитания этих простейших организмов могли быть связаны большей частью с водной средой вблизи ее поверхности, доступной дневному освещению. В связи с этим транспортировка и вторичное захоронение водорослей могли осуществляться лишь водными путями.

Комплексы спор С представлены, как правило, видами и родами, характеризующими большей частью водно-болотную растительность C_1—C_2, состоявшую из папоротникообразных растений.

Основные причины, объясняющие присутствие микрофоссилий в корах выветривания, были установлены С. Н. Наумовой, на что указывал Н. С. Шатский (1957). Дополнив эти выводы новыми данными, можно следующим образом определить исходные положения для объяснения полученных результатов.

1. Микроспоры, водоросли, грибы и обрывки растительных тканей — механические частицы органического происхождения — вмыты на различную глубину в породы и руды коры выветривания метеорными водами.

2. Вмыв органических частиц подтверждается их приуроченностью к трещинкам отдельности и кливажа в остаточных рудах и выветрелых породах, нередко заполненным глинистыми и другими цементационными минералами. Впервые на это было указано С. Н. Наумовой (Меннер, 1962). Ширина таких трещинок (в среднем 0,1—0,5 *мм*) вполне достаточна для перемещения частиц диаметром 0,02—0,06 *мм* (средние размеры микроспор), тем более 0,008—0,025 *мм* (водоросли).

3. При удовлетворительной сохранности вмытые частицы позволяют определить даже их возраст, при плохой — с достаточной достверностью подтверждают перенос метеорными водами органических частиц с поверхности в глубокие горизонты коры выветривания.

4. Основные условия вмыва и захоронения микроспор, водорослей и других частиц: высокая эффективная пористость пород и руд коры выветривания, связанная главным образом с трещинами отдельности и кливажа и обусловливающая их хорошую водопроницаемость; отсутствие в момент вмыва в залежах остаточных руд окислительной обстановки, так как микроспоры, водоросли и грибы в этих условиях не сохраняются.

Наконец, при невысоком удельном весе вещества экзины микроспор (1,4—1,9) перенос (вмыв) этих частиц на глубину возможен в условиях активного водообмена.

Все три условия могут быть одновременно соблюдены только после окончания формирования коры выветривания, в которой процессы окисления и выщелачивания минералов к моменту вмыва были завершены.

Это положение убедительно подтверждается на Лебединском и Михайловском месторождениях, где кора выветривания перекрыта уцелевшими от размыва останцами девонских осадков, а возраст микроспор в остаточных рудах более молодой — С или Mz_1. Тем самым устанавливается, что микроспоры проникли в уже сформировавшуюся додевонскую кору выветривания на участках размыва покровных девонских отложений.

5. Возраст микроспор и водорослей определяет время вмыва их в кору выветривания. На это указывает довольно высокая насыщенность отдельных проб микроспорами, одновозрастный состав наблюдаемых в пробах растительных микрофоссилий и, нередко, удовлетворительная их сохранность.

Таким образом, микроспоры и водоросли, обнаруженные в корах выветривания, с достоверностью устанавливают факт и время активизации водообмена в корах выветривания после их образования. В связи с этим наиболее древний комплекс растительных остатков следует считать ориентировочным показателем верхнего возрастного предела формирования коры выветривания. В отличие от метода определения возраста древних кор выветривания по перекрывающим осадочным отложениям, спорово-пыльцевой анализ позволяет судить не только о времени их формирования, но и о последующих этапах усиления водообмена в уже сформировавшихся корах выветривания, а также времени вмыва орга-

нических частиц и новых минералообразующих компонентов, что трудно обнаружить другими методами.

Выводы. Результаты спорово-пыльцевого анализа руд и пород древних кор выветривания представляют большой интерес вообще и особенно для Криворожского бассейна, где полностью отсутствуют перекрывающие кору выветривания осадочные отложения палеозойского и мезозойского возраста. Три разновозрастных комплекса микрофоссилий растительного происхождения в остаточных рудах, обнаруженные в разных морфологических типах кор выветривания и на разных глубинах, позволяют судить о времени и условиях их образования.

Наиболее древние растительные остатки — водоросли типа *Leiomarginata simplex* Naum. [1], обнаруженные только в глубинной коре выветривания и притом на глубине 1500—2000 *м*,— могут в дальнейшем послужить прямым доказательством образования глубинной коры выветривания в докембрии (верхний протерозой). Тем самым будет подтвержден аналогичный вывод Я. Н. Белевцева и др. (1959) о допалеозойском возрасте коры выветривания, полученный этими авторами на основании косвенных палеогеографических построений. Однако для этого необходимо подтвердить косвенно установленный нижнепалеозойский возраст указанных водорослей дополнительными находками сопутствующих видов микрофоссилий, имеющих более узкий стратиграфический диапазон распространения.

Комплекс микроспор карбона, встреченный нами в глубинной коре выветривания, а по данным А. М. Ищенко (1957) и С. Н. Наумовой (Шатский, 1957), присутствующий также и в выветрелых породах линейно-контактовой коры выветривания Лихмановской синклинали и Саксаганской антиклинали (во всех случаях на глубине до 450 *м*), свидетельствует о формировании линейной коры выветривания второго типа в докарбоновую эпоху (нижний палеозой), а также об активизации в то время процессов водообмена и сопутствующего ему минералообразования в верхних горизонтах глубинной коры выветривания.

Мезозойские микроспоры, обнаруженные в площадной и линейных корах выветривания второго и третьего типов, вскрытых карьерами Центрального, Новокриворожского горнообогатительных комбинатов и в карьере Скелеватский рудоуправления им. Ильича на глубине 10—50 *м* от поверхности коры, указывают на повторное возобновление в мезозое в коре выветривания процессов активного водообмена.

Таким образом, спорово-пыльцевым анализом в Кривом Роге установлены по меньшей мере три эпохи усиления водообмена в древних корах выветривания: верхнепротерозойская (?), верхнепалеозойская и мезозойская, обусловленные, по-видимому, изменением тектонического режима в этом районе.

Микроспоры карбонового возраста, найденные в глубинной коре выветривания Белозерского месторождения на глубине 200—800 *м* от ее поверхности, позволяют предположить, что она возникла не позднее нижнего палеозоя, а скорее всего, как и в Кривом Роге,— в верхнем протерозое.

На Лебединском и Михайловском месторождениях КМА, где по останцам осадочного покрова определенно установлен доверхнедевонский возраст кор выветривания (Рахманов, 1962; Никитина, 1963), карбоновые и отчасти мезозойские микроспоры остаточных руд свидетельствуют о проявлении более молодых процессов минералообразования в эти периоды в уже сформировавшейся коре выветривания. Аналогичный вывод можно сделать и по Яковлевскому месторождению КМА. Присутствие

---

[1] Прим. ред. В публикуемой работе вызывает сомнение определение досилурийского комплекса спор; особенно сомнительно отнесение формы, изображенной на фигуре (см. фигуру 5) к роду *Cf. Leiofusa* Eis.

же в пределах этого месторождения водорослей типа Leiotusa Eisen (что требует дополнительных исследований вследствие сходства таких водорослей со спорами грибов) возможно указывает на досилурийский, а не на докарбоновый возраст коры выветривания.

Первое сопоставление древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы выполнено М. Н. Доброхотовым (1964). На основании возраста покровных осадочных отложений, общности минерального состава и геохимических особенностей остаточных руд и околорудных изменений вмещающих пород М. Н. Доброхотов пришел к заключению о несомненно доверхнедевонском времени образования рудоносных кор выветривания железорудных месторождений обоих регионов. Данные спорово-пыльцевого анализа подтверждают это заключение для кор выветривания всех месторождений. Кроме того, на примере Криворожского бассейна с помощью этого метода намечается еще более древний (докембрийский или, вернее, верхнепротерозойский (?)) возраст глубинных кор выветривания в Кривом Роге, на Галещинском и Белозерском месторождениях. Наконец, на всех месторождениях Украинского щита и Воронежской антеклизы устанавливаются одновозрастные эпохи усиления водообмена, способствующего вмыву механических частиц и минералообразующих компонентов в корах выветривания в среднем палеозое (карбон) и нижнем мезозое.

Приведенные результаты спорово-пыльцевого анализа пород и руд древних кор выветривания интересны не только для их стратификации. До последнего времени подвергается сомнению возможность активной миграции метеорных вод и участия их в гипергенном рудообразовании на глубине сотен, а тем более, тысяч метров (Точилин, 1963). Обнаружение растительных остатков бесспорно наземного происхождения в остаточных рудах Кривого Рога на глубине 1500—2000 *м* подтверждает реальность связи рудообразования с гипергенными процессами и на значительно бо́льших глубинах.

Эти же данные могут оказать помощь при палеогеографических построениях, когда отсутствует полная серия платформенных осадочных отложений. Так, значительная глубина распространения в Криворожском бассейне и на Белозерском месторождении микроспор карбонового возраста (450—800 *м*), объяснимая только условиями активного водообмена на таких глубинах, позволяет предположить существование здесь в карбоне горного рельефа или высоко поднятого плато.

Наконец, специалистам, исследующим геохимию пород в зоне гипергенеза, необходимо постоянно учитывать возможность привноса метеорными осадками растительных остатков, как одну из причин присутствия органического вещества в этих породах.

ЛИТЕРАТУРА

Алымов Д. Ф., Скаржинский В. И., Ищенко А. М. О возрасте пород Криворожской серии.— Изв. ДГИ, геол. месторожд., т. XXXV, 1958.

Баранова И. М. и др. Мезо-кайнозойські відклади Білозерської магнітної аномалії.— Геол. ж., т. XX, вип. 6, 1960.

Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев, изд-во АН УССР, 1959.

Белевцев Я. М. Найголовніші риси металогенії Українського щита.— Геол. ж., т. XXIII, вип. 3, 1963.

Гершойг Ю. Г. Зона окисления богатых железных руд ингулецкого типа в Криворожском бассейне.— В сб.: Кора выветривания, вып. 3. М., изд-во АН СССР, 1960.

Дмитриев Э. В., Кравченко В. М. Процессы глубинного выветривания и зональность их проявления в Саксаганском районе Кривого Рога.— Геология рудных месторождений, 1965, № 5.

Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М., «Недра», 1964.

Ищенко А. М. О возрасте пород Криворожской серии. Информ. письмо ин-та Геол. наук АН УССР, Киев, 1957.
Кравченко В. М., Тетерюк В. К. Микроспоры в остаточных железных рудах Криворожского и Белозерского месторождений УССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
Криштофович А. Н. Палеоботаника. Л., ГОНТИ, 1957.
Логвиненко Н. В. О распространении древних кор выветривания на юге Европейской части СССР.— В сб.: Кора выветривания, вып. 5. М., изд-во АН СССР, 1963.
Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., изд-во АН СССР, 1962.
Никитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА. В сб.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М., изд-во АН СССР, 1963.
Рахманов В. П. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии. М. Изд-во АН СССР, 1962.
Тетерюк В. К. Новые виды пыльцы типа покрытосеменных в нижнем карбоне Западного Донбасса и стратиграфическое значение этих видов.— Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол .и разв., 1958, № 9.
Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Шатский Н. С. К вопросу о палеозойских спорах в Криворожской серии украинского докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4.
Юрк Ю. Ю. Про геологічний вік Криворізької метаморфічної серії в звязку із знахідками рослинних решток в її породах. Вісник АН УССР, 1957, № 6.
Clarke R. E. A. British permian saccate and monosulcate miospores. Palaeontology 1965, v. 8.
Mädler K. Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. Geologischen Jahrbuch, H. 65, Hannover, 1964.
Rao A. R. Algal remains from the tertiary lignites of Palana (eocene), Bikaner. Current science, 1957, No. 6.

Днепропетровская группа отделов
Института минеральных ресурсов
Днепропетровск

Дата поступления
23.VI.1967

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 553.81 (470.5)

АЛМАЗОНОСНЫЕ РОССЫПИ В ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Ю. Р. БЕККЕР, Н. Б. БЕКАСОВА, А. Д. ИШКОВ

В статье описаны литолого-петрографические особенности и вещественный состав алмазоносных такатинских слоев девона Северного Урала и рассматривается генезис россыпных образований.

На западном склоне Северного Урала впервые в нашей стране в 1964 г. (под руководством А. Д. Ишкова) были выявлены россыпи алмазов в девонских отложениях.

Идея алмазоносности обломочных пород девона возникла сравнительно недавно. Были предложены две гипотезы, основанные на анализе закономерностей размещения алмазоносных россыпей в аллювиальных отложениях Среднего Урала. Согласно первой, выдвинутой Н. В. Введенской, вторичным коллектором алмазов являются такатинские слои среднего девона; согласно второй, предложенной Ю. М. Мухиным,— пашийские слои верхнего девона.

В 1953 г. Средне-Уральская экспедиция ВСЕГЕИ начала тематическое изучение обломочных пород девона бассейна р. Чусовой с целью выявления их алмазоносности. В результате проведенных работ изучены литологические особенности такатинских и пашийских обломочных толщ бассейна рек Вильвы, Вижая, Койвы, Сылвицы и Межевой Утки (Беккер, 1960_1). Такатинские отложения рассматривались как возможные вторичные коллекторы алмазов.

Исследованиями на Южном Урале установлено, что условия формирования олигомиктовых отложений девона этого региона были благоприятны для концентрации минералов, устойчивых в условиях выветривания, и затем переноса алмаза, ильменита, монацита, циркона (Беккер, 1960_2). Геологоразведочными работами здесь выявлена убогая алмазоносность аллювиальных отложений р. Белой и ее притоков. В связи с этим предполагалось, что алмазы в девоне Башкирского антиклинория могут иметь лишь минералогический интерес.

Девонские отложения Колво-Вишерского края (Северный Урал), главным образом такатинские слои, изучали геологи Пермского треста и партия 14-я Центральной экспедиции ВСЕГЕИ. Большинство исследователей склонялись к представлениям о существовании нескольких разновозрастных коллекторов алмаза (Лапиков, 1960; Трофимов, 1965; Смирнов, 1965).

Условия залегания и возраст россыпей. Месторождение алмазов установлено в такатинских конгломератах среднего девона Красновишерского района. Такатинские слои с размывом залегают на слабо дислоцированной, пенепленизированной и закарстованной поверхности доломитов колчимской свиты силура и низьвенской свиты протерозоя. На

границе непосредственного контакта этих образований отмечается ожелезненная глинистая кора выветривания, впервые описанная Н. Г. Чочиа и К. А. Адриановой (1952) на р. Колчим. Позднее она была вскрыта А. Д. Ишковым в Волынском карьере, установлена в разрезе на р. Илья-Вож и в других местах. Максимальная вскрытая мощность коры выветривания 3,5 *м*. Современный рельеф поверхности колчимских доломитов в местах, где он установлен буровыми работами, характеризуется значительной расчлененностью, обусловленной глубоким карстом, в связи с чем глубина залегания плотика алмазоносных россыпей может на небольшом протяжении изменяться от 2—3 до нескольких десятков метров.

Верхняя граница такатинских отложений связана постепенным переходом с ваняшкинскими отложениями, которые во многих разрезах Колво-Вишерского края размыты, и на них трансгрессивно залегают яйвенские отложения эйфельского яруса.

Вопрос о возрасте такатинских слоев является дискуссионным. Такатинские слои относили к нижнему девону, эйфельскому и живетскому ярусам среднего девона. На последнем Свердловском стратиграфическом совещании они были включены в состав нижнеэйфельских отложений. В Колво-Вишерском крае в Колчимском разрезе Н. Б. Бекасовой была собрана следующая флора, определенная Н. М. Петросян: Uralia camdjalensis Petr., cf. Aneurophyton sp., Hostimella sp.

Первая форма обычна для среднего девона. Представители рода Aneurophyton на территории СССР были известны до сих пор лишь в отложениях живетского яруса. На основании этих данных возраст рассматриваемых отложений Н. М. Петросян определяет как среднедевонский и предположительно как вторую половину среднего девона. На Южном Урале, в бассейне р. Белой, одним из авторов статьи было установлено залегание такатинских отложений выше фаунистически охарактеризованных нижнеэйфельских пород (Беккер, 1961).

На основании этих данных такатинские слои Колво-Вишерского края и связанные с ними алмазоносные россыпи рассматриваются в составе верхнего эйфеля.

Результаты опробования такатинских слоев. Такатинские отложения Красновишерского района опробованы в нескольких пунктах. Опробовались не только коренные расцементированные породы, но и элювий с нарушенной текстурой, материал карстовых воронок, состоящий из песка, глины, галек, обломков и глыб песчаников, конгломератов, доломитов.

Результаты опробования показали, что основная масса алмазов приурочена к базальной части такатинских слоев. Выше по разрезу, сложенному преимущественно песчаниками, встречаются лишь единичные и мелкие зерна. Содержание алмазов по простиранию не выдержано. Ниже приводится разрез такатинских отложений в точке 16.

На темно-бурых глинах мощностью 1,6 *м* (кора выветривания силурийских доломитов) залегают:

	Мощность, *м*
1. Конгломераты светло-серые с галькой кварца, песчаника, кварцита, реже кремня, залегающие в карстовых полостях; они представлены дезинтегрированными, рыхлыми буровато-желтыми глинисто-гравийно-песчаными образованиями и глыбами недезинтегрированных конгломератов размером до 2,5—3 *м*	0,6
2. Песчаники кварцевые крупнозернистые светло-серые, переходящие в гравелит с редкой галькой кварца	1,0
3. Песчаники кварцевые светло-серые средне- и разнозернистые с тонкими прослоями и окатышами зеленовато-серой глины	8,6
4. Гравелит кварцевый светло-серый с галькой кварца	0,2
5. Песчаник светло-серый среднезернистый	0,2
6. Алевролит пестроцветный с редкими стяжениями лимонита размером до 1 *см*	1,4

	Мощность, *м*
7. Пачка переслаивающихся зеленовато-серых глин, алевролитов и косослоистых песчаников	2,4
8. Песчаники светло-серые кварцевые крупнозернистые с прослоями линзами и «окатышами» глин, в основании — прослой гравелита	8,3
9. Гравелит кварцевый с галькой кварца и «окатышами» аргиллитов (до 8 *см*)	1,6
10. Глины зеленовато-серые, пятнами желтовато-бурые и вишневые с железистыми стяжениями	1,4
11. Песчаники серые средне- и крупнозернистые с гравием и примазками глин	3,4
12. Песчаники светло-серые кварцевые неравномернозернистые с редким гравием	4,4
13. Алевролиты	1,4
14. Песчаники светло-серые кварцевые мелкозернистые	3,6
15. Гравелиты светло-серые кварцевые с примазками зелено-серой глины	1,4
16. Песчаники кварцевые преимущественно мелкозернистые, прослоями крупнозернистые с гравием	
17. Глины зеленовато-серые	17,5
18. Песчаники кварцевые тонкозернистые с прослоями (до 0,9 *м*) кварцевых алевролитов	0,7
Общая мощность разреза 72 *м*	11,1

Структурные и текстурные особенности такатинских слоев. Такатинские слои Северного Урала представлены белоцветными обломочными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками с редкими прослоями алевропелитов. Песчаники в Колво-Вишерском крае расцементированы до песков. Процессы выветривания проявились здесь очень полно — от начальных стадий локальной дезинтеграции отдельных линз и слоев до полной расцементации всего разреза такатинских отложений. При этом расцементация не всегда сопровождалась значительным изменением структурных и текстурных особенностей такатинских отложений. В них нередко сохраняется горизонтальная и косая слоистость и часто — первичные контуры кварцевых зерен.

Локальные нарушения текстуры породы зафиксированы лишь в нижней части такатинских слоев в связи с позднейшими процессами карстообразования.

Изучение поверхности кварцевых зерен показало, что в такатинских песках преобладают неокатанные частицы, нередко с хорошо выраженной регенерационной каймой. Меньшее значение в этих отложениях имеют окатанные зерна с матовой и, реже, блестящей поверхностью, составляющие в среднем 15—30%.

По гранулометрическому составу в такатинских отложениях могут быть обособлены галечные и гравийные конгломераты, песчаники, алевролиты.

Галечные конгломераты образованы главным образом гальками размером 1—4 *см* (табл. 1).

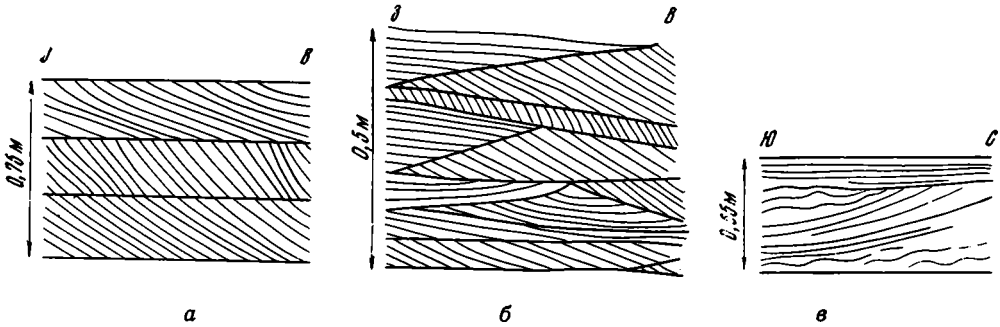
В конгломератах гальки кварца мельче обломков песчаников; 54% кварцевой гальки имеют размер 1—2 *см* и 46% — 2—5 *см*. Среди галек песчаника лишь 25% отвечают фракции 1—2 *см*, 71% — фракции 2—5 *см* и 4% приходится на более крупную гальку.

Наилучшую окатанность имеют гальки песчаника; средний коэффициент окатанности, определенный по способу Ваделла (Рухин, 1953),

Таблица 1

Содержание галек различного гранулометрического состава в такатинских отложениях, %

Место взятия образца	Размер гальки по оси *А*, *мм*							
	10—19	20—29	30—39	40—49	50—59	60—69	70—79	80—89
р. Большой Колчим	28	50	20	2	—	—	—	—
р. Волынка	10	34	23	15	10	5	2,5	0,5



Фиг. 1. Основные типы косой слоистости в отложениях такатинской свиты
а — однонаправленная косая; *б* — с непараллельными межсерийными швами; *в* — однонаправленная, прерывистая, косая

составляет 0,69, а коэффициент их уплощенности 0,6. Между тем средний коэффициент окатанности для галек кварца 0,6, а коэффициент уплощенности 0,8. Поверхность галек кварца неровная, ямчатая, нередко матовая. Кремнистые гальки имеют размер 0,5—2 *см*, обломки кремня весьма слабо окатаны.

Наряду с целыми гальками в конгломератах отмечаются их колотые разновидности, которых сравнительно немного в общей массе галек.

Сравнение галечного материала такатинских и более древних силурийских конгломератов нижней толщи полюдовской свиты по размеру галек, их окатанности и вещественному составу легкой и тяжелой фракций позволило установить их сходство. Среди гравелитов преобладают мелко- и среднезернистые разновидности с наиболее распространенным размером зерен 1—5 *мм*.

Гранулометрический состав песчаников разнообразен. Наряду с довольно хорошо отсортированными мелко-, средне- или крупнозернистыми отмечаются разнозернистые, в которых преобладают зерна, принадлежащие двум-трем гранулометрическим фракциям. Уравнение зависимости коэффициента сортировки и среднего размера зерен типично для песков, сформировавшихся при поступательном движении воды (Рухин, 1947).

Характерный текстурный признак такатинских отложений — косая слоистость. Косослоистые серии отмечены в большинстве разрезов. В такатинских слоях Колво-Вишерского края выделено несколько основных типов косослоистых текстур (фиг. 1).

Наиболее распространена однонаправленная косая слоистость с прямыми параллельными межсерийными швами (см. фиг. 1, *а*). Слойки прямые, параллельные, обычно резко срезающиеся межсерийными швами, иногда сближающиеся в основании серии. Слоистость обусловлена изменением гранулометрического состава породы, выражающемся в чередовании мелко-, средне- и крупнозернистых песчаных слойков. Мощность слойков 0,2—1 *см*. Угол их наклона 10—30°. Мощность серий 10—50 *см*. Подобная косая слоистость характерна для руслового аллювия (Рухин, 1953; Хабаков, 1951; Жемчужников, 1926; Ботвинкина, 1962).

Особенность второго типа косой слоистости — непараллельность межсерийных швов, обычно либо прямых, либо слабо выпуклых (см. фиг. 1, *б*). В первом случае серии имеют клиновидную форму. Слойки в сериях прямые параллельные или слабо выполаживающиеся к подошве. В пределах серий слойки обычно однонаправленные, но в смежных сериях углы падения слойков заметно различаются. Мощность косослоистых серий 15—20 *см*. По Л. Н. Ботвинкиной (1962), подобная ко-

сая слоистость характерна для руслового аллювия и создается потоками, меняющими направление течения.

Ограниченное распространение имеет однонаправленная прерывистая косая слоистость (см. фиг. 1, *в*), отмеченная в мелкозернистых песчаниках. Выше по разрезу она сменяется горизонтальнослоистыми отложениями. Предположительно эта слоистость относится к пойменной (Ботвинкина, 1962).

Вещественный состав такатинских слоев. *Конгломераты* залегают в основании такатинских отложений и являются вторичными коллекторами алмазов. Они сложены галькой песчаника (67—68%), кварца (30%) и кремня (2—3%).

Среди галек песчаников установлены полевошпато-кварцевые, кварцевые и глауконитовые разности. Полевошпато-кварцевые песчаники серые и светло-серые; отмечаются ожелезненные гальки. Они сложены зернами кварца (75—93%), полевых шпатов (5—25%), кварцитов и кремнистой породы (1—2%). Полевые шпаты сильно изменены, полностью или частично замещены серицитом. Состав минералов тяжелой фракции, %: циркон —68,2, рутил —3,5, лейкоксен —14,4, хромит —10,4, турмалин — 2,3, монацит — 0,3, а из аутигенных — анатаз — 0,9. В редких знаках встречены амфиболы, пироксены, эпидот и циртолит. Цемент песчаников кварцевый регенерационный и глинистый пленочный.

Кварцевые песчаники отличаются от полевошпато-кварцевых меньшим содержанием полевых шпатов (не более 5%). Глауконитовые песчаники, имеющие серую, зеленовато-серую окраску, состоят из частиц кварца (90—95%), серицитизированных полевых шпатов (3—5%) и округлых зерен глауконита (2—5%).

Заполняющая масса в конгломератах — кварцевые разнозернистые песчаники с кварцевым цементом. Во многих случаях эта масса расцементирована и превращена в рыхлый песок. В шлихах преобладает лимонит, турмалин, лейкоксен (табл. 2).

Гравелиты отмечены в большинстве разрезов Колво-Вишерского края. Если конгломераты распространены главным образом в основании, то гравелиты наблюдаются на разных уровнях такатинских слоев. Они встречаются в виде маломощных слоев и мелких линз, которые составляют около 5—10% от общей мощности этих отложений. Гравелиты характеризуются плохой сортировкой обломочного материала и обычно содержат значительную часть зерен песчаной размерности, отдельные гальки кварца и фрагменты алевропелитов.

Обломочный материал гравелитов сложен окатанными и угловато-окатанными зернами кварца (90—95%) и частицами микрокварцитов (5—10%). В составе цементирующего вещества отмечены гидроокислы железа, кварц, гидрослюды. Количественное содержание минералов тяжелой фракции гравийных конгломератов приведено в табл. 2. Из аллотигенных минералов преобладают циркон, а среди аутигенных — анатаз.

Песчаники слагают основную часть разреза такатинских отложений (85—90%). Они имеют светло-серую, желтовато-серую и серую окраску. Вещественный состав их (местами расцементированный) довольно однообразен. Они сложены угловато-окатанными и окатанными зернами кварца (93—98%) и микрокварцитов (2—7%), отмечаются единичные зерна полевых шпатов и кремнистой породы. В крайних восточных разрезах такатинских слоев содержание полевых шпатов увеличивается до 5%, встречаются редкие зерна основных эффузивов с микролитовой структурой. Цемент песчаников кварцевый регенерационный и гидрослюдистый поровый. В составе цементирующего вещества отмечаются гидроокислы железа. Выход шлиха вверх по разрезу, а также в песчаниках восточных разрезов уменьшается. Основные компоненты тяжелой фракции песчаников — циркон, турмалин,

Таблица 2

Среднее содержание минералов тяжелой фракции в основных типах пород такатинских слоев, %

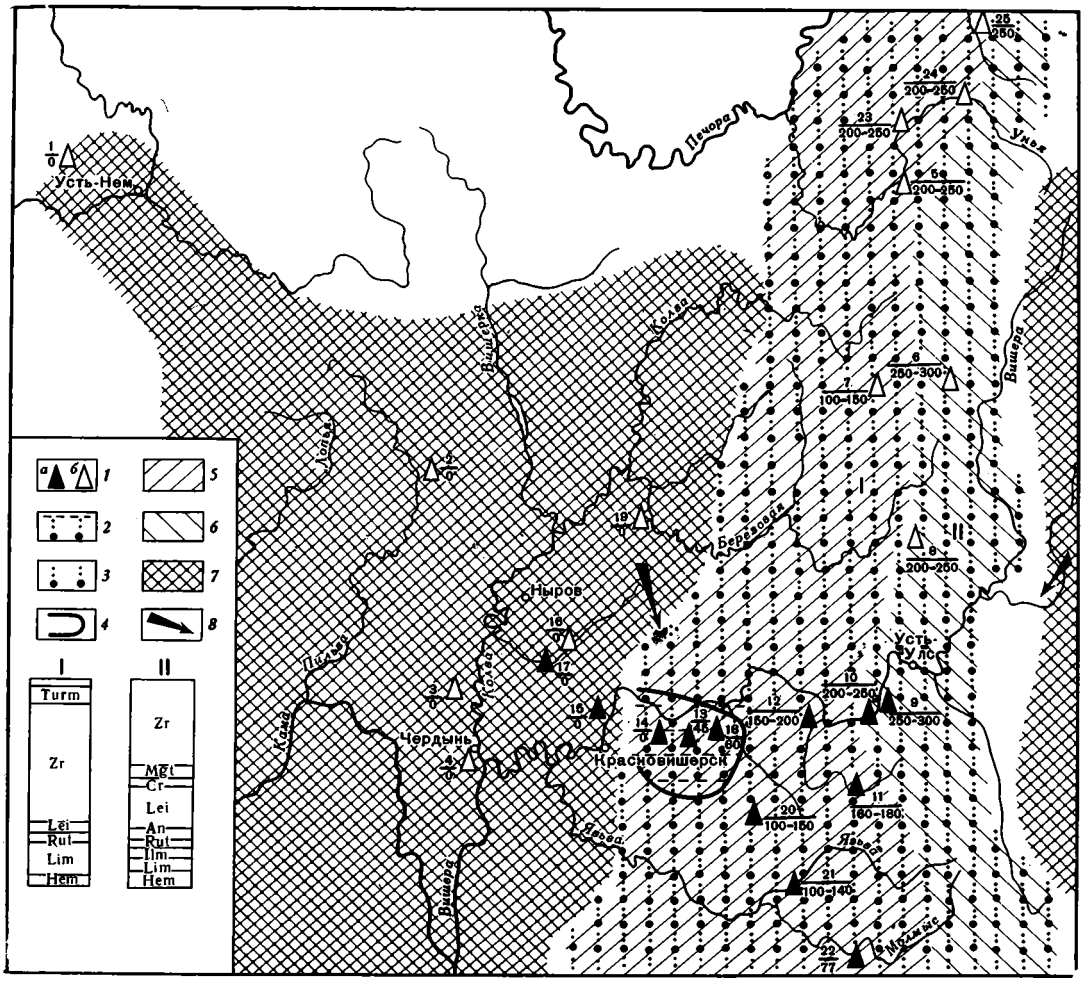
Минералы	Песчаники					Гравелиты	Конгломераты
	мелкозернистые	мелко-среднезернистые	среднезернистые	среднекрупнозернистые	разнозернистые		
Пирит	0,6	Р. з.	0,1	6,0	Р. з.	Р. з.	—
Корунд	—	—	Р. з.	—	»	—	—
Мартит	—	Р. з.	—	—	»	Р. з.	Р. з.
Гематит	0,8	2,8	1,7	5,3	1,3	8,9	4,6
Лимонит	21,6	19,4	3,9	8,0	32,5	23,2	37,3
Ильменит	0,3	0,1	0,1	Р. з.	0,2	0,3	1,4
Вад	—	Р. з.	—	—	Р. з.	—	—
Рутил	6,0	3,8	3,7	2,2	3,6	2,9	1,2
Анатаз	2,8	2,0	1,9	14,7	1,7	0,5	1,0
Брукит	—	—	—	0,2	Р. з.	Р. з.	—
Лейкоксен	6,6	10,7	7,6	18,2	4,7	5,4	4,6
Шпинель	—	—	—	—	Р. з.	Р. з.	Р. з.
Хромит	Р. з.	Р. з.	Р. з.	2,5	0,1	0,3	0,5
Магнетит	»	»	»	0,2	Р. з.	0,3	1,6
Метеор. материал	—	»	—	—	»	—	—
Дистен	—	—	Р. з.	Р. з.	»	Р. з.	Р. з.
Ставролит	Р. з.	Р. з.	»	»	»	0,1	0,1
Циркон	51,0	52,7	62,0	34,1	48,0	51,0	30,1
Циртолит	0,2	0,3	1,9	Р. з.	0,4	1,1	0,5
Актинолит + тремолит	Р. з.	Р. з.	0,5	»	Р. з.	—	0,7
Роговая обманка	»	»	Р. з.	—	»	—	0,5
Моноклинный пироксен	—	—	—	Р. з.	»	—	Р. з.
Ромбический пироксен	—	—	—	—	—	0,3	—
Альмандин	Р. з.	Р. з.	Р. з.	0,3	0,1	Р. з.	0,2
Пироп	—	—	—	—	—	—	Р. з.
Группа эпидота	0,3	0,4	2,9	0,7	0,6	1,3	0,8
Турмалин	9,4	7,8	13,4	6,4	6,8	4,1	7,0
Хлоритоид	—	Р. з.	—	Р. з.	Р. з.	Р. з.	0,2
Хлорит	Р. з.	»	0,3	»	»	0,2	0,1
Сфен	»	—	Р. з.	—	»	Р. з.	—
Ксенотим	—	—	—	Р. з.	—	—	—
Монацит	0,4	Р. з	Р. з.	1,2	Р. з.	0,1	Р. з.
Апатит	Р. з.	»	»	—	»	Р. з.	0,1
Группа карбоната	—	—	»	—	—	—	Р. з.
Барит	Р. з.	—	—	—	Р. з.	—	—
Слюда	»	—	Р. з.	—	—	—	Р. з.
Фосфат	—	—	—	—	Р. з.	—	—
Количество проб	3	3	3	3	6	7	2
Выход шлиха, *г/т*	82,9	57,4	19,1	19,2	329,6	27,6	218,7

лейкоксен (см. табл. 2). В нижней части такатинских отложений значительное распространение имеет лимонит, переотложенный из предтакатинской коры выветривания.

Алевропелиты устанавливаются в виде маломощных линз, реже прослоев, иногда карманообразных обособлений. Они слабо сцементированы, местами превращены в глины, которые содержат значительное количество кварцевого обломочного материала.

Алевропелиты серые, зеленовато-серые содержат многочисленный растительный детрит. Судя по имеющимся предварительным данным, в их составе преобладают гидрослюдистые глины. Среди минералов тяжелой фракции алевропелитов большую часть составляют циркон, эпидот и лимонит (см. табл. 2). По значительному содержанию эпидота и наличию магнетита, ильменита алевропелиты заметно отличаются от песчаников и конгломератов.

Минеральная зональность. В последнее время в связи с поисками коренных источников алмаза проведены значительные работы по изу-



Фиг. 2. Схема строения терригенно-минералогических провинций такатинского времени

1 — разрезы: *а* — опорные, изученные авторами, *б* — известные по литературным данным; *2* — песчаники с прослоями глин и гравелитов; *3* — песчаники с прослоями гравелитов; *4* — границы зон разного литологического состава; терригенно-минералогические провинции: *5* — Колчимская, *6* — Золотихинская; *7* — пенепленизированная суша; *8* — направление сноса обломочного материала. Процентное соотношение акцессорных минералов в тяжелой фракции терригенно-минералогических провинций: *I* — Колчимская, *II* — Золотихинская

чению минералогии обломочных пород девона и, в частности, такатинских слоев. Имеющиеся материалы позволяют наметить первую схему минеральной зональности такатинских отложений. Могут быть обособлены две терригенно-минералогические провинции: Колчимская и Золотихинская (фиг. 2).

Колчимская терригенно-минералогическая провинция изучена довольно детально. Такатинские слои в разрезах этой провинции сложены главным образом средне- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с незначительной примесью (обычно менее 5%) обломков полевых шпатов и кварцитов. В тяжелой фракции песчаников преобладает циркон, в значительно меньшем количестве отмечается турмалин, еще реже — рутил и лейкоксен. Средний количественный состав тяжелой фракции песчаников этой провинции, по данным 54 проб-протолочек, следующий, %: пирит — 0,1; корунд, мартит, гематит — 2,7; лимонит — 17,5; ильменит — 0,3; вад, рутил — 4,0; анатаз — 1,8; брукит, лейкоксен — 6,0; шпинель, хромпикотит, хромит — 0,4; магнетит, метеор-

ный материал, дистен, ставролит, циркон —61,6; циртолит, амфибол, ромбические и моноклинные пироксены, везувиан, альмандин — 0,1; андрадит, гроссуляр, пироп, эпидот —0,7; турмалин —4,6; хроритоид, хлорит —1,1; сфен, ксенотим, монацит, апатит, барит —0,1; слюда, карбонат.

Средний выход шлиха 38 *г/т*. Зерна пиропа (точнее гранатов пироп-альмандинового ряда) установлены Н. Т. Сидоренко в отложениях нижней части такатинских слоев рек Большой Колчим, Ефимовка и Волынка.

Гранат обнаружен в форме угловатых обломков и округлых зерен размером 0,1—1 *мм*, окрашенных в различные оттенки лилового и оранжевого цвета, Nq — Np 1,754—1,759. Поверхность зерен скульптурная. Параметры кристаллической решетки, определенные С. И. Футергендлер для трех зерен (11,512 *кX*±0,002 *кX*; 11,552 *кX*±0,002 *кX*; 11,542 *кX*± ±0,002 *кX*), характеризуют их как гранаты пироп-альмандинового ряда с содержанием пиропового компонента 38—47%, альмандин-спессартинового 35—40% и гроссуляр-андрадитового 13—25%. Гранаты с близкими параметрами установлены С. И. Футергендлер (1960) в виде включений в уральских алмазах.

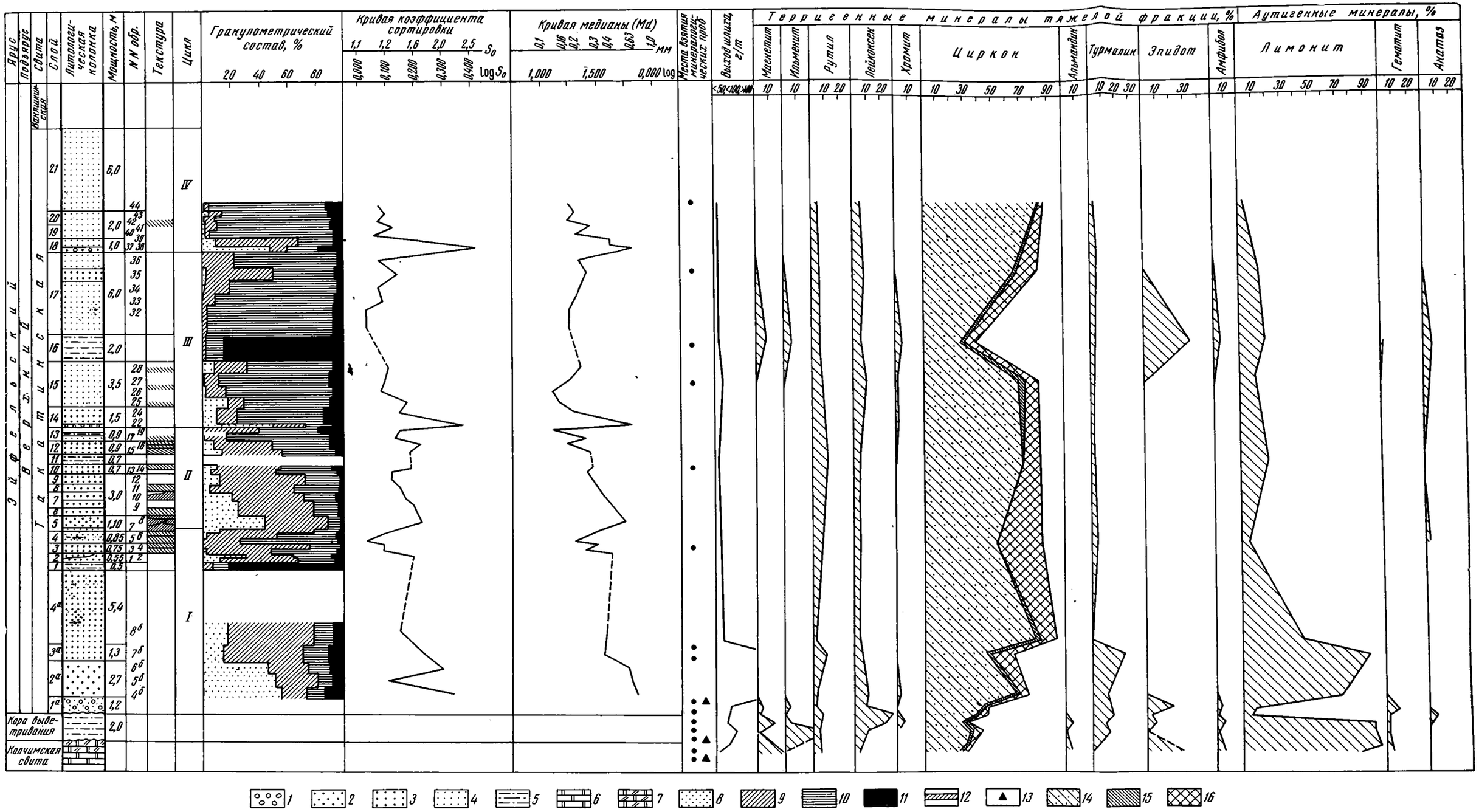
Таким образом, показатель преломления позволяет относить эти гранаты к пиропам, однако рентгенометрические данные свидетельствуют о довольно низком содержании в них пиропового компонента по сравнению с африканскими и сибирскими пиропами.

Наряду с анализом пространственной изменчивости такатинских слоев детально изучалось вертикальное распределение акцессорных минералов в наиболее полно обнаженных карьерах (Волынский, Колчимский). Содержание аллотигенных минералов тяжелой фракции вверх по разрезу довольно выдержанное, среди аутигенных минералов наибольшую изменчивость в количественном отношении имеет лимонит (фиг. 3). Эти данные позволяют предположить, что в течение такатинского времени область сноса существенно не изменялась.

Анализ вещественного состава такатинских слоев Колчимской терригенно-минералогической провинции позволяет полагать, что эти отложения сформировались в результате размыва мощной коры выветривания, образовавшейся в основном на осадочных породах, среди которых наибольшее значение имели чурочные, бавлинские и полюдовские отложения. Ориентировка косой слоистости (фиг. 4) и расположение терригенно-минералогических провинций указывают на существование области сноса западнее и северо-западнее зоны осадконакопления.

Золотихинская терригенно-минералогическая провинция располагается восточнее Колчимской. В связи с плохой обнаженностью состав пород этой провинции изучен более схематично по сравнению с отложениями Колчимской провинции. Такатинские слои в ней представлены кварцевыми песчаниками с кварцевым регенерационным цементом; прослои расцементированных пород отмечаются сравнительно редко. Заметно возрастает мощность отложений.

Характерная особенность минерального состава тяжелой фракции пород этой провинции — повышенное содержание магнетита, лейкоксена и наличие хромита. Средний состав минералов тяжелой фракции пород по данным девяти проб-протолочек следующий, %: пирит —1,9; корунд, мартит —0,1; гематит —7,6; лимонит —4,7; ильменит —2,3; рутил —4,1; анатаз —5,5; брукит, лейкоксен —17,9; хромит —1,1; магнетит—9,9; метеорный материал, силлиманит, дистен, ставролит, циркон—10,7; циртолит, актинолит, тремолит, амфиболы, моноклинные пироксены — 0,1; везувиан, альмандин — 0,4; андрадит, гроссуляр, эпидот — 1,9; турмалин —1,1; хлоритоид, хлорит, сфен, ксенотим, монацит —0,5; апатит, карбонат, барит — 0,2. Средний выход шлиха 8,3 *г/т*. Отложения Золотихинской терригенно-минералогической провинции сформирова-

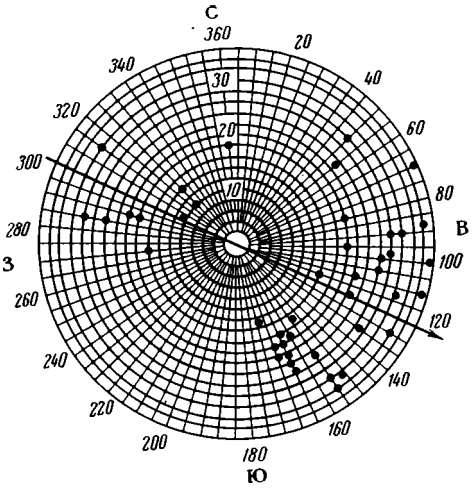


Фиг. 3. Разрез отложений такатинской свиты по р. Большой Колчим

Типы пород: *1* — конгломераты; песчаники: *2* — крупнозернистые, *3* — среднезернистые, *4* — мелкозернистые; *5* — алевритовые глины; *6* — доломит; *7* — доломитовая мука. *Гранулометрический состав, фракции, мм:* *8* — >0,63; *9*—0,63—0,25; *10*—0,25—0,1; *11*—<0,1. *Текстурные особенности:* *12* — косая слоистость в песчаниках. *Минералогические особенности:* *13* — места находок пиропов; циркон; *14* — розовый, *15* — лиловый, *16* — бурый (непрозрачный)

лись в результате размыва осадочно-метаморфизованных и им подчиненных основных пород водораздельной зоны Урала. Западная и восточная суши были пенепленизированы и перекрыты корой выветривания.

Граница, разделяющая Колчимскую и Золотихинскую провинции, условна и обособляет зоны, в которых накапливались осадки, возникшие в результате преимущественного размыва западной или восточной суши. Несомненно, существовала переходная зона, в которую поступал материал с обеих суш. Формирование алмазоносных россыпей в такатинских слоях Колво-Вишерского края связано с размывом западной суши, шлейф обломочного материала восточной суши имеет локальное развитие.



Фиг. 4. Ориентировка косой слоистости в песчаниках Колчимского карьера

История формирования алмазоносных россыпей такатинских слоев. Формированию такатинских отложений предшествовал длительный период континентального выветривания, охвативший весь нижний девон и значительную часть эйфельского времени. На плоско пенепленизированных поднятиях, сложенных осадочными и осадочно-метаморфическими породами протерозоя, ордовика и силура, формировалась мощная кора выветривания, имеющая гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый состав. Остатки этой древней переотложенной коры выветривания вскрыты в основании такатинских отложений. Предтакатинский перерыв способствовал развитию процессов карстообразования в более древних карбонатных породах колчимской свиты силура.

Вещественный состав такатинских отложений свидетельствует о том, что породы, слагающие области сноса, были разнообразны и что они являлись результатом сравнительно кратковременного переотложения глубоко измененных продуктов коры выветривания. Плохая окатанность главной массы обломочного материала такатинских отложений исключает представления об исчезновении неустойчивых компонентов в процессе длительной транспортировки исходного материала. Такатинские слои формировались на обширной аллювиальной равнине, простиравшейся на значительной территории, занимаемой теперь западным склоном Урала.

Западная материковая область сноса была образована протерозойскими бавлинско-чурочными, рассольнинскими и более молодыми, главным образом полюдовскими отложениями, среди которых находились первичные алмазсодержащие образования. Восточная островная суша также была сложена древними осадочными и осадочно-метаморфизованными толщами, прорванными небольшими основными интрузиями.

Область осадконакопления располагалась в пределах депрессии, сложенной карбонатными, местами закарстованными породами колчимской свиты силура. В первый период размывались в основном конгломераты полюдовской свиты силура и древние коры выветривания. Конгломераты базальной части такатинских слоев в значительной мере унаследовали свой состав, размер и характер окатанности обломков от древних полюдовских конгломератов. В меньшей мере поступал материал протерозойских толщ. Позднее размыву подвергались более древние протерозой-

ские образования. Осадконакопление происходило в условиях крупной аллювиальной системы, ориентированной, судя по замерам косослоистых серий, с северо-запада на юго-восток.

Фациальное изучение такатинских отложений позволяет выделить среди них отложения русел, поймы и подножия плоско пенепленизированных гор.

Русловые отложения представлены базальными конгломератами и разнозернистыми песчаниками с линзами гравелитов или мелкогалечных конгломератов с косой однонаправленной слоистостью, характерной для речных отложений. На генетической диаграмме Л. Б. Рухина русловые пески попадают в поле осадков, сформировавшихся при поступательном движении водной среды. Главная часть обломочного материала сравнительно плохо окатана. Из органических остатков встречены лишь обломки стеблей псилофитов и папоротников.

С русловыми отложениями тесно связаны осадки пойм. Они обычно залегают выше осадков русла или выделяются среди них в виде карманообразных обособлений. Отложения поймы образованы мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевропелитами, в которых отмечаются остатки растений, местами сравнительно хорошей сохранности. Верхняя граница этих отложений неровная, резкая и ожелезненная. В песчаниках наблюдается косая однонаправленная слоистость, отличающаяся от русловой прерывистостью и более пологим падением слойков.

Наличие в русловых и пойменных фациях хорошо окатанного матового кварца позволяет полагать, что в формировании этих отложений определенную роль играл эоловый фактор. В такатинских слоях преобладают русловые отложения, пойменные образования имеют подчиненное значение. Пролювиальные фации такатинских отложений Северного Урала изучены еще весьма слабо и выделяются в известной мере условно. По многим литологическим особенностям они близки к русловым фациям, но обособляются по заметному возрастанию мощностей в восточных разрезах Колво-Вишерского края.

Конец такатинского времени на Северном Урале ознаменовался постепенным затоплением аллювиальной равнины водами опресненного бассейна. В познеэйфельское время этот бассейн становится нормально морским. Формирование россыпей и перераспределение алмазоносного материала продолжалось и в более поздние времена. Важное значение имела миграция обломочного материала, связанная с процессами карстообразования. Эти процессы имели длительную историю развития и протекали, видимо, одновременно с расцементацией такатинских песчаников. Образование карста приводило к оползанию нижних горизонтов такатинских отложений в карстовые воронки, что в свою очередь обусловило локальное увеличение мощностей базальных конгломератов и возрастание концентраций алмазов в этих образованиях. Таким образом, неравномерное площадное распространение алмазов в такатинских отложениях Колво-Вишерского края связано как с фациальной природой этих россыпей, сформировавшихся в обстановке речных русел и временных потоков, так и с позднейшей миграцией обломочного материала в связи с формированием карста.

Характерные особенности кристаллов алмаза такатинских слоев и в первую очередь их крупность указывают на сравнительно недалекий перенос и близкое расположение первичных алмазсодержащих пород. Исходя из общего направления сноса обломочного материала следует полагать, что первоисточники алмаза располагались западнее и северо-западнее выявленных ископаемых россыпей. Изучение вещественного состава такатинских отложений показало, что к числу генетических спутников алмаза следует отнести пироп и магнезиальный (?) ильменит.

Незначительное распространение этих минералов в разрезе указывает на их разрушение в процессе выветривания и последующего переноса.

Первичными материнскими породами уральских алмазов были, очевидно, древние кимберлиты, развитые на востоке Русской платформы и в зоне ее сочленения с Уралом и Тиманом[1]. Внедрения кимберлитов, по-видимому, связаны с заключительными фазами байкальской складчатости.

ЛИТЕРАТУРА

Беккер Ю. Р. Такатинская свита среднего течения р. Чусовой. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. общ. сер., вып. 28, 1960_1.

Беккер Ю. Р. Литологические особенности олигомиктовых пород девона алмазоносных районов Южного Урала. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 39, 1960_2.

Беккер Ю. Р. Новые данные по стратиграфии девонских отложений Южного Урала.— Сов. геология, 1961, № 5.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 59.

Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1926, № 7, вып. 1.

Ишков А. Д. Источники алмазов уральских россыпей на примере Красновишерского района. Совещ. по геологии алмазных месторожд. Тез. докл., Пермь, 1966.

Лапиков Ф. В. Генетические типы и закономерности размещения алмазоносных россыпей Урала. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, М., Изд-во АН СССР, 1960.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1947.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л. Госгеолтехиздат, 1953.

Смирнов Ю. Д. Источники алмазов уральских россыпей. В кн.: Геология россыпей. М., «Наука», 1965.

Трофимов В. С. Мировые алмазоносные эпохи и провинции.— Сов. геология, 1965, № 12.

Футергендлер С. И. Рентгенографическое изучение твердых включений в уральских и якутских алмазах.— Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., вып. 40, 1960.

Хабаков А. В. Косая слоистость толщ как показатель условий их образования.— Природа, 1951, № 4.

Чочиа Н. Г., Адрианова К. А. Девон Колво-Вишерского края.— Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та. Нов. сер., 1952, вып. 61.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград
Геологоразведочный трест
Пермь

Дата поступления
30.XII.1967

---

[1] Не исключено, что они распространены и в Колво-Вишерском крае.

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 553.612(470.5)

О ФОРМАХ ЖЕЛЕЗА В КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИНАХ УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, Б. А. БУРОВ

Приведены данные о содержании и формах нахождения красящих окислов титана и железа в верхнеолигоценовых огнеупорных глинах Урала и Зауралья. Минералогические, химические и магнетохимические исследования свидетельствуют о присутствии в глинах как минералов окиси и гидроокиси Fe, так и глинистых минералов, содержащих Fe в кристаллической решетке (монтмориллониты, смешаннослойные минералы). Наиболее качественные глины, употребляющиеся в тонкокерамическом производстве, характеризуются незначительным содержанием окислов и гидроокислов Fe и отсутствием монтмориллонитовой фазы, являющейся носителем Fe.

Верхнеолигоценовые светло-серые и серые глины, слагающие крупные месторождения Урала и Зауралья (Кумакское, Бускульское, Нижне-Увельское, Берлинское), широко применяются в качестве огнеупорных материалов. Они обладают такими ценными свойствами, как высокая огнеупорность, низкая температура спекания, пластичность и высокая дисперсность. Однако относительно высокое содержание красящих окислов ($Fe_2O_3+TiO_2>3\%$) препятствует применению этих глин в качестве сырья для производства тонкой керамики. В связи с этим весьма важно выяснить: в каких формах присутствуют красящие окислы в подобных глинах, так как это поможет определить целесообразность дальнейших попыток найти им применение в тонкокерамическом производстве.

Следует учитывать, что по сравнению с исходными глинами состав фракций $<0{,}06$ *мм* существенно не меняется (табл. 1): содержания SiO_2 и Al_2O_3 остаются примерно на одном уровне, что свидетельствует о присутствии тонкоалевритовых частичек кварца; содержание TiO_2 слегка уменьшается, видимо, в связи с отходом некоторого количества тяжелых минералов во фракцию $>0{,}06$ *мм*; содержания Fe_2O_3, CaO, MgO существенно не меняются, а Na_2O и K_2O — несколько возрастают. Примерно то же можно сказать и о химическом составе фракций 0,01—0,001 *мм*.

Наиболее значительные изменения по сравнению с природными глинами наблюдаются в составе фракций $<0{,}001$ *мм*: содержания SiO_2 и Al_2O_3 в них приближаются к значениям, характеризующим каолинит; одновременно достигают наиболее низких значений содержания TiO_2; содержания CaO сравниваются с содержанием MgO, накапливаются Na_2O, K_2O и Fe_2O_3.

На фиг. 1 сопоставлены содержания Fe_2O_3 и TiO_2 природных глин и выделенных из них фракций, причем отчетливо проявляется тенденция к понижению содержания TiO_2 в тонких фракциях. Видимо, Ti частично представлен тонкодисперсным лейкоксеном, а частично изоморфно входит в состав глинистых минералов. Что касается Fe_2O_3, то ее содержание существенно повышается лишь во фракциях $<0{,}001$ *мм*. К аналогичному

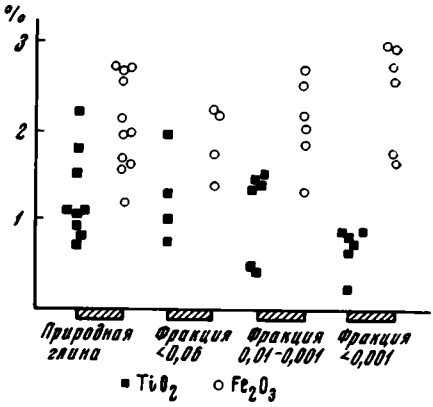
Таблица 1

Химический состав (%) светло-серых глин (исходные образцы или пробы и фракции, *мм*) олигоценовых месторождений Урала и Зауралья

Компоненты	Кумакское					Берлинское					Бускульское					Нижне-Увельское		
	Проба 19		Обр. 155			Проба 29		Обр. 261			Обр. 258			Обр. 259			Обр. 265	
	Исходный образец	Фракция <0,06	Исходный образец	Фракция 0,01—0,001	Фракция <0,001	Исходный образец	Фракция <0,06	Исходный образец	Фракция 0,01—0,001	Фракция <0,001	Исходный образец	Фракция 0,01—0,001	Фракция <0,001	Исходный образец	Фракция <0,001	Исходный образец	Фракция 0,01—0,001	Фракция <0,001
SiO_2	50,58	50,71	51,89	53,57	46,66	53,73	54,18	56,74	57,06	46,11	55,05	57,52	47,91	52,35	47,82	54,67	57,18	48,49
TiO_2	1,54	1,29	1,11	0,49	0,26	1,38	1,03	1,10	1,51	0,89	0,84	1,37	0,87	0,84	0,80	1,13	1,49	0,84
Al_2O_3	32,22	30,91	26,99	29,91	35,36	29,48	29,11	23,82	25,52	32,10	26,28	25,62	31,93	26,82	32,13	24,92	25,75	31,70
Fe_2O_3	1,42	1,45	1,87	1,24	{2,62	2,16	1,92	2,39	2,02	2,27	{2,72	2,12	2,58	{2,74	1,91	2,22	1,40	2,30
FeO	0,22	0,18	0,20	0,10			0,30	0,21	0,48	0,68		0,55	0,38		0,65	0,28	0,44	0,42
MnO	Н. о.	0,025	0,05	0,04	Сл.	Сл.	0,03	0,04	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	0,03	Сл.	Сл.
MgO	0,52	0,41	2,09	1,57	0,19	0,79	0,64	1,25	0,64	0,37	1,70	0,64	1,09	2,03	0,61	1,89	0,62	0,52
CaO	0,21	0,21	1,21	0,34	0,17	Сл.	0,14	0,84	0,39	0,73	0,94	0,89	0,76	1,43	0,79	0,73	0,66	0,82
Na_2O	Сл.	0,20	0,28	0,10	Н. о.	0,35	0,34	0,31	0,75	1,41	0,16	0,75	0,26	0,13	0,89	0,15	1,07	0,26
K_2O	0,27	0,60	0,48	0,37	Н. о.	0,98	1,14	1,09	1,08	1,33	1,18	1,08	0,59	0,88	1,36	0,66	1,63	1,05
P_2O_5	0,05	0,06	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,05	Сл.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
SO_3	Н. о.	Н. о.	0,26	Сл.	0,02	Н. о.	Н. о.	0,21	0,22	0,55	0,03	0,22	0,42	0,25	0,26	0,83	0,58	0,61
П.п.п.	12,17	12,14	12,20	11,96	13,80	10,70	10,44	10,65	9,50	13,41	10,08	9,50	12,34	10,93	12,69	10,46	9,17	12,44
Сумма	99,20	98,18	98,27	99,89	99,06	99,62	99,27	98,44	99,05	99,30	98,97	100,04	98,71	98,17	99,65	97,14	99,41	98,84
Влага	2,54	2,52	2,15	0,96	3,03	1,98	2,24	1,68	1,60	2,21	2,29	1,60	2,98	2,14	2,42	2,64	2,55	2,71
$SiO_{2своб}$			0,97					0,63			0,88			1,02		0,83		

выводу пришел и А. К. Сидоров (1965), согласно наблюдениям которого после удаления частиц >10 *мк* содержание Fe_2O_3 существенно не уменьшается. Он предположил, что Fe в основной своей части связано не с песчано-алевритовой, а с пелитовой фракцией.

Исследованиями В. И. Корнилковой, И. И. Китаева, А. К. Шаровой показано, что в верхнеолигоценовых глинах Зауралья содержание Fe_2O_3 1,9—4,9%, а TiO_2 — 1,2—1,7%. Проделанные теми же авторами эксперименты по выделению и изучению тонких фракций показали, что этим путем не представляется возможным получить материал с содержанием красящих окислов ≤1%. Наоборот, в тонких фракциях они наблюдали относительную концентрацию Fe_2O_3 при незначительном снижении содержания TiO_2 (табл. 2).



Фиг. 1. Содержания TiO_2 и Fe_2O_3 в верхнеолигоценовых глинах Урала и Зауралья и в выделенных из них фракциях

При пересчете химических анализов все Fe было отнесено ими к окислам и гидроокислам, что вряд ли правильно делать, учитывая результаты кислотной обработки глин. Как сообщает А. К. Сидоров, воздействие кислот различных концентраций не приводит к существенному извлечению Fe из глин. Проведенные им контрольные опыты по обработке кислотами глины Часов-Ярского месторождения и каолина Алексеевского месторождения, куда были искусственно втерты гетит и ржавчина, показали, что окисные и гидроокисные формы Fe, присутствующие в виде механической примеси или образующие пленки на поверхности глинистых частиц, легко растворяются и удаляются из глинистой массы.

Напрашивается вывод, что Fe в верхнеолигоценовых глинах Урала и Зауралья находится в тесной связи с глинистыми минералами. Такому заключению соответствуют и результаты химико-аналитического определения пяти форм Fe по методике Э. С. Залманзон (1966) (табл. 3).

Как в природных глинах, так и во фракциях <0,001 *мм*, Fe присутствует преимущественно в окисной форме, являясь составной частью труднорастворимых силикатов и железистых минералов. Судя по тому, что содержание окисного труднорастворимого Fe в глинистых фракциях мало отличается от его содержания в природных (исходных) глинах, основными концентраторами Fe, скорее всего, являются глинистые минералы. Косвенно преимущественная связь Fe с глинистыми минералами подтверждается еще и тем, что черепок, полученный при обжиге фракций <0,06 *мм*, окрашен ровно и в те же тона, что и черепок природных

Таблица 2

Химический состав (%) тонких фракций, выделенных из глин Берлинского месторождения

№ пробы	Фракция	Fe_2O_3	TiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	SiO_2	П.п.п.
9	0,008—0,004	2,11	1,24	21,54	0,15	1,16	64,36	8,20
9	0,004—0,002	3,52	1,44	29,54	0,27	0,53	51,20	12,10
9	<0,001	4,52	1,18	32,70	0,36	0,46	46,10	14,23
12	0,008—0,004	1,97	1,29	28,55	0,39	1,62	Н. о.	Н. о.
12	0,002—0,001	2,46	1,33	31,95	0,30	0,46	Н. о.	Н. о.
12	<0,001	2,57	1,15	34,08	0,45	0,72	Н. о.	Н. о.

глин, однако практически лишен мушки, что связано с удалением железистых включений при фракционировании.

Анализ литературных данных, проведенный Ю. Б. Осиповым (1968), показал, что преобладают два типа связи железистых соединений с глинистыми минералами. Связь первого типа имеет широкое распространение в монтмориллонитах и меньше — в гидрослюдах, а в каолинитах практически отсутствует. Речь идет об изоморфных замещениях в решетке на парамагнитные ионы (Fe, Ni).

Второй тип связи — очень устойчивые пленки ферромагнетика (гематит) на поверхности глинистых частиц — наиболее широко распространен и характерен для всех глинистых минералов. Несомненно, что ферромагнетик, образующий пленки на поверхности глинистых частиц, в некоторой степени сохраняется даже в гумидных восстановительных условиях и составляет бо́льшую или меньшую часть валового содержания Fe в глинах. Именно этот вид железистых соединений определяет окраску природных глин. По нашему мнению, белые глины содержат железистые пленки в минимальных количествах, но помимо этого в них может присутствовать и «скрытая» форма Fe, изоморфно входящая в кристаллическую решетку глинистых минералов. Присутствие скрытой формы Fe дает о себе знать после обжига появлением желтоватой или кремовой окраски черепка. Задача заключается в том, чтобы выяснить, какой именно глинистый минерал является носителем Fe.

Рентгенодифрактометрическим изучением ориентированных препаратов в исследуемых глинах установлена постоянная примесь монтмориллонита со свойственным ему смещением первого базального рефлекса в сторону низких углов отражения после насыщения в парах этиленгликоля. Одновременно для сравнения были исследованы лучшие сорта глин Латненского, Дружковского и Часов-Ярского месторождений, находящие широкое применение в тонкокерамическом производстве.

Результаты качественной оценки полученных дифрактометрических кривых, как и дифференциальных кривых нагревания, позволяют судить о том, что по минералогическому составу уральские глины наиболее сходны с латненской глиной и существенно отличаются от глин Донбасса.

Полуколичественная оценка содержания глинистых минералов производилась в соответствии с принципами, изложенными в работах В. Д. Джонса, Р. Е. Грима, В. Ф. Бредли (Johns, Grim, Bradley, 1954)

Таблица 3

Содержание (%) различных форм Fe в природных глинах и выделенных из них фракциях

Месторождение	№ образца, фракция, *мм*	FeO легкорастворимое	Fe_2O_3 легкорастворимое	FeO труднорастворимых силикатов	Fe_2O_3 труднорастворимых силикатов и железистых минералов	Fe_2O_3 в пересчете с пиритного Fe	Fe_2O_3 валовое
Кумакское	158, валовой	Сл.	Сл.	Сл.	1,42	Сл.	1,42
»	158, 0,01—0,001	0,05	0,08	0,08	1,47	0,35	2,03
»	155, валовой	0,03	0,07	0,10	1,40	0,30	1,90
»	155, <0,001	0,05	0,06	0,11	1,25	0,13	1,60
Бускульское	258, валовой	Сл.	Сл.	Сл.	2,38	Сл.	2,38
»	258, <0,001	0,05	0,30	0,10	2,11	0,54	3,10
»	259, валовой	Сл.	Сл.	Сл.	2,27	Сл.	2,27
»	259, <0,001	0,05	0,24	0,04	2,17	0,25	2,75
Берлинское	261, валовой	Сл.	Сл.	0,21	2,16	Сл.	2,39
»	261, <0,001	0,04	0,27	0,02	2,53	0,22	3,08
Нижне-Увельское	265, валовой	Сл.	Сл.	0,28	1,52	Сл.	1,83
	265, <0,001	0,03	0,43	0,04	2,02	0,20	2,72
Ново-Орское	175, валовой	Сл.	Сл.	0,07	1,18	0,79	2,04
»	175, <0,001	0,05	0,07	0,04	0,68	0,15	0,99

Таблица 4

Относительное содержание (%) глинистых минералов в образцах огнеупорных глин Урала и Европейской части СССР (регион, месторождение, сорт глины)

Минерал	Воронежская область	Урал и Зауралье				Донбасс	
	Латненское, ЛТ-1	Кумакское, КУ-0	Берлинское, белая глина	Нижне-Увельское, НУ-1	Бускульское, БУ-1	Дружковское, ДВ-Ф	Часов-Ярское, Ч-О
Каолинит	70—80	70—80	70—90	70—90	70—80	50—60	30—60
Гидрослюда	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	40—50	40—70
Монтмориллонит	20—30	10—30	10—30	20—30	20—30	0—10	0—10

и Д. Г. Фриза (Freas, 1963). Относительные содержания каолинита, гидрослюды и монтмориллонита во всех исследованных глинах показаны в табл. 4. Можно предполагать, что присутствие заметных количеств монтмориллонита существенно влияет на керамические свойства глин — как положительные (увеличение пластичности, связующей способности, понижение температуры спекания и др.), так и отрицательные, особенно в связи с тем, что структуре монтмориллонита свойственно замещение части атомов Al атомами Fe вплоть до появления железистой разности — нонтронита. Видимо, белизну черепка определяют и общее содержание монтмориллонита в глине, и степень его железистости.

Для проверки этого предположения были исследованы магнетохимические свойства белых и светло-серых глин (по одному образцу) Берлинского, Бускульского (Зауралье), Латненского (Воронежская область) и Часов-Ярского (Донбасс) месторождений. Остаточная намагниченность (In) измерялась на приборе ИОН-1 с пороговой чувствительностью $2{,}1\cdot10^{-8}$ *гс*. Величина магнитной восприимчивости ($\varkappa$) определялась на приборе ИМВ-2 при точности определения на самом чувствительном диапазоне $1\cdot10^{-6}$ CGSM (погрешность определения 10%). Результаты замеров приведены в табл. 5 и на фиг. 2.

В природных глинах $\varkappa$ низкая (в пределах $2—6\cdot10^{-6}$ CGSM), In — еще ниже (не превышает $0{,}5\cdot10^{-6}$ *гс*). Величина $Q=In/0{,}5\cdot\varkappa$, показывающая соотношение магнитных свойств, не более 0,2, что свидетельствует о незначительной роли ферромагнитной фазы в сложении результирующей $\varkappa$ глины. Следует обратить внимание на относительно более высокие In и $\varkappa$ уральских глин, что указывает на присутствие в них бо́льших количеств ферромагнитной фазы. Нагрев до 400° для всех глин дает увеличение In в 5—10 раз. Для уральских глин In достигает почти $2{,}5\cdot10^{-6}$ *гс*. Одновременно наблюдается некоторый подъем $\varkappa$ (на

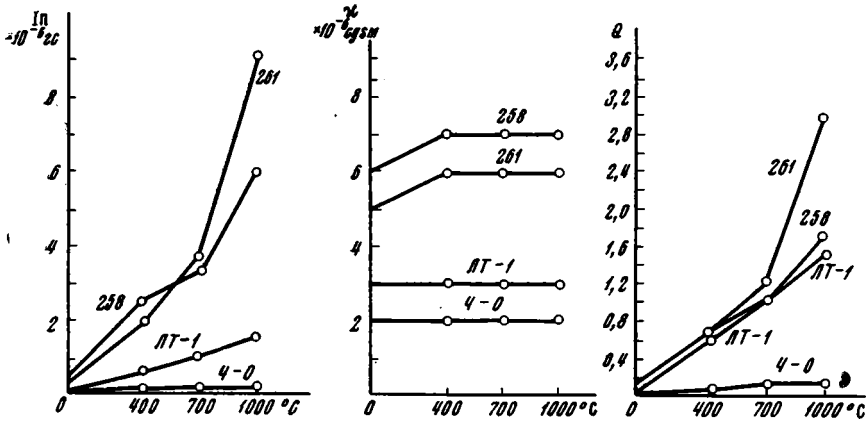
Таблица 5

Результаты измерений In и $\varkappa$ в белых глинах

Вид измерений	Месторождение, номер или марка образца			
	Берлинское, обр. 261	Бускульское, обр. 258	Латненское, ЛТ-1	Часов-Ярское, Ч-0
$\varkappa=10^{-6}$ CGSM, $In=10^{-6}$ *гс* при 20° С	5 0,35	6 0,42	2 0,073	3 0
$\varkappa=10^{-6}$ CGSM, $In=10^{-6}$ *гс* при 400° С	6 1,98	7 2,43	2 0,58	3 0,11
$\varkappa=10^{-6}$ CGSM, $In=10^{-6}$ *гс* при 700° С	6 3,63	7 3,35	2 1,03	3 0,14
$\varkappa=10^{-6}$ CGSM, $In=10^{-6}$ *гс* при 1000° С	6 9,12	7 6,01	2 1,51	3 0,16

одну единицу). Соответственно величина Q достигает 0,6—0,7. Усиление ферромагнитных свойств в данном случае может быть объяснено суммарным влиянием дегидратации гидроокислов Fe с преобразованием их в гематит и эффектом термонамагничивания. У латненской и особенно часовярской глин увеличение In менее значительное, $\varkappa$ не меняется.

Следующая ступень нагрева (до 700°) предусмотрена для прохождения ферромагнитными компонентами температуры Кюри (675° для



Фиг. 2. График зависимости величин In и $\varkappa$ белых и светло-серых огнеупорных глин от температуры нагрева

обр. 258 — Бускульское месторождение, обр. 261 — Берлинское месторождение, ЛТ-1 — Латненское месторождение, Ч-О — Часов-Ярское месторождение

гематита) и достижения перехода каолинита в метакаолинит (при ~600°). После остывания образцы должны приобрести максимальные значения термонамагниченности. Для часовярской глины увеличение In небольшое — $0{,}2 \cdot 10^{-6}$ *гс*, несколько выше In у латненской глины — $1{,}03 \cdot 10^{-6}$ *гс*, уральские глины показывают In 3,35—$3{,}65 \cdot 10^{-6}$ *гс*, однако эти значения увеличиваются пропорционально температуре нагрева, т. е., вероятнее всего, связаны с термонамагничиванием. Отсюда также следует, что разрушение структуры каолинита не привело к появлению в ощутимых количествах дополнительной ферромагнитной фазы. Q возрастает до 1 (кроме часовярской глины).

Дальнейшее нагревание (выше температуры Кюри) не должно теоретически привести к существенному изменению величины In при том же содержании ферромагнитной фазы, так как при этом не происходит никаких существенных изменений в структуре ферромагнетика.

Однако после нагревания до 1000° наблюдалось значительное увеличение In во всех глинах, кроме часовярской. Этот скачок особенно выражен у уральских глин (увеличение в 2—2,5 раза по сравнению с предыдущей ступенью нагрева) и может быть объяснен только появлением дополнительных ферромагнитных компонентов за счет термического разложения железосодержащего монтмориллонита. Кристаллическая структура нонтронита разрушается в интервале 800—1000° с выделением высокоактивной ферромагнитной фазы÷гематита (Эйтель, 1962).

Несмотря на то, что In уральских глин достигает довольно высоких значений (6,01—$9{,}12 \cdot 10^{-6}$ *гс*), $\varkappa$ остается примерно на одном уровне. Наблюдаемая инертность этой характеристики может быть вызвана недостаточной чувствительностью измерительной аппаратуры. Вполне возможно, что более точные измерения $\varkappa$ на более чувствительном приборе позволят детально проанализировать изменения и этой магнитной характеристики.

Таким образом, по величине *In* можно судить о том, что уральские глины в природном виде содержат больше ферромагнитных примесей по сравнению с латненской и часовярской глинами. Кроме того, проделанные эксперименты достаточно однозначно показывают, что при нагревании до 800—1000° в составе уральских и в меньшей степени латненской глин появляются дополнительные количества ферромагнитной фазы, образование которой связано с разрушением структуры железосодержащего монтмориллонита. Новообразованная ферромагнитная фаза представляет собой тонкокристаллический пигмент, равномерно окрашивающий черепок уральских глин. Латненская и часовярская глины дают белый черепок. Для латненской глины, содержащей монтмориллонит в количестве, соизмеримом с уральскими глинами, отсутствие окраски черепка может быть следствием малой железистости монтмориллонита, о чем также свидетельствует низкая *In*, замеренная после нагрева до 1000°.

Часовярская глина, являющаяся эталонной керамической глиной, показывает незначительное изменение *In*. Это свидетельствует о весьма низком содержании ферромагнитной фазы в природной глине, а также о практическом отсутствии Fe в глинистых минералах (каолините и гидрослюде).

Из всего этого следует, что при оценке керамических свойств глин необходимо принимать во внимание содержание в них монтмориллонита — носителя Fe. Видимо, оказывает влияние и степень его железистости. Присутствие в уральских глинах железистого монтмориллонита определяет «скрытое» содержание основной массы Fe, удалить которое при современном уровне техники вряд ли возможно.

ЛИТЕРАТУРА

Залманзон Э. С. Определение форм железа в осадочных породах.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3.

Осипов Ю. Б. Исследования глин, суспензий и паст в магнитном поле. Изд-во МГУ, 1968.

Сидоров А. К. Опыт качественной технологической оценки каолинов и глин для тонкой керамики.— В сб.: Лабораторные испытания нерудных полезных ископаемых. Материалы семинара (Свердловск, 1964 г.) М., Геолнеруд, 1965.

Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Freas D. H. Occurence, mineralogy and origin of the Lower Golden Valley kaolinitic cley deposits near Dickinson, North Dakota.— Bull. Geol. Soc. America, v. 73, No. 11, 1963.

Johns W. D., Grim R. E., Bradley W. F. Quantitative estimation of cley minerals by diffraction methods. J. Sed. Petrol., v. 24, No. 4, 1954.

Казанский Геологический институт
Казанский университет
им. В. И. Ульянова-Ленина

Дата поступления
11.IV.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 552.581 : 552.12

ГЕНЕЗИС МЕРГЕЛЬНО-МЕЛОВЫХ ПОРОД НА ОСНОВЕ ИХ ИЗУЧЕНИЯ ПОД ЭЛЕКТРОННЫМ МИКРОСКОПОМ

С. И. ШУМЕНКО

Существующие в современной литературе взгляды на природу порошковатого кальцита крайне противоречивы. Электронномикроскопическое изучение методом углеродных реплик остатков меловых кокколитофорид, а также порошковатого кальцита из меловых отложений УССР, БССР, Поволжья, Эмбы, Крыма, Кавказа, Дании позволило установить, что они в подавляющей массе представляют собой мельчайшие обломки кокколитов. Планктоногенный генезис тонкодисперсных карбонатов меловых отложений имеет существенное значение для понимания палеогеографии, аутигенного минералообразования и физико-химических свойств пород. Вероятно, что в геосинклинальных условиях меловые отложения могли быть нефтематеринскими.

История исследования. Еще на первом этапе изучения меловых отложений многие исследователи подчеркивали важную породообразующую роль микроорганизмов, и в первую очередь известковых микропланктонных одноклеточных водорослей — кокколитофорид. Среди первых сторонников органогенного происхождения мела за рубежом следует прежде всего назвать Л. Кайе (Cayeux, 1897), З. Суйковского (Sujkowski, 1931), а в России — А. В. Гурова (1886) и А. Д. Архангельского (1912). А. В. Гуров, при всей несовершенности в то время микроскопической техники, отметил обилие остатков кокколитофорид в некоторых горизонтах мела, пробуренных первой глубокой скважиной в г. Харькове. А. Д. Архангельский, детально изучив мел Саратовского Поволжья, установил, что «наибольшая часть мела (от 15 до 70 и более процентов) состоит из остатков пелагических водорослей — *Coccolithophoridae Lohmann*». Значительно позднее Л. В. Пустовалов (1940), отметив преобладание в мелу микрозернистых компонентов над явными органогенными остатками, склонился к выводу о неорганическом происхождении этой части породы. Эта концепция нашла поддержку среди некоторых физико-химиков, а в справочном руководстве по грунтоведению В. А. Приклонского (1952) получила свое крайнее выражение в следующем утверждении: «Распространенная ранее гипотеза о глубоководном и исключительно органогенном его [мела] образовании в настоящее время оставлена и заменена гипотезой о преимущественно химическом или коллоидно-химическом его происхождении».

Г. И. Бушинский (1954) в своей монографии по литологии меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины подчеркивал, что порошковатый кальцит — одна из важнейших и в то же время загадочных составных частей мела и мергелей. Одним из первых, воспользовавшись методом электронной микроскопии, Г. И. Бушинский писал: «Под электронным микроскопом прекрасно видны контуры известковых частиц. Многие из них похожи на обломки кокколитов и форамминифер». В то время метод реплик еще не был достаточно разработан, и Г. И. Бушин-

скому пришлось пользоваться несовершенным «теневым методом», дающим лишь непрозрачные тени от объекта исследования. Однако его предположение оказалось правильным, как было установлено впоследствии нашими электронномикроскопическими исследованиями (Шуменко, 1962, 1963, 1964, 1967, 1969) меловых пород Восточной Украины и области КМА.

Несмотря на то что в большинстве последних советских работ по литологии и петрографии осадочных пород (Теодорович, 1958; Швецов, 1958; Страхов, 1960; Рухин, 1961; Логвиненко, 1967) мел в целом рассматривается как органогенное образование, по поводу происхождения его наиболее тонкодисперсной составляющей высказываются разные взгляды. В частности, в «Основах литологии» Л. Б. Рухина (1961) сказано, что порошковатый кальцит образуется, вероятно, путем химического осаждения извести и частично при разрушении органических остатков. В «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород» автор главы о карбонатных породах В. Н. Доминиковский (1958) по поводу образования микрозернистого кальцита мела наряду с органогенной гипотезой счел необходимым привести точку зрения Николеско, согласно которой эта часть мела образовалась в результате выпадения кальцита из кремнево-карбонатного коллоидного раствора. Эта точка зрения, по сути дела, перекликается с физико-химическими представлениями (Горькова и др., 1962), согласно которым аморфный кремнезем или продукт его взаимодействия с карбонатами — силикаты кальция — образуют на поверхности частиц мела пленки, обусловливающие все специфические свойства мела, в частности его слабую цементацию.

Противоречивость взглядов на природу порошковатого кальцита побудила авторов соответствующих выпусков справочника для геологов-производственников «Требования промышленности к качеству минерального сырья» охарактеризовать мел как «...переходную разновидность от органогенных известняков к известнякам химического происхождения» (Иванов, 1946; Борзунов, 1962).

В ряде последних зарубежных сводок, переведенных на русский язык под редакцией видных советских геологов, происхождение тонкодисперсной карбонатной составляющей даже в писчем мелу ошибочно рассматривается как биохимическое или химическое (Данбар, Роджерс, 1962; Мильнер, 1968; Милло, 1968; Хуан, 1965). Такая же генетическая характеристика дается для мела в последнем учебном пособии для вузов по неметаллическим ископаемым (Дыбков и др., 1969).

И, наконец, обратившись к самым последним специальным монографиям, в которых рассматриваются состав и условия образования меловых отложений в пределах Русской платформы или ее обрамления, мы сталкиваемся опять с противоречивой трактовкой природы тонкодисперсной части мела и мелоподобных пород. Так, Ю. Г. Копысов (1968), как и Г. И. Бушинский применявший «теневой метод» электронной микроскопии, считает, что порошковатый кальцит мела Восточной Белоруссии — кокколитового происхождения.

В коллективной монографии по меловым отложениям Западной Украины (Пастернак и др., 1968) Ю. Н. Сеньковский, описавший основные типы пород, отмечает, что количество кокколитофорид в мелоподобных известняках — 20—50%, в мелу кокколиты многочисленны; о содержании кокколитов в других типах известняков и мергелей в работе ничего не сказано. В литологической монографии по меловым отложениям Мангышлака (Климова и др., 1969) авторы пришли к такому выводу: «Поскольку большинство изученных шлифов указывает на преобладание в меле тонкокристаллического кальцита, а не органогенного материала, мы отнесли его к типу хемогенных известняков».

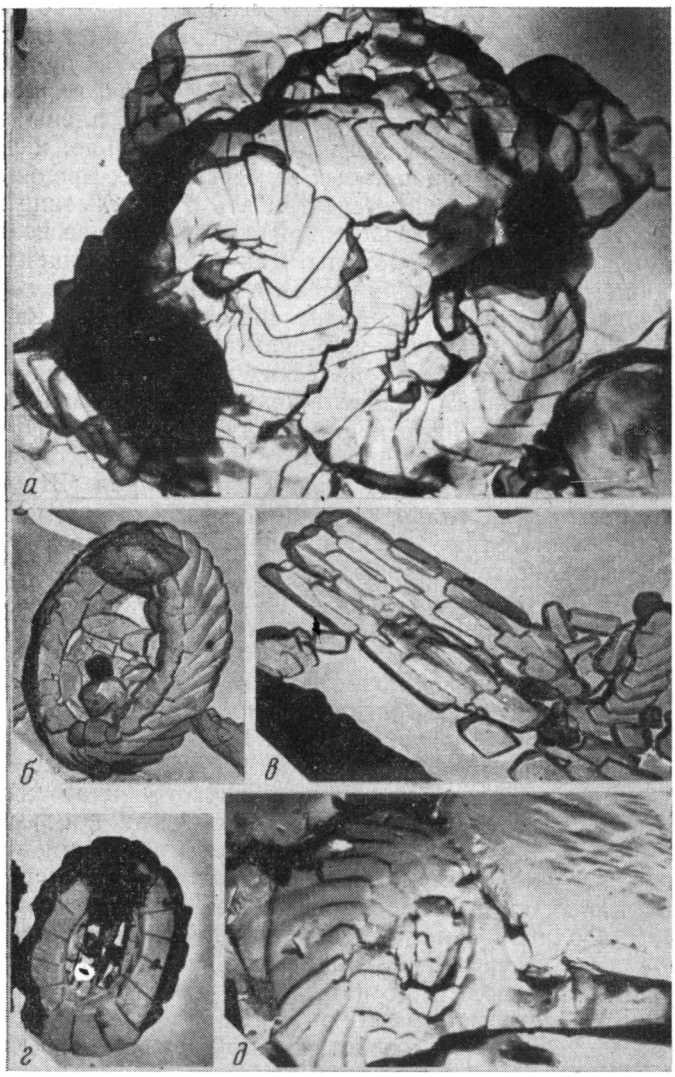
Последняя цитата, на наш взгляд, очень точно отражает ход рассуждений если не всех, то большинства сторонников химического или

биохимического происхождения мела и мелоподобных пород. Действительно, очень часто порошковатый (микрозернистый, пелитоморфный) кальцит в этих породах преобладает. Отдельные его частицы столь малы (доли микрона), что самые лучшие световые микроскопы вследствие недостаточной разрешающей способности бессильны выявить какие-либо особенности их морфологии (а следовательно, и природы) не только в шлифах, но и в порошковых иммерсионных препаратах. Однако этот факт может лишь свидетельствовать о неприменимости метода изучения к данному объекту исследования, но никак не позволяет хотя бы косвенно судить о генезисе породы. Как видно из вышеприведенного, решение проблемы происхождения мела и мелоподобных пород сводится к расшифровке природы наиболее тонкодисперсной их составляющей. Совершенно очевидно, что для решения этой задачи невозможно обойтись без электронномикроскопических методов исследования.

Методика исследования. Меловые породы изучались нами в основном методом электронномикроскопических углеродных реплик. Применявшийся метод описан Г. С. Грицаенко и др. (1961), однако его приходилось модифицировать для различных типов пород (Шуменко, 1962). При исследовании таких слабосцементированных пород, как мел и мелоподобные платформенные мергели, применялись самооттеняющиеся углеродные реплики с порошковых препаратов. В этом случае качество препаратов в значительной мере зависит от дезинтеграции исходной породы и полноты удаления некарбонатных примесей. Наиболее эффективный метод диспергации для таких пород — ультразвуковая обработка. Нами с успехом использовался ультразвуковой диспергатор УЗДН-1 с частотой облучения 15 *гц*. Мягкие разности мела можно препарировать сухим способом с помощью мягкой кисточки (Самотин, 1964). Плотные перекристаллизованные разности мела, а также меловые известняки исследовались нами с помощью двухступенчатых целлюлозно-углеродных реплик со свежих сколов породы. Как показал опыт, при массовых исследованиях оттенение тяжелыми металлами вовсе не обязательно, поскольку хорошие результаты достигаются за счет оптимальной толщины напыляемой углеродной пленки. Ввиду того что при растворении даже в слабой соляной или уксусной кислоте прилипших частичек карбонатов углеродная пленка легко разрывается, целесообразно эту операцию производить до напыления углерода.

Нами было изучено около 100 образцов различной степени карбонатности (от мела до известковистых глин) различного возраста (от сеномана до дания) из меловых отложений различных районов Украины, области КМА, Белоруссии, Поволжья, Эмбы, Кавказа и Крыма, а также отдельные образцы из Дании. Для сравнения были изучены также представители некоторых меловых фораминифер, а также препараты искусственно полученного хемогенного $CaCO_3$.

Результаты исследования. Прежде всего следует отметить, что в изученных породах было обнаружено большое разнообразие рабдолитов и кокколитов — фрагментов кокколитофорид. В настоящее время известно более 150 видов меловых кокколитов, и большинство из них было встречено нами в исследованных образцах. В некоторых горизонтах встречаются даже целые панцири организмов — коккосферы (фиг. 1, *а*), однако такие случаи довольно редки и, по-видимому, указывают на особо благоприятные условия осадконакопления. Около 20 видов кокколитов могут быть названы основными породообразователями позднего мела, поскольку они или их фрагменты встречаются буквально в каждом исследуемом препарате. Не будем останавливаться на характеристике этих видов, отметим лишь их удивительное морфологическое разнообразие. Некоторые из этих видов-породообразователей показаны на фигурах 1, *а* — *д*, 2, *а*, *б*, 3, *а*. Как видно на фотографиях, кальцитовые кристаллиты, слагающие кокколит, могут быть весьма различными по

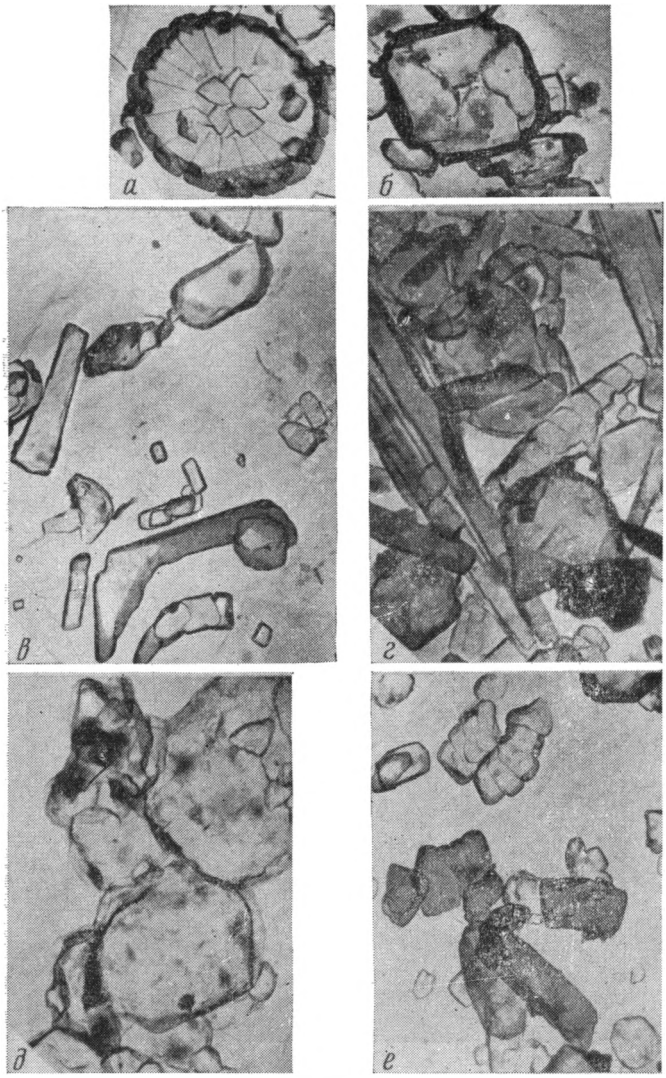


Фиг. 1

а — целая коккосфера *Coccolithus barnesae* (Black) из туронского мела г. Изюм, ×12000; *б* — *Zygolithus diplogrammus* Defl. из туронского мела, Стойленского месторождения КМА, ×13 500; *в* — распадающийся рабдолит *Microrhabdulus decoratus* Defl., там же, ×13 500; *г* — *Deflandrius cretaceus* (Arkh.) из маастрихтского мела г. Зимогорье, Донбасс, ×12 000; *д* — *Coccolithus barnesae* (Black) в туронском известняке Дагестана, ×12 000

размерам и очертаниям. Обычно эти структурные элементы не более 1 *мк* и чаще всего измеряются его десятыми долями. Наиболее часты кристаллиты в форме неправильных, округлых параллелепипедов, гранул, пластинок и уплощенных ромбоэдров. Нередки элементы и более сложной конфигурации. Во всех изученных нами образцах порошковатого кальцита наблюдались именно такие частицы, причем за редким исключением они составляют подавляющее большинство тонкодисперсной составляющей пород.

На фиг. 2, *в*, *г*, *е*, 3, *б* — *д* показаны некоторые из изученных образцов. На фиг. 4, *а*, *в* иллюстрируется ультратонкая структура планктонной и бентосной форм меловых фораминифер. Полученные нами данные, а также электронномикроскопические исследования за рубежом (Towe,

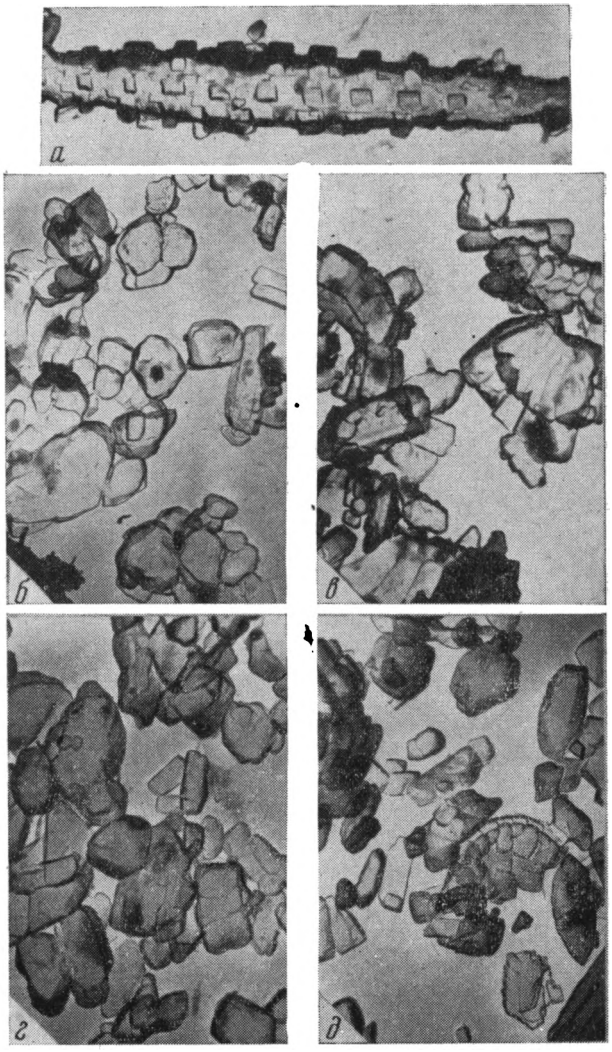


Фиг. 2

а — *Discorhabdus cruciatus* (Bukry) из маастрихтского мела г. Сумы, ×8000; *б* — условно относимый к кокколитофоридам *Tetralithus copulatus* Defl. из коньякского мела района г. Славянска, Донбасс, ×10 500; *в* — порошковатый кальцит нижнетуронского мела Стойленского месторождения КМА, ×10 000; *д* — порошковатый кальцит туронского мела из Кричева, БССР, ×10 000; *д* — порошковатый кальцит из туронского мела района г. Амвросиевка, УССР, ×10 000; *е* — порошковатый кальцит коньякского мела из района с. Славяносербск, Донбасс, ×9000

Cifelli, 1967) показывают, что для фораминифер характерные своеобразные гранулированные волокнистые, спутанно-игольчатые и другие структуры, резко отличные от структур кокколитов. В некоторых сравнительно редких образцах «грубого фораминиферового» или «иноцерамово-фораминиферового» мела наблюдалось значительное содержание округлых гранул в 1—2 *мк* (фиг. 2, *д*), которые, по всей вероятности, и являются фрагментами фораминифер. Однако даже в таких образцах содержание явных обломков кокколитов редко опускается ниже 50%.

В отличие от частичек порошковатого кальцита хемогенный $CaCO_3$ (фиг. 4, *г, д*) имеет форму изометрических ромбоэдров и, как правило, характеризуется двойниковыми сростаниями и прорастаниями, а так-



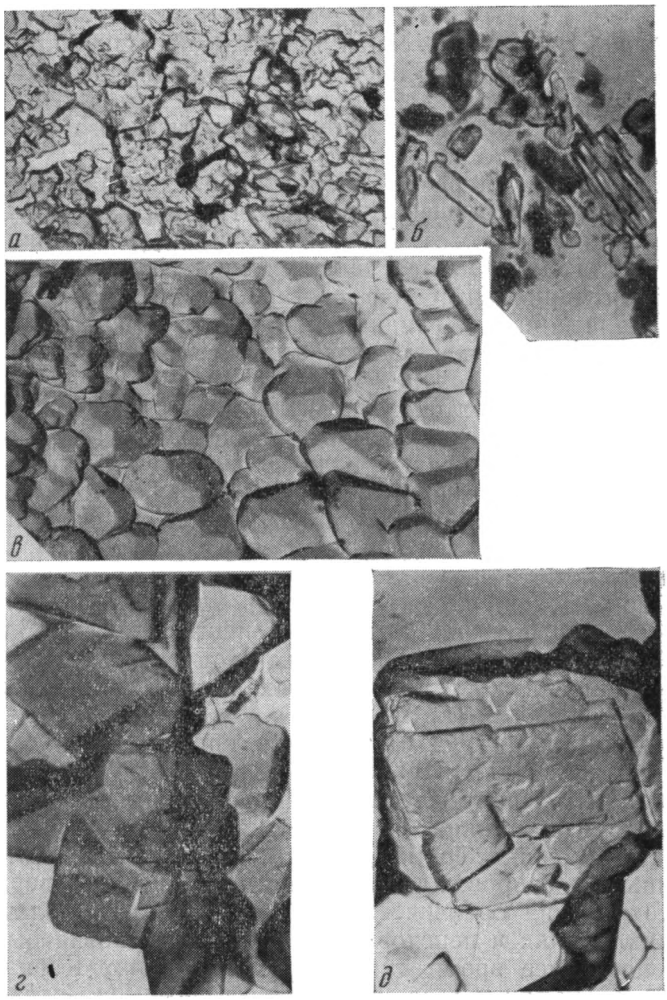
Фиг. 3

а — рабдолит *Microrhabdulus belgicus* Hay et Towe из коньякского мела района г. Сумы, ×9000; *б* — порошковатый кальцит сантонского мелоподобного мергеля района г. Зимогорье, Донбасс, ×10 000; *в* — порошковатый кальцит кампанского мела, г. Белгород, ×11 000; *г* — порошковатый кальцит маастрихтского мела, г. Ульяновск, ×11 000; *д* — порошковатый кальцит маастрихтского мела района г. Сумы, ×9000

же незакономерными сростками. Кристаллы, подобные искусственно полученному хемогенному кальциту, в меловых породах нами не наблюдались. Точно так же не было сколько-нибудь явных признаков образований типа оолитов.

Таким образом, можно считать, что порошкообразный (микрозернистый[1]) кальцит исследованных меловых пород из платформенных отложений с размером частиц 1 *мк* и менее в подавляющем большинстве случаев состоит на 90—98% из фрагментов кокколитофорид, 2—10% представлено фрагментами фораминифер, проблематическими органическими образованиями и редкими зернами вторичного кальцита.

[1] В связи с тем, что форма мельчайших частиц кальцита в меловых породах (как, вероятно, и в других известняках) резко отличается от глинистых, термин «пелитоморфный» представляется нам весьма неудачным.



Фиг. 4

а — структура поверхности раковины бентосной фораминиферы рода *Giroidinoides*, ×10 000; *б* — порошковатый кальцит маастрихтского мергеля р. Эмбы (Асан-Кота), ×6000; *в* — структура поверхности раковины планктонной фораминиферы из рода *Gübmelina*, ×10 000; *г*, *д* — искусственно осажденный хемогенный $CaCO_3$, ×7000

В целом же карбонатная составляющая платформенных меловых пород от известковых глин до писчего мела на 65—95% состоит из кокколитов и их фрагментов. Остальные 5—35% приходятся на долю фрагментов фораминифер и макрофауны (главным образом иноцерамов) в фораминиферовых, детритовых и детритово-фораминиферовых разностях. Судя по опубликованным, правда фрагментарным данным (Noel, 1967; Hancock, Kennedy, 1967), сходный состав и генезис имеет порошковатый кальцит из меловых отложений Франции и Англии.

Что же касается меловых известняков геосинклинальных областей, то здесь количественную оценку породообразующей роли кокколитофорид произвести трудно, поскольку порошковатый кальцит в той или иной степени претерпел перекристаллизацию. Тем не менее обилие кокколитов в некоторых меловых известняках Кавказа (фиг. 1, *д*) дает основание утверждать, что эти известняки — аналоги платформенного мела, и роль кокколитофорид как породообразователей была здесь столь же велика, как и на платформах.

* * *

Установление планктоногенной природы порошкообразного кальцита и подтверждение органогенного происхождения меловых пород в целом имеет весьма существенное значение как для палеогеографии, так и для правильного понимания процессов аутигенного минералообразования в мезозое.

Ж. Милло (1968), например, рассматривая минералогию меловых отложений Парижского бассейна, считает, что как карбонаты, так и глинистые минералы являются хемогенным новообразованием в условиях аридного климата. Отсюда делается заключение о почти мономинеральном (монтмориллонитовом) составе глинистых минералов мела. Последние данные как по глинистым, так и по карбонатным минералам требуют существенного пересмотра этой концепции.

Несмотря на то что порошковатый кальцит на рассмотренной территории всюду имеет планктоногенную природу, степень его дисперсности в меловом разрезе может испытывать существенные колебания: в одних горизонтах резко преобладают целые кокколиты и даже встречаются коккосферы, в других основную массу составляют тончайшие кокколитовые фрагменты. Несомненно, что это может существенным образом проявиться в изменении физико-химических показателей пород и технологических свойств цементного сырья при постоянстве химического состава и кажущейся петрографической однородности (при обычной микроскопии). С позиций планктоногенного генезиса очень трудно обосновать появление на карбонатных частицах гипотетических кремневых или силикатных пленок, которых, кстати, нам нигде не удалось наблюдать.

В последнее время ряд сторонников органогенного происхождения нефти и газа высказали предположение, что высококарбонатные отложения могут быть нефтематеринскими. В этой связи меловые отложения, как планктоногенная формация, заслуживают самого серьезного внимания. На платформах, где осадконакопление было относительно медленным и сопровождалось многочисленными перерывами, условия для сохранения органической массы были мало благоприятными, но в геосинклиналях и передовых прогибах обстановка была иной. Открытые в последнее время в меловых отложениях Кавказа и Крыма месторождения нефти и газа могут быть генетически связаны с массами кокколитового микропланктона.

Дальнейшие исследования в этом направлении представляются нам весьма нужными и перспективными.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России.— Материалы для геологии России. 1912, т. 25.

Борзунов В. М. Мел.— В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1954, вып. 156.

Горькова И. М., Душкина Н. А., Окнина Н. А., Рябичева К. Н., Сафохина И. А., Чепик В. Ф. Природа прочности и деформационные особенности мела и некоторых мелоподобных пород.— Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. М., изд-во АН СССР, 1962, т. 43.

Грицаенко Г. С., Рудницкая Е. С., Горшков А. И. Электронная микроскопия минералов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Гуров А. В. Первое артезианское бурение на подмеловые воды в Харькове.— Тр. О-ва испыт. природы, Харьк. гос. ун-т, изд-во Харьк. ун-та, 1886, т. 20.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Доминиковский В. Н. Известково-магнезиальные карбонатные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Дыбков В. Ф., Карякин А. Е., Никитин В. Д., Таширинов П. М. Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.

Иванов А. И. Мел.— В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 6. М., Госгеолиздат, 1946.
Климова Л. Т., Макарова Л. Н., Тихомирова Г. И. Литология и фации верхнемеловых отложений Мангышлака. М., «Наука», 1969.
Копысов Ю. Г. Мергельно-меловые породы востока Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1968.
Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967.
Милло Д. Геология глин. М., «Недра», 1968.
Мильнер Х. Петрография осадочных пород. М., «Недра», 1968.
Пастернак С. І., Гаврилишин В. І., Гинда В. А., Коцюбинський С. П., Сеньковський Ю. М. Стратиграфія і фауна крейдових відкладів заходу України. Киев, «Наукова думка», 1968.
Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. II. Госгеолиздат, 1952.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. II. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
Рухин Л. Б. Основы литологии. М.— Л., Гостоптехиздат, 1961.
Самотин Н. Д. Методика сухого препарирования порошкообразных и землистых минералов для электронно-микроскопических исследований.— Зап. ВМО, Л., «Наука», 1964, ч. 93, вып. 2.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, ч. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Хуан У. Т. Петрология. М., «Мир», 1965.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Шуменко С. И. Применение метода электронномикроскопических реплик к изучению верхнемеловых *Coccolithophoridae*.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2.
Шуменко С. И. О некоторых инженерно-геологических свойствах мергельно-меловых пород и их структурных особенностях.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
Шуменко С. И. О текстурно-структурной характеристике верхнемеловых отложений Белгородской области КМА.— В кн.: Материалы по литологии и палеонтологии Левобережной Украины. Харьков, Изд-во ХГУ, 1964.
Шуменко С. И. Электронно-микроскопическое изучение кокколитофорид.— В кн.: Ископаемые водоросли СССР. М., «Наука», 1967.
Шуменко С. И. Кокколиты, их геологическое значение и изученность.— Сов. геология, 1969, № 6.
Cayeux L. Contribution à l'etude micrographique des terrains sedimentaires. II. Craie du Bassin du Paris. Soc. Géol. du Nord Annales 4, 2. 1897.
Hancock J. M., Kennedy W. J. Photographs of hard and soft chalks taken with a scanning electron microscope. Proc. Geol. Soc. London, 1643, 1967.
Noel D. Etude des roches carbonatées par répeiques de surface examinées au microscope électronique. C. R. Acad. Sci. Paris, 264, 1967.
Sujkowski Z. Petrografja Kredy Polski. Sprawozd. Polsk. Inst. Geol., 6, 3, 1931.
Towe K. M., Cifelli R. Wall ultrastructure in the calcareous foraminifera. Crystallographic aspects and a model for calcification. J. Paleontol. v. 41, No. 3, 1967.

Харьковский госуниверситет

Дата поступления
4.XI.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 553.495

ИЗМЕНЕНИЯ УГЛЕКИСЛО-БИТУМНОГО ТИПА НА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПЛАСТОВОЙ КИСЛОРОДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

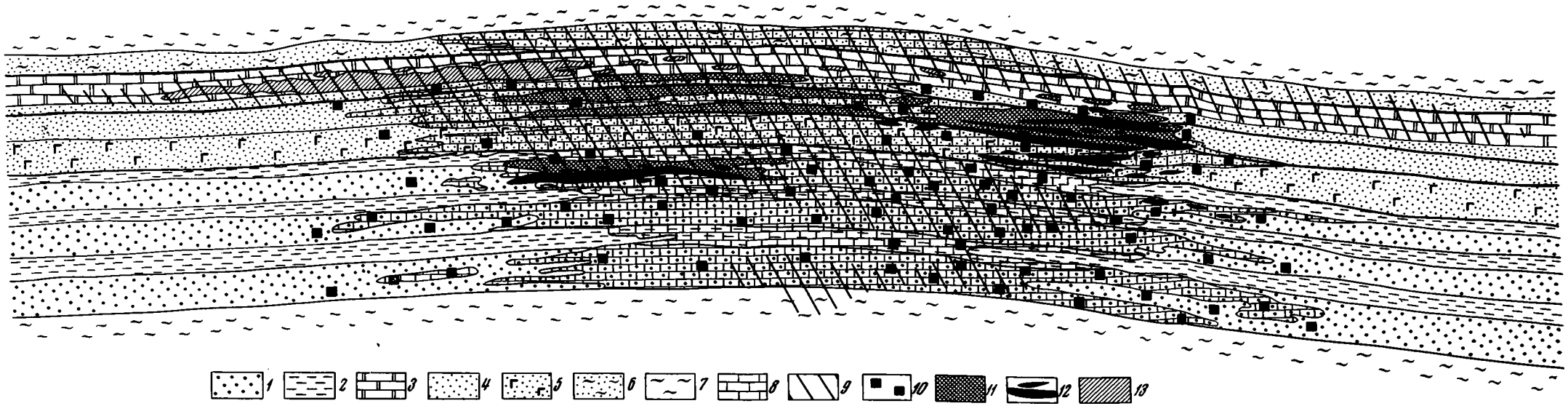
В. Н. ЩЕТОЧКИН

На месторождениях пластовой кислородной зональности установлены и изучены эпигенетические изменения рудовмещающих пород (битумизация, пиритизация, карбонатизация и др.), характеризующиеся пластово-трещинными формами проявления. Данные изменения, названные изменениями углекисло-битумного типа, формировались стадийно и с участием больших масс углекислоты и восстановителей. В структурном отношении изменения тяготеют к погружениям антиклинальных структур и обнаруживают отчетливую связь с разрывными нарушениями. Формирование изменений углекисло-битумного типа обусловлено воздействием на породы восходящих термальных растворов, прерывисто поступавших в водоносные горизонты по разрывным нарушениям. Картированием установлено, что урановое оруденение, локализуясь на выклинивании зон пластового окисления, тесно пространственно связано с участками интенсивного развития изменений углекисло-битумного типа. За пределами этих участков зоны пластового окисления практически безрудны или сопровождаются убогим оруденением. Это обстоятельство необходимо учитывать при поисках и прогнозировании месторождений пластовой кислородной зональности. На площадях развития зон пластового окисления наиболее интересными и первоочередными следует считать участки антиклинальных структур, осложненные разрывными нарушениями.

Урановое оруденение месторождений пластовой кислородной зональности залегает в сероцветных водопроницаемых отложениях и приурочено к границам выклинивания зон пластового окисления. Рудовмещающими являются типично платформенные гравелито-песчано-глинистые осадки различных генетических типов: аллювиальные, пролювиальные, озерно-болотные, морские мелководные и прибрежные. Проницаемые, преимущественно песчаные пласты, ограниченные алеврито-глинистыми прослоями, образуют водоносные горизонты, по которым инфильтруются кислородсодержащие воды областей питания. При взаимодействии этих вод с породами формируется пластовая кислородная зональность, представленная тремя основными зонами: пластового окисления, оруденения и сероцветных зарудных пород. В разрезе рудные тела имеют форму роллов, облекающих с внешней стороны окисленные породы. Различные формы роллов пластообразных эпигенетических месторождений урана впервые описал Д. Р. Шоу (1958).

По мнению большинства исследователей, изученные нами месторождения относятся к экзогенно-инфильтрационному типу и формируются кислородными напорными водами в зонах восстановительного геохимического барьера (Германов, 1960; Каширцева, 1963, 1964; Батулин и др., 1965). Эти представления легли в основу наиболее общих поисковых критериев.

Практически необъясненной оставалось прерывистость оруденения по простиранию границ зон пластового окисления. Несмотря на то, что



Фиг. 1. Схематический разрез участка интенсивной карбонатизации

1 — отложения русла крупной реки — пески серые с углефицированными древесными остатками и пиритом; *2* — отложения поймы крупной реки — глины и алевролиты серые с углистым детритом и пиритом; *3* — отложения слабоосолоненной лагуны — доломиты светло-серые с остатками раковин пелеципод; *4* — морские отложения зоны отмели — пески светло-серые, безжелезистые, слабоизвестковистые; *5* — морские отложения зоны донных течений — пески зеленовато-серые с глауконитом; *6* — морские отложения зоны волнового взмучивания; глинистые песчаники темно-серые; *7* — отложения зоны моря со спокойным гидродинамическим режимом — глины глубовато-серые, гидрослюдистые с сидеритом и лептохлоритом; *8* — карбонатизация; *9* — битумизация; *10* — пиритизация; *11* — окремнение; *12* — каолинизация; *13* — кальцитизация доломитов

повышенные концентрации урана развиты вблизи указанных границ довольно широко, богатое урановое оруденение отмечается лишь на отдельных узколокальных участках, обычно в связи с определенными структурными элементами.

К выяснению причин этой локальности исследователи пытались подойти различными путями: от картирования фаций рудовмещающих пород и развитых в них зон пластового окисления до детального изучения рудоконтролирующей кислородной зональности (Батулин и др., 1965). При этом выяснилось, что ограниченность оруденения не может быть удовлетворительно объяснена ни первичными геохимическими особенностями вмещающих пород, ни спецификой развития окислительного процесса.

Позднее в рудовмещающих отложениях были обнаружены эпигенетические изменения пород (карбонатизация, пиритизация, битумизация и др.), названные нами изменениями углекисло-битумного типа. Впервые внимание к ним привлек Е. А. Головин (Батулин и др., 1965), высказавший предположение об определяющей роли этих образований в локализации уранового оруденения. Формирование изменений генетически связывалось с процессами анаэробного окисления былых залежей углеводородов.

В последнее время широко распространилась гипотеза, согласно которой многие экзогенные инфильтрационные месторождения урана формируются в ходе разрушения нефтяных и газовых скоплений (Смирнов, Щербаков, 1957; Рассел, 1959; Германов, 1961; Холодов и др., 1961; и др.). В общем виде подобная гипотеза высказывалась и применительно к месторождениям пластовой кислородной зональности.

В связи с обнаружением эпигенетических изменений углекисло-битумного типа, предположительно связываемых с процессами анаэробного окисления былых залежей нефти и газа, возник ряд новых вопросов, решение которых могло существенно дополнить историю месторождений пластовой кислородной зональности. Наиболее актуальным представлялось изучение минеральной ассоциации, структурной и литологической приуроченности, распространенности и генезиса указанных новообразований, а также пространственных соотношений с ними уранового оруденения. Основные результаты исследований, проводившихся в плане этих задач, кратко изложены в настоящей статье.

В работе широко использованы различные варианты минералого-геохимического картирования на площади и в разрезе. Параллельно применялись необходимые методы установления возрастных взаимоотношений и изучения вещественного состава пород.

Изменения углекисло-битумного типа проявились в интенсивной карбонатизации, пиритизации, окремнении, каолинизации и битумизации вмещающих пород.

Карбонатизированные тела в рыхлых песчано-глинистых отложениях имеют форму линз и столбов. Наиболее полно и многообразно изменения представлены на участках максимального скопления карбонатного материала. В частности, здесь, как правило, наиболее обильны битумопроявления и пиритизация; такие же новообразования, как каолинит и минералы кремнезема, практически не выходят за пределы карбонатизированных пород. Ассоциация этих изменений и их положение в разрезе иллюстрируются профилем по одному из таких участков (фиг. 1).

Карбонаты цементируют песчаные отложения различных литогенетических и геохимических типов. Они захватывают пиритсодержащие песчаные осадки аллювиальной равнины, морские глауконитовые и безжелезистые пески и алеврито-глинистые песчаники, образуя единое секущее тело. Глинистые водоупорные прослои здесь также интенсивно карбонатизированы. Карбонатизация в них развивается от контактов с

песчаниками к центру водоупора и часто захватывает его на всю мощность. Первично карбонатные породы, представленные в основном доломитами с обильной морской фауной, на данном участке интенсивно перекристаллизованы и кальцитизированы. Новообразованные карбонаты представлены доломитом и кальцитом. Они распределены неравномерно, пятнисто и не обнаруживают какой-либо связи с определенными стратиграфическими горизонтами. Доломит резко преобладает в центре

Фиг. 2. Интенсивная коррозия обломочного зерна полевого шпата доломитовым цементом песчаника

×1160, ник.+

участка интенсивной карбонатизации, кальцит — по периферии его. Помимо карбонатов, играющих роль цемента породы, на участке отмечаются и более поздние их генерации в виде выполнения трещин отрыва и пустот выщелачивания.

Доломит I представлен мозаичным агрегатом зерен неправильной, грубо изометрической формы. Для мелкозернистых разностей иногда характерна отчетливая ромбическая структура. Доломит I обычно слагает цемент песчаников или развивается по глинистым участкам разреза, замещая первичные гидрослюды. Обломочные зерна кварца и полевых шпатов в таких породах интенсивно корродированы карбонатным цементом (фиг. 2).

Доломит II выполняет пологие трещины отрыва и пустоты выщелачивания в доломите I. Представлен крупными кристаллами с хорошо выраженными крустификационными или зональными структурами.

Кальцит I встречается в виде средне- и крупнозернистых масс, состоящих из зерен неправильной, иногда слегка удлиненной формы. В песчаниках цементация базально-поровая, местами поровая. Для крупнозернистых разностей характерен пойкилокластический тип срастания кальцита и обломочных зерен. Как и доломит I, кальцит I выполняет поры песчаников, замещает слюдисто-глинистые компоненты осадков и интенсивно корродирует обломочные зерна полевых шпатов и кварца. Внутри доломитизированных пород кальцит I встречается в виде прожилков, секущих и местами брекчирующих доломитовый (I) цемент песчаников (фиг. 3).

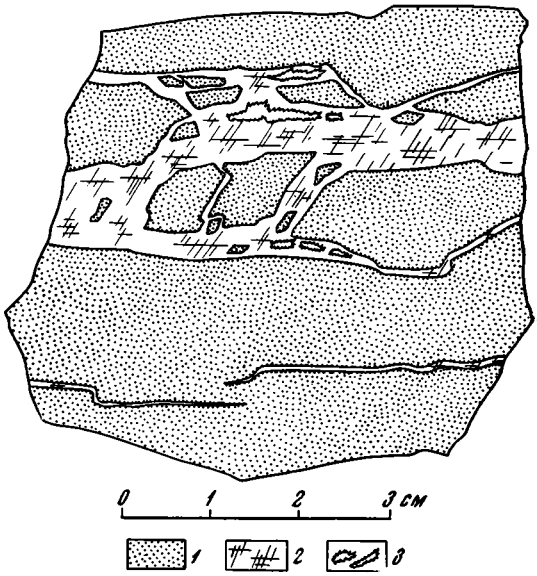
Кальцит II — крупнозернистый, прозрачный, иногда желтоватого цвета. Слагает редкие прожилки и жеодки в кальцитизированных (I) песчаниках.

Рассмотренные взаимоотношения и особенности пространственного распределения минералов свидетельствуют о наложенной, эпигенетической природе карбонатизации.

Явления каолинизации и окремнения пород развиты чрезвычайно локально, главным образом на участках интенсивной карбонатизации. В разрезе окремнение и каолинизация фиксируются в разных горизонтах, захватывая несколько стратиграфических интервалов.

Для *зоны окремнения* характерны крепкие кремнистые песчаники. Среди них выделено несколько генераций и разностей новообразованного кремнезема.

Кремнезем I представленный кварцем, халцедоном и реже опалом, играет роль цемента песчаников, а также замещает обломочные зерна пород. Довольно часто встречаются длинноволокнистые разности собственно халцедона и кварцина, обычно с отчетливым радиально-лучистым строением. В ряде случаев окремненные песчаники интенсивно брекчированы с последующей цементацией обломков кремнезема I доломитом I (фиг. 4). Все остальные генерации карбонатов также встречаются здесь в виде секущих прожилков.



Фиг. 3. Взаимоотношения доломита I и кальцита I (зарисовка штуфа)

1 — песчаник с доломитовым (I) цементом; *2* — кальцит *I*; *3* — пустотки

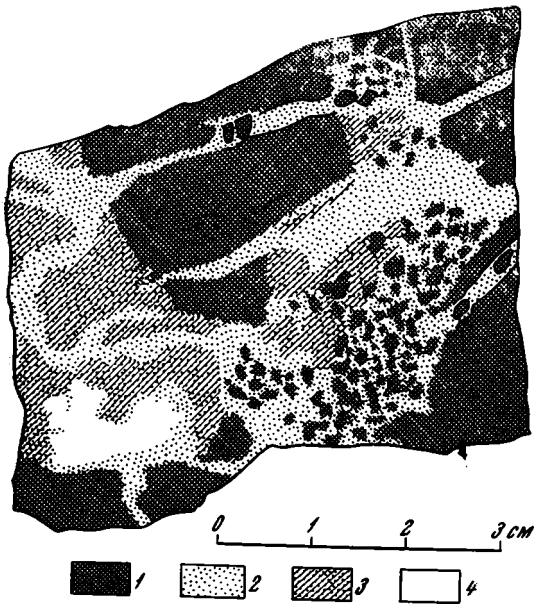
Кремнезем II — массивный халцедонизированный опал. Совместно с доломитом I выполняет субгоризонтальные широкие трещины отрыва в песчаниках, сцементированных кремнеземом I.

Кремнезем III представлен серовато-прозрачным кварцем. Встречается в доломитизированных песчаниках в виде мелких вторичных жеодок и тонких прожилков совместно с кальцитом I.

Зона каолинизации, как правило, локализуясь в разрезе несколько ниже окремнения (кремнезем I), тесно пространственно связана с ним. Она характеризуется развитием линз и гнезд песчаников на белом каолиновом цементе и реже — сплошного белого каолинита. В каолиновой массе часто отмечается примесь алунита. Присутствие его доказывается повышенным содержанием сульфатной серы, избытком глинозема, рентгено-структурным и термическим анализом. Каолинизированы преимущественно глинистые и полевошпато-слюдистые компоненты осадочных пород. Каолинизация песчаников, очевидно, происходила почти одновременно с формированием кремнезема I, поскольку между указанными новообразованиями обычно существует тесная пространственная связь и отсутствуют какие-либо секущие взаимоотношения. На контактах с карбонатизированными породами устанавливаются следы замещения каолинитовой массы ромбическим доломитом и другими карбонатами.

Пиритизация находится в тесной пространственной связи с карбонатизацией. В рудовмещающих отложениях пирит распространен довольно

широко. На обширных площадях, удаленных от очагов эпигенетической карбонатизации, в распределении пирита наблюдается четкая связь с первичными особенностями осадков. Так, литологические разности пород, обогащенные углистым детритом, как правило, характеризуются повышенными содержаниями пирита. Это прежде всего пойменные и припойменные алеврито-глинистые осадки, а также в несколько меньшей степени русловые и прирусловые пески ($Fe_{пир}$ в песках в среднем $\approx 0{,}4\%$). Осадки, лишенные углистого вещества (морские глауконитовые и безжелезистые пески), чрезвычайно бедны пиритным железом (обычно $Fe_{пир} \leqslant 0{,}2\%$). Подобная корреляция первичных особенностей пород и пирита несомненно отражает его унаследованную, диагенетическую природу.



Фиг. 4. Брекчия (зарисовка штуфа)

1 — песчаник с кремнистым цементом (кремнезем I); *2* — доломит I или песчаник с доломитовым (I) цементом; *3* — песчаник с доломитовым (I) цементом и реликтами окремненного песчаника; *4* — халцедонизированный опал (кремнезем II)

На участках карбонатизации и в непосредственной близости от них содержания пирита в породах резко повышены. Здесь интенсивно пиритизирован весь разрез водоносного комплекса, независимо от первичных признаков осадков. Содержания сульфидного железа в карбонатизированных породах часто достигает 1% и более. Эти данные позволяют считать, что на участках карбонатизации имела место значительная эпигенетическая добавка пирита. По формам выделения и физическим свойствам эпигенетический пирит практически неотличим от первичного диагенетического. Определенные особенности генетически различных групп дисульфидов устанавливаются по элементам-примесям. Для первичных дисульфидов железа обычно характерны следы Ge и Ga, содержащиеся также в обуглероженных растительных остатках вмещающих пород.

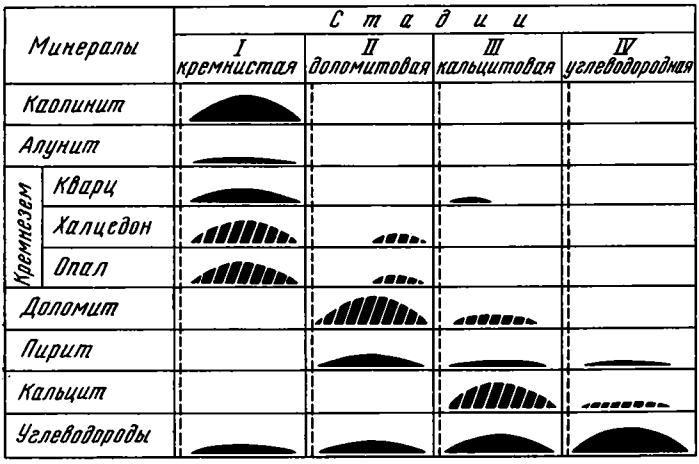
Среди эпигенетических пиритов на основании возрастных взаимоотношений и парагенных связей с эпигенетическими минералами углекисло-битумного процесса выделено несколько генераций.

Пирит I слагает основую массу эпигенетических дисульфидов железа. Встречается в виде выделений размером от сотых долей миллиметра до долей сантиметра, неравномерно рассеянных в доломитовом (I) цементе песчаников, а также совместно с доломитом I выполняет прожилки в первично-компетентных породах. Взаимоотношения пирита с доломитом I нечеткие, характеризуются взаимокоррозионными границами. В кальцитизированных песчаниках выделения пирита I отчетливо секутся кальцитом I по микротрещинкам.

Пирит II представлен теми же разностями, что и пирит I. Постоянно отмечается в массе кальцита I. С последним обнаруживает такие же взаимоотношения, как пирит I с доломитом I. В доломитизированных (I) песчаниках встречается в виде секущих прожилков, иногда совместно с кальцитом I.

Пирит III парагенен с кальцитом II. Обычно образует мономинеральные или сульфидно-кальцитовые прожилки, секущие кальцит I и пирит II.

Все генерации эпигенетического пирита отложены после дробления и брекчирования каолинизированных пород и кремнезема I.



Фиг. 5. Последовательность формирования минералов углекислобитумного процесса

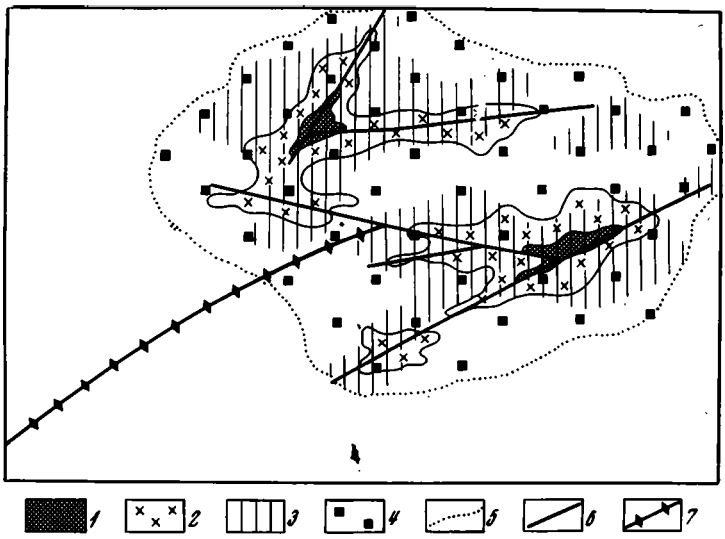
Пунктиром отмечены установленные явления дробления; толщина линз примерно отражает количественные отношения между минералами каждой стадии; минералы, в которых определен битум С, обозначены штриховкой

Для рассматриваемого комплекса изменений характерно постоянное присутствие *органического вещества,* представленного жидкими, растворимыми в хлороформе битумами, варьирующими по составу от маслянистого до смолисто-асфальтенового типа со всеми переходными разностями. Битумы отмечаются в рыхлых отложениях платформенного чехла и непосредственно под ними в метаморфизованных породах фундамента. В отдельных образцах содержания битумов колеблются от следов до нескольких процентов.

На участках карбонатизации распределение свободного органического вещества (битум А) отчетливо подчиняется проницаемости пород. Битумы отмечаются во всех литологических типах измененных и неизмененных осадков, пятнисто пропитывая их обычно по менее интенсивно сцементированным участкам, а также выполняя каверны выщелачивания и полости многочисленных трещин. Из сказанного следует, что инъекция основной массы наблюдаемого в настоящее время битума А произошла уже после эпигенетической литификации (скремнение, доломитизация, кальцитизация) рыхлых отложений.

В разрезе карбонатизированных пород несколько меняется соотношение форм проявления органического вещества. В верхней его части, обычно характеризующейся литологической неоднородностью и неравномерной литификацией, органическое вещество в изобилии встречается как в массе тектонически ненарушенной породы, так и в полостях трещин отрыва и скалывания. Для нижних частей разреза, где развиты однородные плотные карбонатные песчаники, основной формой проявления битумов становится трещинная. Углеводороды в трещинах почти всегда представлены более тяжелыми разностями, чем в массе прилегающей горной породы. Эти данные, очевидно, свидетельствуют о миграции битумов снизу вверх по системе трещин и о фракционировании их при инфильтрации в плотные вмещающие породы.

Помимо органического вещества, непосредственно извлекаемого из породы растворителями, в новообразованных минералах углекисло-битумного этапа (карбонаты, халцедон, опал) присутствует связанный битум С, выделение которого возможно лишь после разрушения кристаллической структуры минералов кислотами. Содержание битума С



Фиг. 6. Схема распространения изменений углекисло-битумного типа в плане

1 — окремнение и каолинизация; *2* — карбонатизация; *3* — битумизация; *4* — пиритизация; *5* — граница распространения изменений углекисло-битумного типа; *6* — разрывные нарушения; *7* — ось антиклинальной структуры

в пересчете на массу измененной породы (карбонатизированные, окремненные породы) колеблется в некоторых пределах, не превышая первых сотых долей процента. Связанное органическое вещество обусловливает флюоресценцию новообразованных минералов в ультрафиолетовом свете, сопровождающуюся остаточным свечением — фосфоресценцией. Фосфоресценция, как известно, обычно свойственна веществам с кристаллической решеткой, нарушенной незначительными примесями посторонних элементов или соединений (в нашем случае углеводородов). Наличие битумного органического вещества в решетке эпигенетических минералов свидетельствует о их кристаллизации в среде, содержащей углеводороды (Флоровская, Мелков, 1946; Флоровская, 1957). Таким образом, битум С в нашем случае может рассматриваться как закрепленный ореол ранее существовавшего здесь свободного битума А.

Последовательность формирования минералов углекисло-битумного процесса представлена на фиг. 5. Минералообразование происходило прерывисто и осуществлялось в несколько стадий. В целом изменения имеют восстановительный характер и сопровождаются привносом в породы больших масс органического вещества, сульфидов железа, углекислоты и других компонентов.

В случае проявления изменений среди первично окисленных отложений широкое развитие приобретают процессы редукции трехвалентного железа. Вследствие этого окраски проницаемых пород на ряде участков меняются от красной и желтой до серой и зеленовато-серой.

Сравнительное изучение химического состава основных типов измененных пород и их неизмененных аналогов, проведенное методом абсо-

лютных масс, позволило выявить основные геохимические особенности разных стадий процесса.

Для кремнистой стадии отмечается интенсивный вынос из пород CO_2, щелочных земель, щелочей, Al_2O_3, Fe, элементов группы Fe — Mn, Ni, Co, Cr, V, Mo. Обогащаются породы лишь P и Sr (до 1%), а также микроколичествами Sn (до 0,003%) и Cu (до 0,006%). В целом здесь характерны процессы кислотного выщелачивания (интенсивный вынос всех, даже слабых оснований) и замещение составляющих пород кислотофильными минералами: кремнеземом, каолинитом, алунитом.

В участки пород, преобразованные последующими доломитовой и кальцитовой стадиями, в большой массе привнесены CO_2, Ca, Mg, Fe, S сульфидная, а также некоторые количества Mn (0,3%), Mo (0,01%) и Sn (0,003%). Выщелочена лишь небольшая часть щелочей, кремнезема и глинозема, а из тяжелых маталлов — часть V и Cr. Доломитовая и кальцитовая стадии, в отличие от кремнистой, характеризуются резким преобладанием привноса и отложения оснований и некоторых тяжелых металлов, что, по-видимому, указывает на существенное понижение кислотности минерализующих растворов.

С углеводородной стадией не отмечается каких-либо заметных изменений в содержании основных компонентов пород. Как правило, фиксируется лишь обогащение их битумами и в небольшой степени пиритом и кальцитом, что, очевидно, свидетельствует о нейтральном или слабощелочном характере среды.

Таким образом, при рассмотрении процесса в целом устанавливается постадийная эволюция минерализующей среды от существенно кислой через углекислую до нейтральной или слабощелочной.

Картирование новообразований углекисло-битумного процесса на площади и в разрезе показало, что они образуют единый комплекс изменений пород, проявляющийся независимо от генетического типа осадков (аллювиальные, прибрежно-морские и пр.).

В проницаемых горизонтах тела измененных пород обычно имеют линзовидную, столбообразную и пластообразную форму; в водоупорных и компетентных толщах (в том числе и метаморфизованных породах фундамента) преобладают прожилковые и жильные формы минерализации.

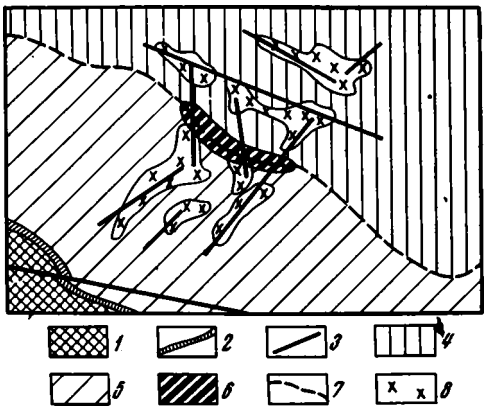
В структурном отношении образования углекисло-битумного процесса тяготеют к периклинальным погружениям постседиментационных положительных структур и контролируются альпийскими разрывными нарушениями (фиг. 6). С пликативными структурами, не нарушенными или слабо нарушенными дизъюнктивами, связь обычно не устанавливается.

Стадийность изучаемого процесса, выразившаяся в формировании разных парагенетических ассоциаций минералов, разделенных во времени тектоническими подвижками, тяготение эпигенетических изменений к зонам разломов, присутствие минералов углекисло-битумного процесса по трещинам и кавернам в метаморфизованных породах палеозойского фундамента, а также некоторые другие особенности свидетельствуют о том, что проявление и эволюция изученных образований отражают определенные фазы (стадии) в развитии альпийской трещинной тектоники. По данным гомогенизации газово-жидких включений кварца и карбонатов, изменения формировались при повышенных (для данной глубины) температурах, как правило, превышающих 120°.

Вскрытые закономерности позволяют по-новому интерпретировать генезис изменений углекисло-битумного типа. Формирование их, по всей вероятности, связано с восходящими термальными водами, прерывисто поступавшими в водоносные горизонты по разрывным нарушениям и менявшими свой состав и другие параметры во времени.

За пределами рудных залежей, локализованных на границе сероцветных и пластовоокисленных пород, новообразования углекисло-битумного процесса неурановоносны. Как показали результаты обработки перлово-люминесцентных определений, в эпигенетически преобразованных породах характер распределения и количество урана остаются примерно такими же, как и в их неизменных аналогах.

Второй самостоятельный тип эпигенетических изменений рудовмещающих пород — *пластовая кислородная зональность*, непосредственно контролирующая оруденение. Эти изменения образуют свой парагенетический ряд изменений пород водоносных горизонтов.



Фиг. 7. Схема пространственных соотношений оруденения и эпигенетических изменений в плане

1 — породы области питания; *2* — выход на поверхность рудовмещающего пласта; *3* — разрывные нарушения; *4* — сероцветные породы; *5* — пластовоокисленные породы; *6* — оруденение; *7* — граница зоны пластового окисления; *8* — карбонатизированные породы

Возрастные взаимоотношения инфильтрационного кислородного и восходящего углекисло-битумного процессов, протекавших в связи с альпийской тектонической активизацией, очевидно, были достаточно сложны. В настоящее время фиксируются как случаи наложения кислородной зональности на минералы углекисло-битумного процесса, так и обратные соотношения, т. е. случаи восстановления пластовоокисленных пород.

Пространственные связи оруденения с зонами пластового окисления и изменениями углекисло-битумного типа (на примере распространения карбонатизированных пород) в общем случае могут быть представлены схемой, изображенной на фиг. 7.

Урановое оруденение, приуроченное к границам зон пластового окисления, отмечается лишь на участках интенсивного развития изменений углекисло-битумного типа. За пределами этих участков зоны пластового окисления безрудны или сопровождаются незначительными концентрациями урана. Для оруденения, залегающего в первично окисленных пестроцветах, связь с углекисло-битумным процессом выражена еще отчетливей, поскольку здесь не только оруденение, но и сами зоны пластового окисления ограничены участками вторично восстановленных сероцветных пород.

Независимо от решения вопроса о причинах пространственной связи оруденения с углекисло-битумным процессом, которые еще окончательно не выяснены, имеющийся эмпирический материал позволяет уточнить и конкретизировать поисковые критерии и методику прогнозирования месторождений пластовой кислородной зональности. На площадях развития зон пластового окисления наиболее перспективными и первоочередными следует считать участки погружения антиклинальных структур, осложненные разрывными нарушениями. К таким участкам обычно приурочены изменения углекисло-битумного типа и богатое урановое оруденение. Для выявления перспективных площадей может быть использован комплекс геофизических исследований, опережающий поисковое бурение.

ЛИТЕРАТУРА

Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.

Германов А. И. Основные черты гидрохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.

Германов А. И. Геохимические и гидродинамические условия возникновения эпигенетической урановой минерализации в нефтегазоносных горизонтах.— Геохимия, 1961, № 2.

Каширцева М. Ф. Особенности настурана и урановых черней в некоторых инфильтрационных месторождениях.— Геология рудных месторождений, 1963, № 6.

Каширцева М Ф. Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных рудопроявлений урана.— Сов. геология, 1964, № 10.

Рассел К. Т. Связь урановых месторождений с нефте- и газоносными структурами. В кн.: Тр. Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Избранные доклады иностранных ученых, т. 8. М., Атомиздат, 1959.

Смирнов А. А., Щербаков А. В. Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Флоровская В. Н., Мелков В. Г. Введение в люминесцентную битуминологию. М., Госгеолиздат, 1946.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд-во МГУ, 1957.

Холодов В. Н. и др. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.

Шоу Д. Р. Значение рудных залежей «ролл» в генезисе урано-ванадиевых месторождений на плато Колорадо. В кн.: Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955, т. 6. М., Изд. ООН, Атомиздат, 1958.

Дата поступления
13.V.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 552.14(571.1)

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПОРОД ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ГЛУБИННОГО УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА

А. А. РОЗИН, З. Я. СЕРДЮК

Рассматриваются инверсионные изменения солевого состава подземных вод внутренних районов Западно-Сибирского бассейна, связанные с возрастанием в ионном составе подземных вод HCO_3- и Na-ионов и уменьшением Ca-иона.

Другая сторона геохимических процессов, происходящих под воздействием глубинного углекислого газа,— преобразование минералогического состава пород. В зонах предлагаемых тектонических нарушений, по которым происходит миграция углекислого газа, наблюдается карбонатизация и каолинизация разреза в результате разрушения полевых шпатов, цоизита и клиноцоизита под воздействием этого газа.

Все это происходит особенно наглядно и согласованно в Межовском районе, где отмечено присутствие залежей углекислого газа.

В статье рассматривается главным образом южная и центральная части Западно-Сибирской плиты в пределах Обь-Иртышского междуречья.

Фундамент плиты на этой территории представлен породами различного типа: осадочными, метаморфическими, пирокластическими, эффузивными, эффузивно-осадочными и интрузивными. Наиболее распространены осадочные глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, гравелиты и эффузивно-осадочные. Отложения фундамента разбиты трещинами, обычно выполненными кальцитом, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Для многих районов характерно наличие коры выветривания, иногда довольно мощной. Возраст отложений фундамента в большинстве случаев неясен. На отдельных участках рассматриваемой территории установлены отложения девона, карбона и перми.

Мезозойско-кайнозойский чехол плиты представлен песчано-глинистыми слабодислоцированными осадками, мощность которых на бо́льшей части территории до 2,5—3,0 *км*.

В разрезе выделяются две морские глинистые толщи верхнеюрско-валанжинского и верхнемелового — палеогенового возраста, которые делят мезозойско-кайнозойский чехол на три части. Мощность этих глинистых толщ соответственно 200—350 *м* и 400—470 *м*.

Нижняя часть чехла, залегающая между фундаментом и верхнеюрско-валанжинской толщей, представлена континентальными песчано-глинистыми отложениями нижней и средней юры (а на отдельных участках также отложениями верхнего триаса) и разнофациальными осадками (континентальными, лагунно-континентальными, прибрежно-морскими, прибрежно-континентальными) верхней юры. Для этой части разреза характерно частое чередование крепкосцементированных песчаников, алевролитов, аргиллитов, а также очень изменчивые коллекторские свойства песчаных пород. Мощность юрских отложений 200—400 *м*.

Средняя часть разреза, залегающая между глинистыми толщами верхнеюрско-валанжинского и верхнемелового — палеогенового возраста, представлена песчано-глинистыми осадками мела общей мощностью до 1000—1400 *м*. В состав этих отложений входят морские осадки валанжина, лагунно-континентальные и прибрежно-морские осадки готерив-баррема и континентальные осадки апт-альб-сеномана. Меловые отложения по сравнению с юрскими обладают меньшей литологической изменчивостью и значительно лучшими коллекторскими свойствами.

Выше глинистой толщи верхнемелового — палеогенового возраста залегают континентальные песчано-глинистые отложения олигоцен-четвертичного возраста мощностью до 200—300 *м*.

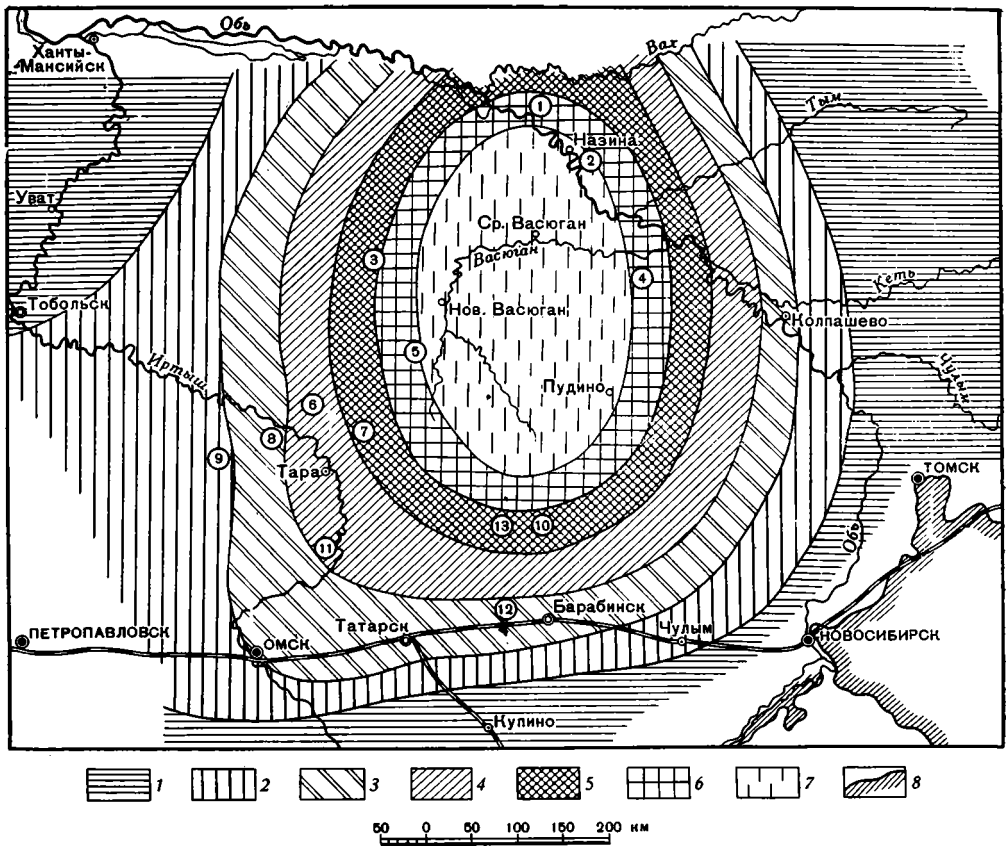
В формировании подземных вод существенную роль играют региональные водоупорные глинистые толщи верхнеюрско-валанжинского и верхнемелового — палеогенового возраста. Подземные воды юрских, меловых и палеоген-четвертичных отложений, разделенные этими региональными водоупорами, существенно отличаются между собой по газогидрохимическому облику.

Одна из наиболее интересных особенностей гидрохимии Обь-Иртышского междуречья — резкое понижение метаморфизма подземных вод юрских отложений по сравнению с распространенными выше по разрезу водами меловых отложений, которое сопровождается понижением содержания Са-иона в подземных водах, увеличением HCO_3-иона и коэффициента $\frac{Na}{Cl}$. Одновременно в ряде участков возрастает содержание CO_2 в составе растворенных газов. Таким образом, направленность процессов изменения солевого состава становится противоположной той, которая наблюдается в периферических частях бассейна. В районе широтного течения р. Оби, в Уватском районе, а также в слабой степени в Межовском районе инверсионные изменения солевого состава отмечаются не только в юрских, но и в меловых отложениях. В районе широтного течения р. Оби они подкрепляются также некоторым понижением минерализации подземных вод.

Инверсионные изменения солевого состава во внутренних районах Западно-Сибирской плиты — явление не исключительное. Подобные гидрохимические инверсии отмечаются во многих нефтегазоносных провинциях. Как правило, они наблюдаются в межгорных артезианских бассейнах (Азербайджанский, Западно-Туркменский, Ферганский и др.). Часто отмечается приуроченность вод с инверсионным изменением солевого состава к дизъюнктивным нарушениям (Карцев, 1963).

Подземные воды отложений неокома на значительной территории Обь-Иртышского междуречья (севернее Транссибирской ж. д.) имеют минерализацию 18—23 *г/л*. Характерная особенность этих вод — незначительная амплитуда колебаний минерализации на больших площадях. HCO_3-ион обычно присутствует в количестве менее 1%-*экв* (100—400 *мг/л*). Несколько повышенные содержания этого иона во внутренних районах Обь-Иртышского междуречья отмечены на Межовской площади. Здесь в отдельных пластах были вскрыты подземные воды, в которых HCO_3-ион присутствует в количестве 2—3%-*экв* (500—575 *мг/л*). На западе и северо-западе рассматриваемой территории, в районе широтного течения р. Оби и в Уватском районе минерализация подземных вод уменьшается до 14—18 *г/л*, а содержание HCO_3-иона возрастает и достигает в отдельных случаях 6—8%-*экв* (1000—2000 *мг/л*) (фиг. 1).

Наиболее высокие количества Са-иона в подземных водах отложений неокома наблюдаются в Привасюганье: 30—35%-*экв* (2,5—3 *г/л*). В направлении к районам широтного течения р. Оби и Уватскому содержание этого иона понижается до 2—5%-*экв*. Кроме того, содержание Са-иона закономерно уменьшается к югу и востоку от Привасюганья в



Фиг. 1. Схема содержания Са-иона в подземных водах готерив-баррема

1 — содержание Са-иона до 5%-*экв.*; *2* — содержание Са-иона 5—10%-*экв.*; *3* — содержание Са-иона 10 — 15%-*экв.*; *4* — содержание Са-иона 15—20%-*экв.*; *5* — содержание Са-иона 20—25%-*экв.*; *6* — содержание Са-иона 25—30%-*экв.*; *7* — содержание Са-иона 30—35%-*экв.*, *8* — палеозойское обрамление. Разведочные площади (цифры на карте): *1* — Чебачье; *2* — Назинская; *3* — Катыльгинская; *4*—Сеньгинская; *5* — Моисеевская; *6* — Нововасильевская; *7* — Баклянская; *8* — Завьяловская; *9* — Чебурлинская; *10* — Веселовская; *11* — Большереченская; *12* — Тебисская; *13* — Межовская

сторону палеозойского обрамления (см. фиг. 1). В Межовском районе зафиксированы отклонения, нарушающие эту закономерность. Здесь подземные воды отложений неокома в соответствии с отмеченной закономерностью должны содержать 25—30%-*экв* Са-иона. Так оно и есть на самом деле во многих случаях. В то же время на отдельных участках этого района содержание Са-иона понижается до 8—10%-*экв*. Величина коэффициента $\frac{Na}{Cl}$ изменяется по площади столь же четко и закономерно, как и содержание Са-иона в подземных водах, но только в противоположном направлении. Наиболее низкие значения этого коэффициента 0,66—0,70 наблюдаются в Привасюганье. По направлению к южному и восточному палеозойскому обрамлению они повышаются и достигают в периферических частях бассейна 5—7. Величина коэффициента $\frac{Na}{Cl}$ увеличивается также от Привасюганья в западном и северо-западном направлениях в сторону широтного течения р. Оби и к Уватскому району. Здесь величина коэффициента $\frac{Na}{Cl}$ на отдельных участках 0,97—1,1.

Состав растворенного газа представлен в основном CH_4 и N. Во внутренних районах Обь-Иртышского междуречья среднеарифметиче-

ское содержание CH_4 — 97%, N — 11%. CO_2 — в незначительных количествах. Его среднеарифметическое содержание 1%.

Подземные воды юрских отложений (отделенные от подземных вод меловых отложений региональным водоупором верхнеюрско-нижневаланжинского возраста) характеризуются скачкообразным увеличением минерализации, которая достигает в южной части Обь-Иртышского междуречья 25—35 *г/л*, а в районах Колпашево-Александровского Приобья и Привасюганья 50—80 *г/л*. Одно из существенных отличий в характере изменений минерализации подземных вод меловых и юрских отложений заключается в значительно бо́льшей дифференцированности последних. Диапазон колебаний минерализации подземных вод юрских отложений в пределах отдельных локальных структур достигает в южной части Обь-Иртышского междуречья 10 *г/л*, а на территории Колпашево-Александровского Приобья и Привасюганья 20—40 *г/л*.

В подземных водах юрских отложений содержание HCO_3-иона резко увеличивается (по сравнению с подземными водами меловых отложений) и достигает на многих участках 3—5%-*экв* (1000—2000 *мг/л*). Максимально высокие (рекордные для Обь-Иртышского междуречья) содержания HCO_3-иона — 26%-*экв* (10 000 *мг/л*) отмечены вблизи залежи CO_2 в Межовском районе. Еще выше содержание HCO_3-иона на отдельных участках Шаимского района в Приуральской части бассейна. Здесь в подземных водах с углекислым составом растворенных газов содержание HCO_3-иона достигает 49%-*экв*.

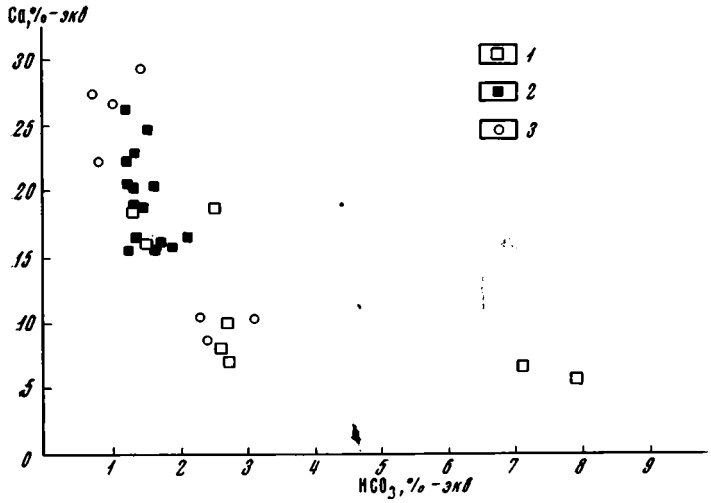
Наряду с этим в юрских отложениях довольно часто встречаются участки с низким содержанием гидрокарбонат-иона. Нижний предел содержания этого иона в подземных водах юрских отложений находится примерно на таком же уровне, что и в меловых отложениях (50—100 *мг/л*). Значительные увеличения верхнего предела приводят к тому, что диапазон колебаний в содержании этого иона резко увеличивается (в 5—10 раз по сравнению с водами меловых отложений).

В районе широтного течения р. Оби и в Уватском районе минерализация подземных вод понижается до 12—20 *г/л*. Одновременно содержание HCO_3-иона возрастает до 5—10 и более %-*экв* (1000—2000 *мг/л*).

Подземные воды юрских отложений обладают также более низким содержанием Са-иона и более высокими значениями коэффициента $\frac{Na}{Cl}$ по сравнению с подземными водами меловых отложений. Содержание Са-иона обычно 1—12%-*экв*, а коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ 0,9—0,97. На отдельных участках южной части Обь-Иртышского междуречья (Завьяловская, Ново-Васильевская, Баклянская и Моисеевская площади) коэффициент возрастает до 0,99—1,02. Увеличение коэффициента до 1,0—1,1 наблюдается в районе широтного течения р. Оби и в Уватском районе, до 1,3 в Межовском районе, в непосредственной близости от залежи CO_2. Вместе с тем в очень редких случаях (в отдельных пластах Катыльгинской, Сенькинской, Назинской и Большереченской площадей) были вскрыты подземные воды с высоким содержанием Са-иона — до 22—33%-*экв*. и низкими значениями коэффициента $\frac{Na}{Cl}$ — 0,67—0,78. Метаморфизация этих вод находится примерно на уровне метаморфизации вод меловых отложений.

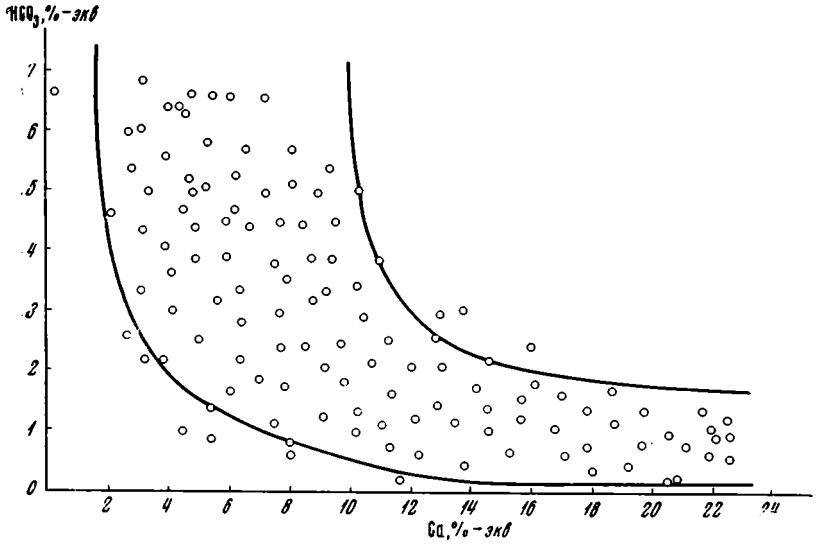
Среднеарифметический состав растворенных газов подземных вод юрских отложений, %: CH_4 — 77; N — 17,2; CO_2 — 4,6. Подземные воды юрских отложений в значительно большей степени обогащены CO_2 по сравнению с таковыми меловых отложений. В этих отложениях на отдельных участках содержание CO_2 возрастает до 16—20% и более. Полной неожиданностью явилось вскрытие на Шаимской площади (Приуральская часть бассейна), в юрских отложениях, подземных вод, характе-

ризующихся углекислым составом растворенных газов. Другая сенсация последовала в 1963 г., когда на юге бассейна, на Межовской, а позднее на соседней Веселовской площади, в юрских отложениях были обнаружены залежи CO_2. Первоначальные дебиты скважин, вскрывших эти залежи, достигали 150—250 тыс·*м³/сутки*. В течение нескольких дней дебиты понизились до 1—2 тыс·*м³/сутки* (фиг. 2, 3).



Фиг. 2. График взаимозависимости HCO_3- и Ca-иона

1 — в подземных водах юрских отложений; *2* — в подземных водах отложений валанжина; *3* — в подземных водах отложений готерив-баррема



Фиг. 3. График взаимозависимости HCO_3- и Ca-иона подземных вод юрских отложений Обь-Иртышского междуречья

Все компоненты солевого и газового состава, которые подвержены инверсионным изменениям (Ca, HCO_3, CO_2), относятся к карбонатной системе. В районах с инверсионными изменениями солевого состава подземных вод происходит сдвиг этой системы, в результате чего возрастает содержание CO_2 и HCO_3-иона и уменьшается содержание CO_2-иона. Взаимозависимость этих компонентов достаточно ясно проявляется в

подземных водах юрских отложений Обь-Иртышского междуречья и по всему разрезу в пределах Межовского свода (см. фиг. 2, 3). Особенно четко эта взаимосвязь улавливается в подземных водах, состав растворенных газов которых почти целиком представлен CO_2. Например, на отдельных участках в Шаимском районе и на Межовской площади (в непосредственной близости от залежей CO_2) содержание HCO_3-иона соответственным образом достигает 49 и 26%-*экв.*, а содержание Са-иона понижается до 1%-*экв.*

Сдвиг карбонатной системы, приводящий к указанным выше изменениям солевого состава, по нашему мнению, происходит в результате дополнительных поступлений в карбонатную систему CO_2. В среде, обогащенной CO_2, усиливается разложение полевых шпатов, в результате чего в подземную воду по известной схеме поступает гидрокарбонат натрия, а часть $CaCO_3$ выпадает в осадок

$$2Na_2Al_2Si_6O_{16} + 6H_2O + 4CO_2 \rightarrow (OH)_8\,Al_4\,[Si_4O_{10}] + 4NaHCO_3$$

$$Ca + 2HCO_3 \rightleftarrows CaCO_3 + CO_2 + H_2O$$

В конечном итоге одновременно с увеличением количества CO_2 в подземной воде возрастает содержание HCO_3- и Na-ионов и уменьшается содержание Са-иона.

CO_2, по-видимому, поступает из фундамента. В одних случаях миграция носит концентрированный характер, что приводит к образованию скоплений свободного CO_2 (например, в Межовском районе), а в других — рассредоточенный характер, когда CO_2 обогащены подземные воды юрских отложений на многих участках.

Строго локализованный характер скоплений свободного CO_2, геохимическая обстановка, метановый состав растворенных газов подземных вод во внутренних районах плиты исключают возможность образования этих скоплений за счет экзогенных процессов непосредственно в мезозойских отложениях и являются, по-видимому, достаточно веским доказательством миграции CO_2 из фундамента.

Увеличение содержания CO_2 в составе растворенных газов подземных вод юрских отложений на многих участках также трудно объяснить специфичностью геохимической обстановки. Напротив, в связи с тем, что возрастание метаморфизма органического вещества приводит к уменьшению выхода CO_2 в составе летучих, можно было бы ожидать уменьшения его содержания в этих отложениях по сравнению с меловыми. Возможность миграции CO_2 фундамента в Западно-Сибирской плите отмечали в 1956 г. А. А. Розин и Т. А. Звягина, а в 1965 г. Г. А. Толстиков.

Приуроченность залежей CO_2 к отложениям, распространенным на контакте с палеозоем, значительная тектоническая нарушенность площадей и их повышенный геотермический режим также подтверждают мнение о возможности миграции CO_2 из фундамента. Величина осредненного геотермического градиента на Межовской и Веселовской площадях значительно выше, чем на окружающих территориях — до 4—4,5° С/100 *м*.

Известно, что на Западно-Сибирской плите плотность тепловых потоков в районе тектонических разломов часто увеличивается.

В результате поступления CO_2 в отложениях чехла изменяется солевой состав подземных вод от хлор-кальциевого до гидрокарбонатно-натриевого. Подземные воды гидрокарбонатно-натриевого типа были обнаружены в юрских отложениях внутренних районов Обь-Иртышского междуречья на Завьяловской, Нововасильевской, Чебурлинской и Тебисской площадях. Кроме того, на многих участках подземные воды находятся на грани перехода от хлор-кальциевого типа в гидрокарбонат-

но-натриевый. Рассматриваемые изменения солевого состава предельно четко, как уже отмечалось выше, проявляются в Межовском районе в непосредственной близости от залежей CO_2. Здесь солевой состав был преобразован так основательно, что в нем трудно уловить черты, типичные для подземных вод Западно-Сибирского бассейна.

Процесс переработки подземных вод юрских отложений происходит в огромных масштабах. И только отдельные участки (очень немногочисленные) оказываются не затронутыми; здесь подземные воды юрских отложений характеризуются высокой степенью метаморфизации и содержат много Са-иона. Такие воды были вскрыты на Катыльгинской площади скв. 91 в интервале 2481—2450 *м* (минерализация — 44 *г/л*; содержание Са-иона — 3,9 *г/л*, или 26%-*экв.*; коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ — 0,75); на Сенькинской площади скв. 7 в интервале 2444,5—2219,0 *м* (минерализация — 30 *г/л*, содержание Са-иона — 3,4 *г/л*, или 33%-*экв*; коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ —0,67); на Назинской площади скв. 3 в интервалах 2219—2212, 2203—2194 и 2186—2177 *м* (минерализация — 47—48 *г/л*; содержание Са-иона — 3,6—3,8 *г/л*, или 22—23%-*экв*; коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ — 0,77—0,78); на Большереченской площади скв. 2 в интервале 3108—3058 *м* (минерализация — 58 *г/л*; содержание Са-иона 5,2 *г/л*, или 28,2%-*экв.*; коэффициент $\frac{Na}{Cl}$ — 0,69). Эти воды, возможно, являются реликтами тех высокометаморфизованных вод, которые насыщали юрские отложения до переработки их солевого состава в результате поступления CO_2 из фундамента.

За пределами рассматриваемой территории в Уватском районе и районе широтного течения р. Оби отмеченные изменения солевого состава подземных вод (увеличение содержания HCO_3-иона и CO_2 и уменьшение Са-иона) наблюдаются и в юрских и меловых отложениях. По нашему мнению, причина этого остается той же — переработка солевого состава за счет миграции CO_2 из фундамента.

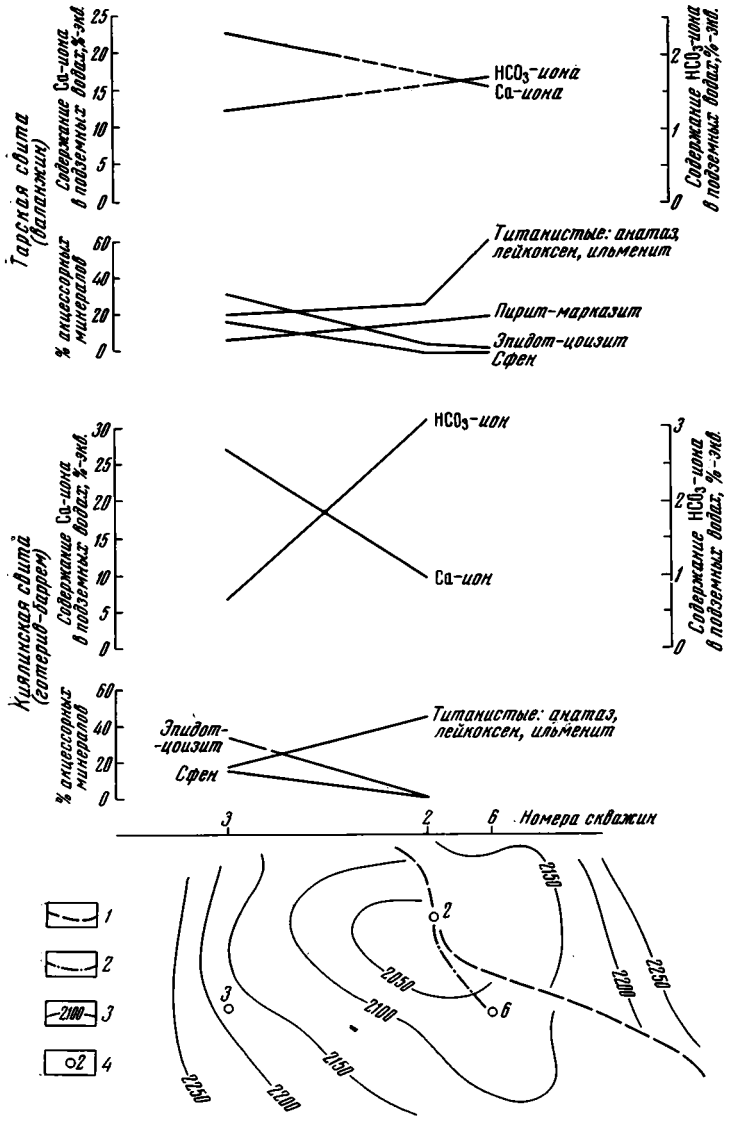
В пользу высказанного мнения говорит «островной» характер распространения этих вод. В районе широтного течения р. Оби площадь их распространения уменьшается вверх по разрезу. Со всех сторон они окружены водами, лишенными инверсионных признаков (только с северной стороны они еще не оконтурены). Таким образом, инверсионная зона отрезана от палеозойского обрамления, которое является областью питания подземных вод. Верхняя граница зоны распространения подземных вод с инверсионными изменениями солевого состава находится на разных стратиграфических и гипсометрических уровнях, но нижняя всегда в основании разреза. «Корни» инверсионных изменений как бы уходят в фундамент.

Воздействие CO_2 на формирование солевого состава подземных вод меловых отложений при наличии его скоплений в нижней части разреза (в юрских отложениях) хорошо заметно в Межовском районе. Здесь подземные воды меловых отложений многих опробованных горизонтов характеризуются аномально высокими содержаниями HCO_3-иона и аномально низкими содержаниями Са-иона.

Другая сторона геохимических процессов, происходящих под воздействием глубинного CO_2 — образование вторичного карбонатного цемента в мезозойских отложениях и преобразование их минералогического состава, в результате чего формируются четкие минералогические аномалии.

Подобные аномалии были обнаружены на отдельных участках Межевской, Веселовской и Чебачьей площадей. Здесь в разрезе отдель-

ных скважин (2,6 и 9 на Межовской площади; 1, 2, 4 на Веселовской площади; 217 на Чебачьей площади) в отложениях готерив-баррема и валанжина, залегающих на породах фундамента, было установлено резкое изменение состава руководящих акцессорных и породообразующих минералов (фиг. 4, 5).

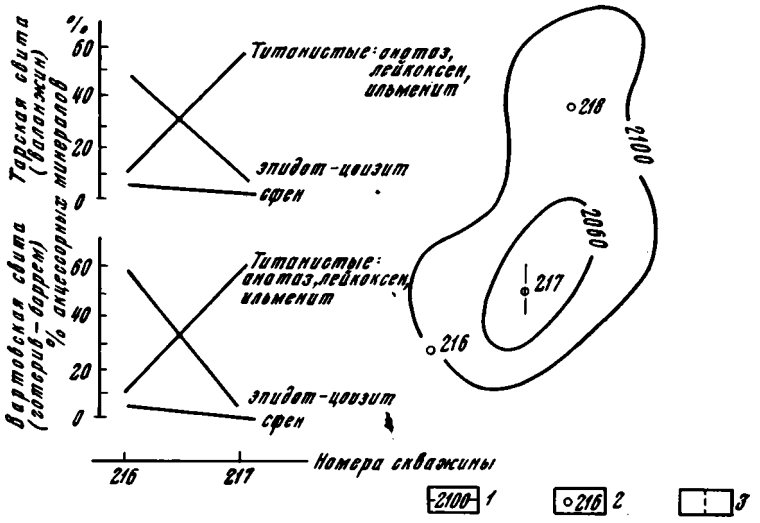


Фиг. 4. Схема изменения минералогического состава пород и солевого состава подземных вод на Межовской площади

1 — линия предполагаемого нарушения в фундаменте, по геофизическим данным; *2* — линия предполагаемого нарушения в меловых отложениях, по минералогическим и гидрохимическим данным; *3* — сейсмоизогипсы кровли фундамента, *4* — скважины

Другие скважины на этих площадях вскрыли отложения валанжина и готерив-баррема обычного для Обь-Иртышского междуречья состава. Для этих отложений характерен кварц-полевошпатовый комплекс породообразующих минералов при высокой роли хлорита и гидрослюды в цементе, а также сфен-эпидотовый комплекс руководящих акцессорных

минералов. Среднее содержание полевых шпатов в обломочной части пород указанного возраста обычно 50% и более; значительно меньше кварца (30—35%), обломков пород и слюды; в акцессорном комплексе суммарные содержания таких минералов, как эпидот, цоизит, клиноцоизит 30—65%; сфена 15—20%; суммарные содержания таких минералов, как анатаз, ильменит, лейкоксен, 15—20%.



Фиг. 5. Схема изменения минералогического состава пород на Чебачьей площади

1 — сейсмоизогипсы по подошве марьяновской свиты; *2* — скважины; *3* — линия предполагаемого нарушения в меловых отложениях, по минералогическим данным

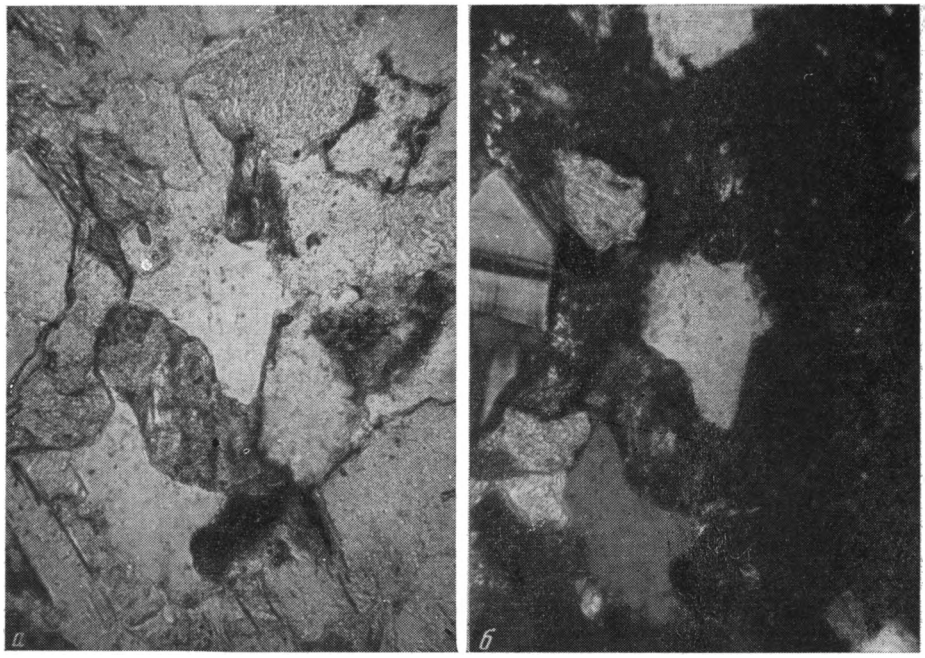
Совершенно иной минералогический состав имеют отложения валанжина и готерив-баррема, вскрытые указанными выше скважинами на Межовской, Веселовской и Чебачьей площадях. Макроскопически породы отличаются повышенной карбонатностью и каолинизацией. Повышенная карбонатность улавливается не только визуально, но и по увеличению кажущегося сопротивления, которое даже в глинистой валанжинской толще возрастает до 20—25 *ом·м*. Интенсивность процессов карбонатизации и каолинизации резко убывает снизу вверх по разрезу. Наиболее ярко эти процессы выражены в породах, залегающих на фундаменте (особенно в пределах первой сотни метров).

Роль полевых шпатов в породообразующем комплексе значительно снижается, а в отложениях неокома Чебачьей скв. 217 их почти нет. Содержание кварца, наоборот, резко возрастает.

При изучении большого количества образцов пород в шлифах в иммерсии были выявлены новообразования каолинита и кальцита, развивающиеся по зернам полевых шпатов, эпидота, цоизита и цементу породы. Иногда указанные зерна замещаются нацело вторичными минералами. В результате этого из породообразующего комплекса полностью или частично исчезают полевые шпаты, а из акцессорного — эпидот, цоизит, сфен. Преобразование первичных минералов бывает настолько интенсивным, что от зерен полевых шпатов сохраняются лишь контуры, выраженные тонкой пленкой хлорита с едва заметным крустификационным строением. Эти контуры четко видны в проходящем свете в шлифах под микроскопом (фиг. 6, *А* и 7). При скрещенных николях видно, что порода состоит из сплошного каолинитового агрегата, в котором просматриваются лишь единичные зерна кварца, микрокварцита,

карбонатизированные полевые шпаты и слюды. Основная масса полевошпатовых зерен, минералы группы эпидота, хлоритовый цемент преобразованы в каолинит. Последний представлен бесцветными анизотропными чешуйками, табличками и розеточками. Каолинит имеет совершенную кристаллографическую структуру, агрегативно угасает (фиг. 6, *Б*). Иногда порода преобразуется в кальцит-каолинитовый или кальцитовый агрегат.

Одновременно с процессами каолинизации и карбонатизации первичного обломочного материала происходит образование вторичных титанистых минералов (лейкоксен, анатаз). Анатаз образуется в виде правильных кристаллов размером 0,01—0,25 *мм*, развивается по цементу и отдельным зернам полевых шпатов, слюды, сфена. На фиг. 7 в центре расположено зерно сфена, по которому развиваются мельчайшие зернышки вторичного анатаза и кварца. В центральной части зерна сохранились участки, свидетельствующие о том, что это был сфен (все оптические свойства характерны для него). Новообразованный лейкоксен представлен неправильными бесформенными зернами или образует оторочки вокруг обломочных зерен. На снимке лейкоксен и анатаз имеют темный цвет (см. фиг. 6, *Б*, 7).



Фиг. 6. Песчаник

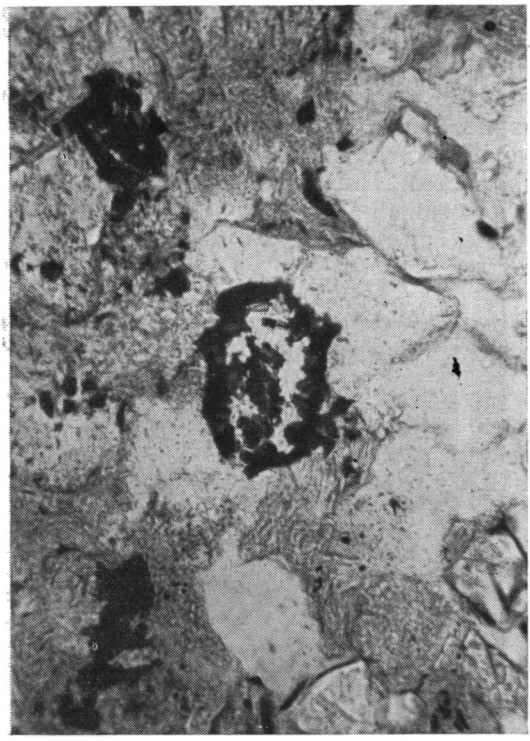
Валанжин, тарская свита, Чебачья скв. 217, ×160. *А* — ник II; видны четкие контуры измененных обломочных зерен, покрытых тонкой хлоритовой пленкой, поры выполнены вторичным каолинитом. *Б* — ник. ×; каолинизированные зерна полевых шпатов вместе с цементом образуют сплошной каолинитовый агрегат, в котором погружены единичные зерна кварца, в центре зерно полевого шпата, замещенное вторичным кальцитом

Проведенные минералого-петрографические исследования позволили установить резкое увеличение содержания вторичных титанистых минералов в аномально измененных разрезах пород неокома (в 2—3 раза по сравнению с неизменными породами). За счет этого увеличивается выход тяжелой фракции из породы.

Увеличение содержаний лейкоксена и анатаза происходит, видимо, за счет разрушения полевых шпатов, в которых титан находится в виде изоморфной примеси, замещения Al и Si в четверной координации. Кро-

ме того, титан содержится в виде изоморфной примеси и в других минералах породы (слюды, хлоритовый цемент и т. д.). Он входит в состав химической формулы сфена, составляя 40,8%. Данные химических анализов песчаников и алевролитов из неокома показали повышенные содержания в них TiO_2 (0,85—1,15%). Такие же содержания TiO_2 выявлены в аргиллитах неокома (1,0—1,14%).

Нередко в аномально измененных разрезах неокома наблюдаются повышенные содержания аутигенного пирита. Его появление мы объясняем как разрушением железосодержащих минералов (эпидота, хлорита, слюды), так и освобождением изоморфного железа из полевых шпатов, обломков пород и т. д.



Фиг. 7. Песчаник каолинизированный

В центре зерно сфена, по которому развиты новообразованные кристаллики анатаза; валанжин, тарская свита; Чебачья скв. 217, ×160, ник. II

Отмеченные изменения петрографо - минералогического состава в отложениях валанжина и готерив-баррема на отдельных участках локальных структур третьего порядка можно объяснить только воздействием CO_2.

Химизм подобного рода процессов достаточно подробно освещен в ряде работ (Бетехтин и др., 1955; Хитаров, Рентгартен, 1956; Овчинников, 1961; Перельман 1965; и др.).

Схема превращения полевых шпатов в каолинит и образование кальцита была приведена выше.

Изменения цоизита, клиноцоизита происходят по формуле:

$$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + 4CO_2 + 5H_2O = 4CaCO_3 + 3Al_2SiO_5(OH)_4$$

Преобразование сфена ($CaTiSiO_5$) под воздействием CO_2, как уже отмечалось, идет по пути образования лейкоксена, анатаза, кальцита, микрокварцита и кварца.

Роль температуры в преобразовании пород велика. Большинство исследователей считает, что все эти процессы протекают при 90—100° С (Бетехтин и др., 1955; Копелиович, 1965; др.). Такие же значения температур были установлены в Межовском районе.

Миграция CO_2 происходит по зонам глубинных разломов и трещин вверх по разрезу. Такие разломы зафиксированы геофизическими исследованиями на всех трех площадях. Механизм и масштабы этого процесса пока не ясны. В частности, не ясно, происходит ли миграция CO_2 только в свободном состоянии или и в растворенном вместе с подземными водами.

И. Н. Ушатинский, Н. С. Цепелев (1966) отмечают интенсивную каолинизацию и карбонатизацию пород под воздействием CO_2 и в Шаимском районе (Приуралье), где давно известны значительные скопления CO_2.

Все рассмотренные выше процессы в наиболее четкой и наглядной форме проявляются в Межовском районе. Здесь на Межовской и Веселовской площадях были обнаружены залежи CO_2 в юрских отложениях, а также минералогические аномалии и инверсионные изменения солевого состава подземных вод в отложениях неокома.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госиздат, 1951.

Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. Н., Коржинский Д. С., Левицкий О. Д., Николаев В. А. Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Дир У. А., Хоун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. I—V, М., «Мир», 1965.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.

Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. Тр. лаборатории вулканологии, М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 19.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.

Розин А. А. Газогидрохимическая зональность подземных вод мезозойских отложений южной, центральной и восточной частей Западно-Сибирского бассейна в связи с нефтегазоносностью.— В сб.: Проблемы нефтегазоносности южной части Западно-Сибирской низменности. Изд-во Томского ун-та, 1966.

Толстиков Г. А. К вопросу происхождения углекислого газа в Западно-Сибирской низменности.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1965, вып. 1.

Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С. Комплексное литологическое изучение Усть-Балыкского месторождения.— Нефтегазовая геология и геофизика, № 15, 1966.

Хитаров Н. И., Рентгартен Е. В. К геохимии углекислоты в гранитных интрузиях. Геохимия, 1956, № 2.

Новосибирская тематическая комплексная экспедиция

Дата поступления 3.VI.1968

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 552.14(470.56)

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА КОЛЛЕКТОРСКУЮ ЕМКОСТЬ КАРБОНАТНЫХ И ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ[1]

Н. А. МЕЛЬНИКОВА, В. Ф. КРЫМОВ

Излагаются результаты литолого-петрографических и геофизических исследований пластов-коллекторов палеозойских отложений Оренбургской области. Рассматривается положительное и отрицательное влияние вторичных процессов (перекристаллизация, доломитизация, сульфатизация, окремнение, выщелачивание) на коллекторскую емкость пород. Наложение и многообразие процессов не позволяет дать однозначный ответ в отношении генезиса коллекторской емкости, особенно в карбонатных породах.

Изучение влияния вторичных процессов, происходящих в породах, на коллекторскую емкость пласта приобретает в последние годы большое научное и практическое значение. Особенно привлекают к себе внимание карбонатные породы, так как нефтяные и газовые месторождения, которые открываются в последние годы все чаще, связаны именно с ними. Нередко карбонатные породы с низкими физико-коллекторскими свойствами (по лабораторным данным) заключают в себе достаточно большое количество нефти или газа. Такое несоответствие притоков нефти (газа) низким коллекторским свойствам пласта свидетельствует о недостаточном знании в области изучения коллекторской емкости пород. Для выяснения емкости карбонатных пород весьма важно знать характеристику структуры их порового пространства. Чаще всего в карбонатных породах основной емкостью коллекторов является не первичная, а вторичная пористость, обусловленная различными эпигенетическими процессами.

Нами изучено большое количество кернового материала, проведено определение пористости и проницаемости по кернам и промыслово-геофизическим данным, изучена трещинная пористость и проницаемость в больших шлифах, обобщены данные эксплуатации нефтяных скважин, проанализированы случаи провала бурового инструмента, потери циркуляции промывочных жидкостей и влияния гидрогеологических факторов при бурении глубоких скважин.

В результате было отмечено, что коллекторские свойства карбонатных пород, особенно трещиноватых, зависят от ряда вторичных процессов — выщелачивания, перекристаллизации, доломитизации, кальцитизации, окремнения, появления трещин и др.

Перекристаллизация. В Оренбургской области широко распространены доломиты сгустковой, пятнистой и пятнисто-инкрустационной структуры. Реже встречаются слои доломитов комковатой структуры. Доломиты обычно первичные хемогенно-седиментационные, претерпев-

[1] Доклад на 2-м семинаре по результатам глубокого бурения на Русской платформе («Гидрохимия и эпигенез палеозойских отложений»).

шие неравномерную перекристаллизацию, с зернами размером 0,03—0,25 *мм*. Процессы перекристаллизации способствовали созданию трещин и межзерновых пустот. Часто микротрещины соединяют между собой поры, каверны и тем самым создают благоприятные условия для движения флюидов. В более позднюю стадию литогенеза под действием тектонических усилий в этих породах образовались трещины, по которым происходила циркуляция подземных вод. В результате этого трещины и микротрещины, поры и каверны оказались выполненными глинисто-карбонатным, сульфатно-карбонатным, глинисто-битуминозным веществом. Под микроскопом в шлифах наблюдаются прямолинейные трещины, выполненные битуминозным веществом. Анализы образцов керна из турнейских отложений Красноярской, Султангуловской, Твердиловской, Бобровской, Родинской и других площадей показали, что общая пористость в сильно перекристаллизованных известняках 3—16%, а в слабо перекристаллизованных — 0—3%. Трещинная проницаемость соответственно 10,0—12,0 и 0,02—2 *мд*. В скважинах Самодуровской площади в известняках верхнефранского подъяруса наблюдается развитие тонких пор диаметром 0,02—0,03 *мм* в мелкокристаллическом цементе породы. Поры в породе располагаются равномерно и связаны между собой тонкими трещинами. По лабораторным данным, пористость образца 15%.

Наибольшей перекристаллизации подвержены органогенно-обломочные и органогенно-детритусовые известняки. К участкам перекристаллизации цемента таких известняков приурочены иногда поры размером 0,06—0,1 *мм*. Поры закрытые и соединенные между собой. Общая пористость турнейских известняков Алябьевской площади до 10%.

Таким образом, перекристаллизация в карбонатных породах может вести к улучшению коллекторских свойств.

Доломитизация. В палеозойских отложениях Оренбургской области доломитизированы все типы известняков. Микроскопические исследования показали, что наибольшей доломитизации подвергнуты тонкокристаллические и пелитоморфные известняки. Степень доломитизации известняков сильно изменяется не только в пределах области, но даже на одном поднятии. Установлено, что доломитизация влияет в основном благоприятно на пористость породы. Однако зависимость открытой пористости от степени доломитизации карбонатных пород весьма сложная. Это показало на графике фиг. 1, построенном по данным анализа 270 образцов из пермских отложений южной части Оренбургской области[2]. В известняках содержание нерастворимого остатка 0—5%, $CaSO_4$ — 0—5,0%.

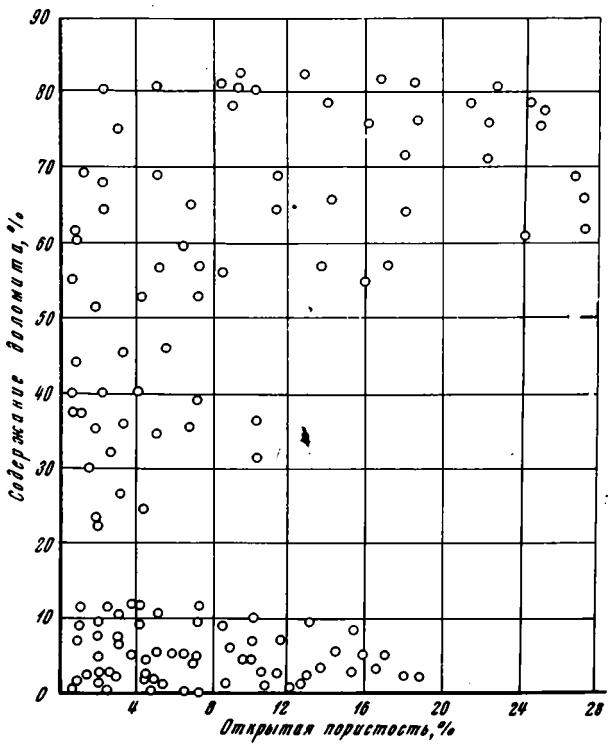
Окский надгоризонт карбона на Бобровской, Родинской, Никольской, Пронькинской, Покровской, Воронцовской, Ташлинской, Калганской и других площадях сложен хемогенными и органогенными разностями пород. Среди них выделяются: известняки, промежуточные породы между известняками и доломитами, равнозернистые доломиты, разнозернистые доломиты, ангидриты трещинные и гипсы.

Известняки хемогенные, глинистые (с плоскостями скольжения), трещиноватые, приурочены к нижней части окского надгоризонта. Под микроскопом трещины ветвящиеся. Ширина открытых трещин до 0,02 *мм*, закрытых (выполненных кальцитом) — до 0,2 *мм*. Они иногда секут открытые трещинки.

Промежуточные по составу породы (от известняков до доломитов) встречены главным образом в михайловском горизонте. Доломиты из

[2] На фиг. 1 отчетливо выделяются два поля. В одном с увеличением содержания доломита пористость увеличивается, в другом уменьшается. Авторы по существу описывают не зависимость пористости от доломитизации (процесса), а доломитность пород, которая может быть результатом совершенно разных процессов и поэтому по-разному влиять на пористость пород (*Ред.*).

михайловского горизонта Бобровской площади состоят из прозрачных зерен неправильной формы размером 0,04—0,10 *мм*, лежащих преимущественно плотно. Иногда между ними мелкие (до 0,10 *мм*) межкристальные породы. Обычно по стенкам пор находится доломит в виде правильных ромбоэдров, иногда зональных. Реже отмечаются более крупные поры размером до 1,5 *мм*. На фоне светлой массы выделяются



Фиг. 1. График зависимости открытой пористости нижнепермских карбонатных пород от содержания доломита

лентовидные образования (примерно 35% площади шлифа), сложенные тонкозернистым (менее 0,01 *мм*) темным карбонатом. Форма их прихотливая. Некоторые напоминают обломки раковин брахиопод. Нет никаких остатков, похожих на раковины фораминифер, которые, вероятно, были гранулированы, поскольку в отраженном свете такие участки выглядят облачно-белыми.

В некоторых участках при большом увеличении (×270) видно, что микрозернистый карбонат распространен не по всему полю, а в петлях, образованных доломитом, слагает характерную сотовую структуру.

По лабораторным данным, пористость образца 6,02%; проницаемость — менее 1 *мд*. В других образцах из этой же скважины отмечаются более глубокие процессы доломитизации. Об этом свидетельствует значительно худшая сохранность лентовидных скелетных остатков, вследствие чего пористость возрастает до 11%, а проницаемость — до 18,5 *мд*.

Из приведенного выше видно, что коллекторские свойства карбонатных пород находятся в сложной зависимости от степени их доломитизации. Доломитизация в большинстве случаев создает вторичную пористость в карбонатных породах, образуя трещины и межзерновые поровые каналы.

Сульфатизация. В кристаллических известняках карбонатной толщи палеозоя широко развита сульфатизация, особенно сильно ангидритизация и слабее огипсование. Эффективных пор и трещин под микроскопом, как правило, в таких породах почти не встречается.

При изучении сульфатизированных турнейских карбонатных пород по скважинам Султангуловской площади удалось установить особенности влияния сульфатизации на коллекторскую емкость пластов. В неравномернозернистых, перекристаллизованных доломитах, где ангидрит находится в виде скоплений и усиливает неоднородность пласта, происходит увеличение трещиноватости пород. Отрицательно влияет сульфатизация на трещиноватость в том случае, когда ангидритизации подвержены тонкозернистые породы. Пористость пород, не затронутых сульфатизацией, равна 12—24%, а сульфатизированных из этих же интервалов глубин — 1—3%.

Вторичные процессы сульфатизации развиты не только в карбонатных, но и в терригенных породах. Сульфатизация песчаников наиболее полно изучена на Пронькинской площади в отложениях бобриковского горизонта. В присводовой части структуры одной из первых скважин (№ 72) были вскрыты нефтенасыщенные бобриковские песчаники. Их пористость достигает 16—18%. Впоследствии из этих песчаников был получен промышленный приток нефти. Очередные скважины № 31, 33, 73, 74, пробуренные в крыльевых частях структуры, в пределах предполагаемого контура водо-нефтяного контакта вскрыли песчаник, в котором отсутствовали признаки нефти. Вместе с тем при интерпретации материалов промыслово-геофизических исследований по этим скважинам против бобриковского песчаника фиксировались параметры, указывающие на его высокое сопротивление (косвенно позволяющие судить о нефтенасыщенности). Так, вторичная гамма-активность (НГК) в интервалах песчаника превышала значения НГК против плотных известняков турнейского яруса и тульского горизонта. Кажущиеся сопротивления, снятые с больших градиент-зондов (АО=4,25 и 7,85 *м*), достигают 1000—2500 *ом · м* (фиг. 2, 3).

Для выяснения причин несоответствия электрической характеристики пласта песчаники были изучены в прозрачных шлифах. Установлено, что они содержат 68—70% кварцевых окатанных, полуокатанных зерен размером 0,3—0,8 *мм*. Трещины в зернах заполнены ангидритом. Цемент базально-поровый, полностью представлен гипсоангидритом и составляет 20—30% породы. Такие песчаники практически не имеют коллекторской емкости.

Относительно низкое содержание гипсоангидритового цемента (12—20%) отмечено в нефтенасыщенных песчаниках присводовых скважин. Повышенное содержание сульфатов (20—30%) в песчаниках на крыльевых частях структуры, вероятно, связано с гидрогеологическим фактором.

Рассмотренный материал не только позволяет судить об особенностях ухудшения коллекторских свойств песчаников за счет сульфатизации, но и требует критически подходить к оценке нефтегазоносности этих пород по данным промысловой геофизики. Причем следует учитывать, что содержащийся в песчанике гипсоангидритовый цемент в количестве менее 25% может не отражаться на кривых НГК, а поровую емкость снижать до минимальных значений.

Из сказанного следует, что засульфаченность в основном ухудшает коллекторские свойства карбонатных пород, в засульфаченных терригенных породах, где гипсо-ангидритовый цемент составляет 20—30%, коллектора практически отсутствуют; в слабо ангидритизированных песчаниках пористость остается достаточно высокой (до 18%).

Окремнение. Окремнению подвергнуты почти все карбонатные породы. Наиболее сильно окремнены кониконхиевые известняки домани-

кового горизонта франского яруса и афанитовые известняки каширского горизонта среднего карбона.

Отмечается окремнение двух видов: желваки, пропластки, линзы и штоки; пятнистое замещение карбоната кальция кремнеземом.

При изучении девонских и каменноугольных известняков (скв. № 100, Соболево; скв. № 1, Новосергиевка; скв. № 3, Алябьево; скв. № 31, Садки и др.), подверженных окремнению, было установлено развитие трещиноватости. Трещины обычно первой и второй генерации. Видимо, окремнение придает породе хрупкость и способствует образованию трещинных каналов.

Выщелачивание. Процессы выщелачивания карбонатных пород играют большую роль в создании коллекторской емкости пластов. Исследование трещиноватости и палеокарста является крайне актуальным. От степени изученности этого процесса в значительной мере зависят открытия новых нефтяных месторождений и их разработка.

Зоны трещиноватости и палеокарста наблюдаются по всему разрезу палеозоя и особенно в его карбонатной части. Обычно эти зоны фиксируются провалом инструмента в процессе бурения и поглощением промывочной жидкости.

Наиболее интенсивные поглощения бурового раствора наблюдаются в намюрских, окско-серпуховских, турнейских и фаменских отложениях. Незначительные уходы растворов отмечаются в отложениях казанского, уфимского, кунгурского ярусов, верхнего карбона, мячковского, подольского, каширского и верейского горизонтов, а также башкирского яруса. Катастрофические поглощения промывочной жидкости наблюдаются в пределах структур, расположенных по оси Большекинельского вала и приурочены обычно к низам фаменского яруса. Такого рода поглощения, вероятно, связаны с разломами, зонами дробления пород и палеокарстами. Подтверждение этому — безрезультатность всевозможных цементных заливок.

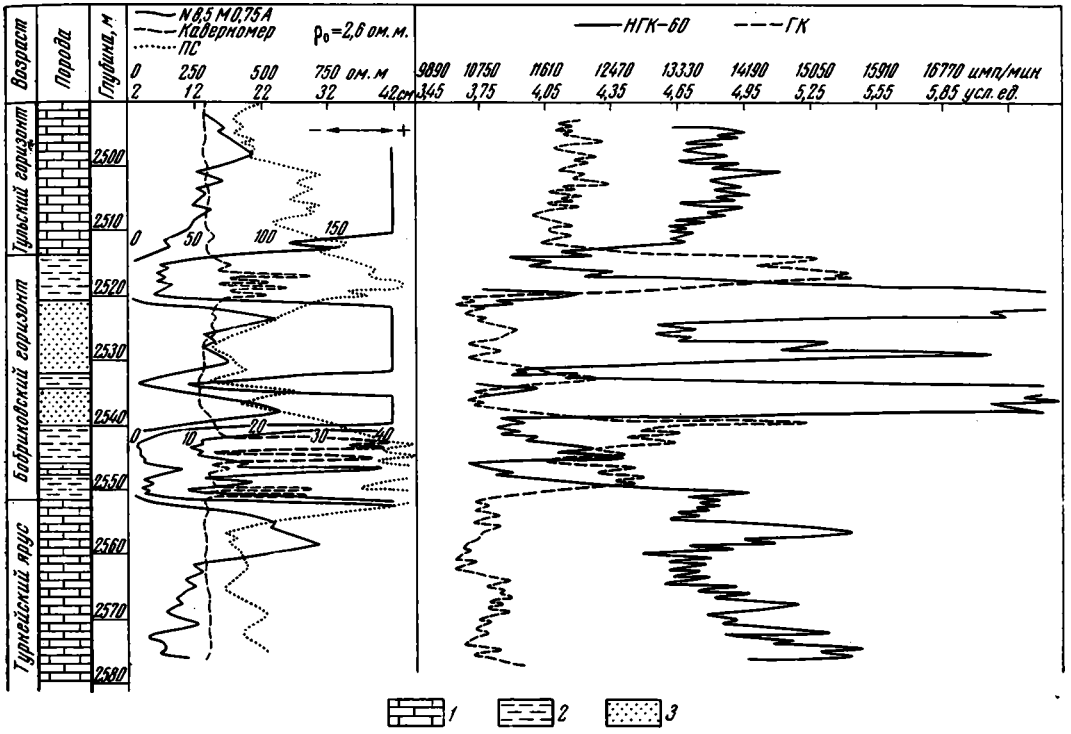
Закарстованность пород наблюдается в отложениях намюрского яруса, окского надгоризонта, а также турнейского и низов фаменского ярусов. Зоны древнего карста фиксируются при бурении скважин провалами бурового инструмента и обычно полной потерей циркуляции. Закарстованность чаще всего проявляется локально. Так, на площадях Большекинельского и Бобровско-Покровского валов с закарстованными участками, наблюдаемыми в отдельных скважинах, отмечаются соседние участки, в которых явления карста не обнаружены.

В карбонатной толще палеозоя выделено несколько закарстованных зон. В турнейских отложениях три зоны: первая — в 20—50 *м* от кровли турнейского яруса, вторая — в верхней части заволжского горизонта и третья — в средней части заволжского горизонта.

В верхнефаменских отложениях одна зона. Она приурочена к участку 20—30 *м* от кровли. В нижнефаменских отложениях три зоны: первая в 10—40 *м* от крови подъяруса (она встречается редко), вторая в 20—30 *м* от его подошвы и третья приурочена к подошве подъяруса.

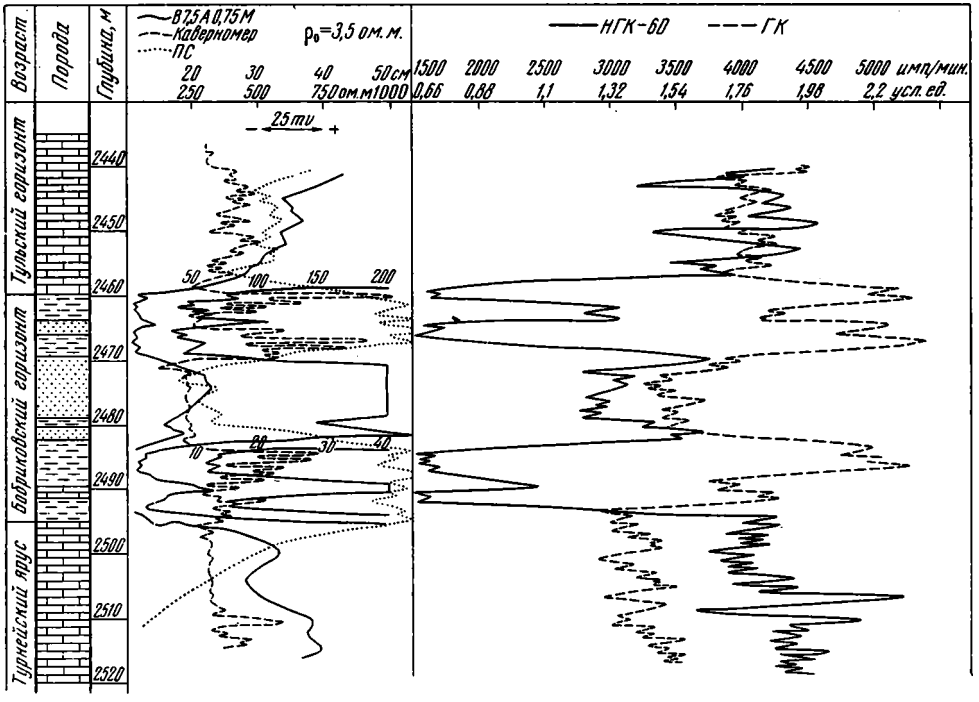
На скв. № 1 Алябьево из нижнефаменского подъяруса были подняты образцы кернов, представленные доломитизированными ситчатыми известняками. Эти керны легко продувались воздухом. В пласте, вероятно, были более обширные карстовые каналы, так как многообъемные заливки цементом с наполнителем не дали положительных результатов при ликвидации поглощения.

На территории Оренбургской области свойства коллекторов карстового типа не изучались, однако на ряде скважин объем инертных материалов, затраченных на борьбу с поглощением, достигал 2000 $м^3$. Кроме того, в некоторых скважинах объем глинистого раствора и тех-



Фиг. 2. Разрез Пронькинской скв. 72

1 — известняк; *2* — глина; *3* — песчаник



Фиг. 3. Разрез Пронькинской скв. 31

Условные обозначения см. на фиг. 2

нической воды, поглощаемой в процессе бурения, составлял более 100 *м*³/*час*.

Отмечено что зоны повышенной трещиноватости приурочены к сводовым и периклинальным частям структур (площади Ефремово-Зыковская, Тарханская, Султангуловская и др.). При изучении коллекторских свойств пород в лабораторных условиях фиксируется низкая проницаемость (0,1—5 *мд*), вместе с тем притоки нефти из этих пластов были получены значительные. При этом высокие дебиты нефти при эксплуатации (Красноярское месторождение нефти) сохраняются длительное время. Таким образом, карстовые коллекторы при благоприятных геологических условиях могут быть продуктивными на нефть и газ. Например, в 1968 г. в Коми АССР на нефтяном месторождении Западный Тэбук из закарстованной зоны франских отложений в скв. № 149 с глубины 1600 *м* был получен фонтан нефти 800 *т/сутки*, при среднем дебите скважин по месторождению 25—50 *т/сутки*.

Подтверждается это и на Твердиловской площади в Оренбургской области; здесь из скв. № 3 открытым забоем из турнейских известняков был получен фонтан нефти 100 *т/сутки*. Последующим бурением в соседних скважинах из этих отложений притока нефти не получено. Это свидетельствует о резкой изменчивости коллекторской емкости пласта.

Методика поиска погребенных карстовых коллекторов не разработана. Строгой стратиграфической и структурной приуроченности закарстованных зон не установлено.

Выводы. 1. Изучение литологии и вторичных процессов позволило полнее выяснить коллекторские свойства пород палеозоя Оренбургской области.

2. Тип коллектора и условия его распространения по площади зависят от геохимической обстановки осадкообразования и влияния постгенетических процессов на формирование породы.

3. Процессы доломитизации, перекристаллизации и окремнения сопровождаются увеличением пористости и проницаемости в хемогенных и органогенных известняках. Процессы сульфатизации и кальцитизации ведут к уплотнению и снижению пористости, но способствуют развитию микро- и макротрещин, повышая этим проницаемость пород.

4. Трещиноватость максимально развита в зонах сочленения крупных площадных тектонических элементов и протяженных линейных зонах. В пределах локальных структур зоны максимальной трещиноватости приурочены к сводам понятий, к периклинальным окончаниям и крупным крыльям.

Оренбургское геологическое управление

Дата поступления
21.VII.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 552 : 14 (470 : 571.1)

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НЕФТЕНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Г. Э. ПРОЗОРОВИЧ, О. Г. ЗАРИПОВ

Показаны различия в содержании регенерированного кварца, выпукло-вогнутых межзерновых контактов в песчано-алевритовых водоносных и нефтеносных породах пласта Д1 (пашийский горизонт) Шкаповского месторождения на Русской платформе и в некоторых пластах неокомского и юрского возраста месторождений Западно-Сибирской плиты. Делается вывод, что изучение различий эпигенеза водоносных и нефтеносных частей продуктивных пластов позволяет восстановить условия и время формирования залежей нефти.

Различия в течении процессов эпигенеза и содержании эпигенетических минералов в водоносных и нефтеносных гранулярных коллекторах привлекают к себе все большее внимание исследователей. Можно считать, что изучение этих различий приобретает самостоятельное направление в обширной области знаний об эпигенезе осадочных пород. Основоположники этого молодого направления — В. Д. Лоури (Lowry, 1956), К. Р. Чепиков, Е. И. Ермолова, Н. А. Орлова (1959).

Три основные задачи могут быть решены изучением указанных выше различий: 1) определение времени формирования залежей нефти и газа; 2) выявление причин изменения коллекторских свойств внутри и за контуром нефтеносности; 3) уточнение представлений об эпигенезе терригенных пород.

Качественные и количественные различия в содержании эпигенетических минералов в водоносных и нефтеносных коллекторах установлены для отложения широкого возрастного диапазона от кембрия до неогена. Они описаны по месторождениям Северной Америки, Алжира, Западной Европы, районов Поволжья, Башкирии, Мангышлака, Северного Кавказа, Сахалина, Западной и Восточной Сибири (Lowry, 1956; Чепиков, Ермолова, Орлова, 1967; Füchtbauer, 1961; Перозио, 1964, 1966; Смирнов, 1964; Mullot, 1964; Прозорович, 1966, 1967; Прозорович, Валюженич, 1966; Ушатинский, Цепелев, 1966; Бузинова, 1967; Зарипов, 1967; Оруджева, Черников, 1967; Пятнов, 1967; Филиппова, 1967; Юркова, 1968; и др.).

Эпигенетические изменения в гранулярных коллекторах сводятся главным образом к двум основным процессам: уплотнению, т. е. структурным изменениям обломочного материала вследствие растворения и механической деформации его, и образованию эпигенетических минералов в поровом пространстве. Для течения таких процессов, как растворение и минералообразование, необходимым условием является заполнение порового пространства пластовой водой. В случаях насыщения коллекторов нефтью процесс растворения и минералообразования

резко замедлен или не происходит вовсе. Это обстоятельство требует дифференцированного подхода при исследовании эпигенетической измененности водоносных и нефтеносных пород.

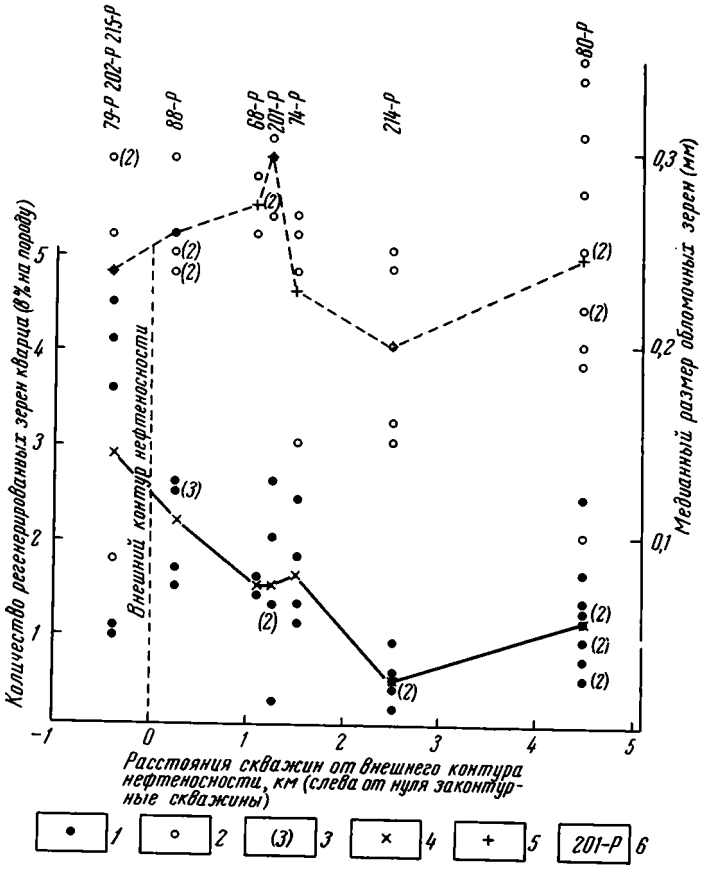
Анализ большого количества данных (свыше 400 определений) по комплексам эпигенетических минералов в песчаных продуктивных пластах $Б_I$ и $Б_{II-III}$ (готерив) Усть-Балыкского и Западно-Сургутского нефтяных месторождений, в пласте $Б_X$ (валанжин) Мегионского и Ватинского нефтяных месторождений, в юрском нефтеносном горизонте Трехозерного месторождения, в сеноманском газоносном горизонте Тазовского месторождения, в юрском газоносном горизонте Усть-Сильгинского месторождения показывает, что эти комплексы в продуктивных и водоносных частях пластов каждого месторождения качественно не отличаются друг от друга. Устанавливаются лишь количественные, иногда весьма незначительные различия.

Из нефтеносных пластов Сургутского свода на Усть-Балыкском месторождении в Западной Сибири изучались пласты $Б_I$ и $Б_{II-III}$ (готерив), вмещающие пластовые сводовые залежи и залегающие на глубинах 2050—2200 *м*. Генезис пластов морской. Законтурные воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые, минерализация около 16 *г/л*, pH 7,25—7,55, петрографический состав пород граувакковый и аркозовый (по классификации А. Г. Коссовской). Исследовалось содержание регенерированного кварца и степень пелитизации полевых шпатов в крупнозернистых алевролитах и мелкозернистых песчаниках внутри и за контуром нефтеносности.

Содержание регенерированных зерен кварца различно в зависимости от расстояния до внешнего контура нефтеносности (Прозорович, Валюженич, 1966). Меньшей регенерации, например, подвергнут кварц в нефтеносных песчаниках пласта $Б_I$, залегающих вдали от контура нефтеносности, в приводовых участках пластов (около 1%) (фиг. 1) [1]. По мере приближения к контуру нефтеносности эта величина достигает среднего значения 3%. Для Западной Сибири установлено, что в терригенных породах с незначительным содержанием глинистого цемента (5—7%) количество эпигенетических минералов увеличивается в более крупнозернистых песчаниках и алевролитах. В рассматриваемом случае возрастание содержания регенерированного кварца не связано с укрупнением обломочного материала, что видно по приведенным на фигурах кривым медианных размеров зерен, слагающих коллекторы пласта $Б_I$, а обусловлено постепенным заполнением ловушки нефтью и продвижением контакта нефти и воды. Приход нефти в свод ловушки приостановил регенерацию кварца, тогда как в водоносных песчаниках ниже палеоконтакта нефть — вода она продолжалась. Сравнительно постепенное нарастание среднего количества регенерированных зерен кварца, правда, с большим рассеиванием, к внешнему контуру нефтеносности отображает продвижение палеоконтакта нефть — вода и позволяет предполагать, что заполнение ловушки пласта $Б_I$ нефтью происходило довольно длительно и постепенно.

Современный контакт нефть—вода в рассматриваемой залежи весьма отчетливый, так как, очевидно, было достаточно времени для гравитационного разделения нефти и воды после окончания формирования залежи. Вместе с тем отсутствие резкого скачка в количестве регенерированного кварца за контуром нефтеносности и внутри его в скважинах, расположенных в непосредственной близости от контура, заставляет

[1] В петрографических шлифах подсчитывалось количество регенерированных зерен кварца независимо от того, регенерирована лишь часть зерна (что наиболее часто встречается) или регенерация полная. Затем количество регенерированных зерен кварца (или полевых шпатов) пересчитывалось на породу, т. е. сопоставлялось с общим количеством подсчитанных в породе зерен (кварца, полевых шпатов, обломков пород и т. д.). Правильно было бы считать процентное содержание регенерированных зерен кварца по отношению к общему количеству зерен кварца (*Прим. ред.*).



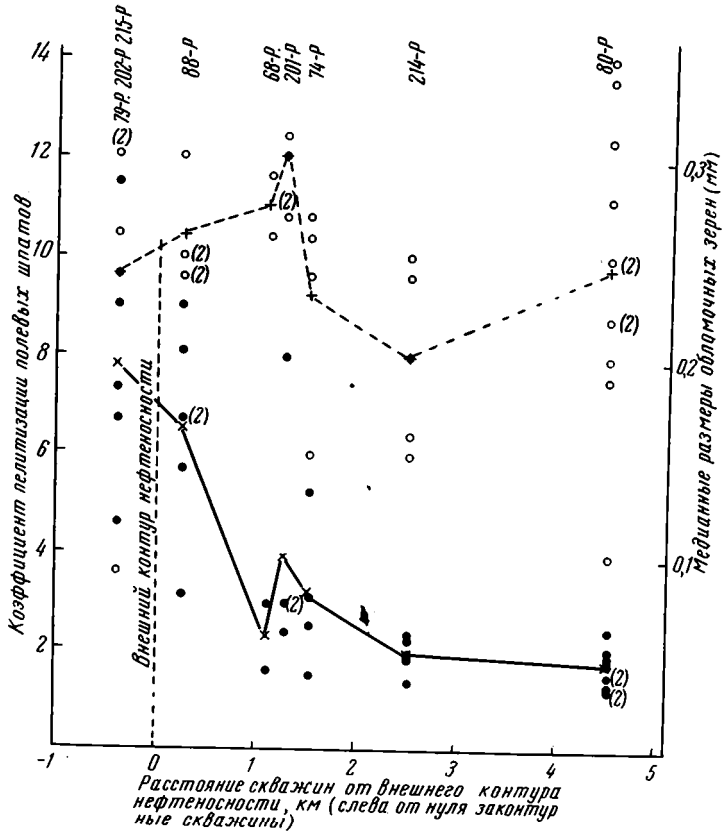
Фиг. 1. Содержание регенерированных зерен кварца в пласте $Б_1$ Усть-Балыкского месторождения нефти

1 — количество регенерированных зерен кварца, в % на породу; *2* — медианный размер обломочных зерен, *мм*; *3* — количество определений в случае совпадения точек; 4 — среднеарифметическое значение количества регенерированного кварца; *5* — среднеарифметическое значение медианного размера; *6* — номер скважины

считать, что стабилизация водонефтяного контакта (ВНК), а значит и окончание формирования залежи, произошло в геологическом понимании сравнительно недавно. Иначе было бы время для возникновения заметных различий в регенерации кварца в водо- и нефтенасыщенных песчаниках.

Постепенный ход заполнения нефтью песчаников пласта $Б_1$ и в какой-то степени длительность этого процесса отражается и в изменении коэффициента пелитизации полевых шпатов[2] в песчаниках продуктивного пласта (фиг. 2). В песчаниках присводовых частей ловушек, заполненных нефтью раньше, а значит и меньшее время подвергавшихся воздействию пластовых вод, полевые шпаты наименее изменены и коэффициент пелитизации здесь в среднем равен 2. Чем ближе к контуру нефтеносности, тем более измененные полевые шпаты слагают гранулярные коллекторы, так как по переклинали Усть-Балыкской складки они долгое время подвергались воздействию пластовых вод, пока не были заполнены нефтью. В приконтурных участках нефтенасыщенных песчаников среднеарифметическое значение коэффициента пелитизации увеличивается до 6,5 и по своему значению приближается к ко-

[2] Коэффициент пелитизации — отношение количеств пелитизированных и неизмененных этим процессом полевых шпатов.



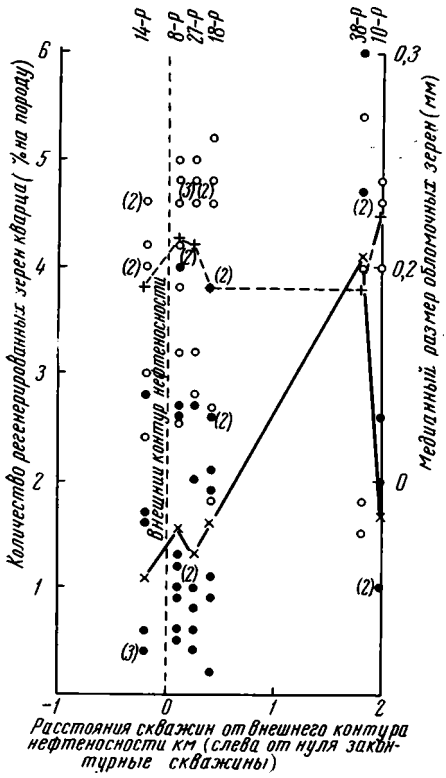
Фиг. 2. Распределение пелитизированных полевых шпатов в пласте $Б_I$ Усть-Балыкского месторождения

1 — количество пелитизированных зерен полевых шпатов, % на породу; *2* — медианный размер обломочных зерен; *3* — количество определений в случае совпадения точек; *4* — среднеарифметическое значение количества пелитизированного полевого шпата; *5* — среднеарифметическое значение медианного размера; *6* — номер скважины

эффициентам пелитизации, которые характерны для воднонасыщенных песчаников.

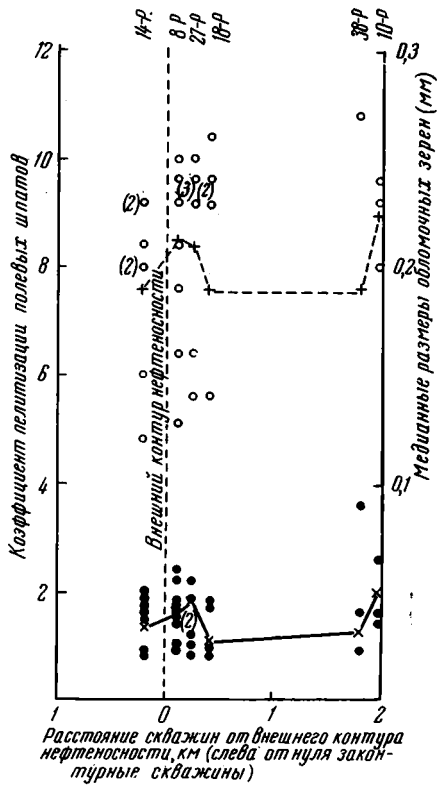
Подсчет регенерации кварца и пелитизации полевых шпатов в водо- и нефтеносных песчаниках пластов $Б_{II-III}$ Усть-Балыкского и пластов $Б_I$ и $Б_{II-III}$ Западно-Сургутского месторождений свидетельствует о сходном характере этих показателей с аналогичными показателями в пласте $Б_I$ Усть-Балыкского месторождения, а значит в близких условиях формирования залежей, приуроченных к этим пластам.

Рассмотрим теперь поведение регенерации кварца и пелитизации полевых шпатов песчаников пласта Бх (верхний валанжин) Мегионского месторождения, расположенного на Нижневартовском своде (Западная Сибирь). Состав, строение и генезис пласта имеют много общего с петрографическим составом песчаников пластов $Б_I$ и $Б_{II-III}$ Сургутского свода, с их строением и условиями образования. Законтурные воды хлоридно-натриевые, минерализация около 21 *г/л*, pH около 7,2. В наибольшей степени кварц песчаников подвернут регенерации в своде Мегионского поднятия, в наибольшем удалении от внешнего контура нефтеносности, где количество регенерированного кварца составляет в среднем 1,7—4% (фиг. 3). Ближе к внешнему контуру нефтеносности и за ним, т. е. в пласте на периклиналях и крыльях складки, в песчаниках нефтеносных и водоносных, количество регенерированного кварца несколько снижается, составляя в среднем около 1,5%.



Фиг. 3. Содержание регенерированных зерен кварца в пласте $Б_X$ Мегионского месторождения нефти

Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 4. Распределение пелитизированных полевых шпатов в пласте $Б_X$ Мегионского месторождения нефти

Условные обозначения см. на фиг. 2

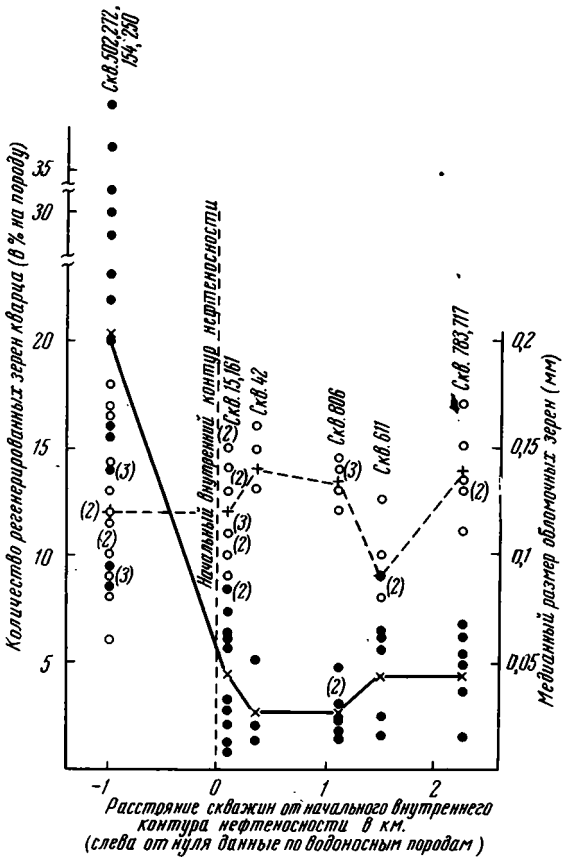
Таким образом, намечается тенденция к некоторому увеличению количества регенерированного кварца в присводовых участках пласта $Б_X$. Поведение коэффициента пелитизации полевых шпатов песчаников тесно зависит от медианного размера зерен, слагающих песчаники, и существенно не меняется от свода к крыльевым и периклинальным участкам пласта (фиг. 4).

Отмеченная тенденция объясняется тем, что в присводовых участках пласта залегают коллекторы более высокой проницаемости. Такие водоносные коллекторы характеризуются максимальным содержанием эпигенетических минералов. Поэтому тенденция увеличения содержания регенерированного кварца в нефтеносных песчаниках, залегающих на присводовых участках Мегионского поднятия, может быть объяснена тем, что процессы эпигенеза коллекторов пласта $Б^X$ длительное время протекали в условиях их водонасыщения. Лишь недавно они были заполнены нефтью при формировании залежи, что происходило скорее всего в неогене, в период заметной интенсификации тектонических движений и роста локальных поднятий. Во всяком случае залежь нефти в пласте $Б_X$ Мегионского месторождения значительно моложе залежей пластов $Б_I$ и $Б_{II-III}$ Усть-Балыкского и Западно-Сургутского месторождений. Формирование ее произошло за сравнительно короткий отрезок геологического времени.

На Русской платформе изучались водоносные и нефтеносные терригенные породы-коллекторы пласта $Д_I$ верхнепашийского возраста Шкаповского месторождения нефти. Они представлены мономинеральными

кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, содержащими незначительное количество (5—7%) седиментационного глинистого цемента.

Обращает на себя внимание тот факт, что в нефтенасыщенных песчаниках и алевролитах пласта $Д_I$, как в приконтурной части, так и по мере удаления от контура нефтеносности к сводовой части структуры, сохраняется постоянство содержания регенерированных зерен кварца (фиг. 5). Это обстоятельство позволяет сделать вывод о непродолжительности времени формирования залежи нефти в пласте $Д_I$. Иначе мы наблюдали бы закономерное увеличение количества регенерированных зерен кварца в нефтеносных песчаниках к окраинным частям залежи. Резкое, скачкообразное увеличение содержания регенерированного кварца в породе ниже ВНК в водоплавающей залежи свидетельствует также о быстрой стабилизации его.



Фиг. 5. Содержание регенерированных зерен кварца в пласте $Д_I$ Шкаповского месторождения нефти

Условные обозначения см. на фиг. 1

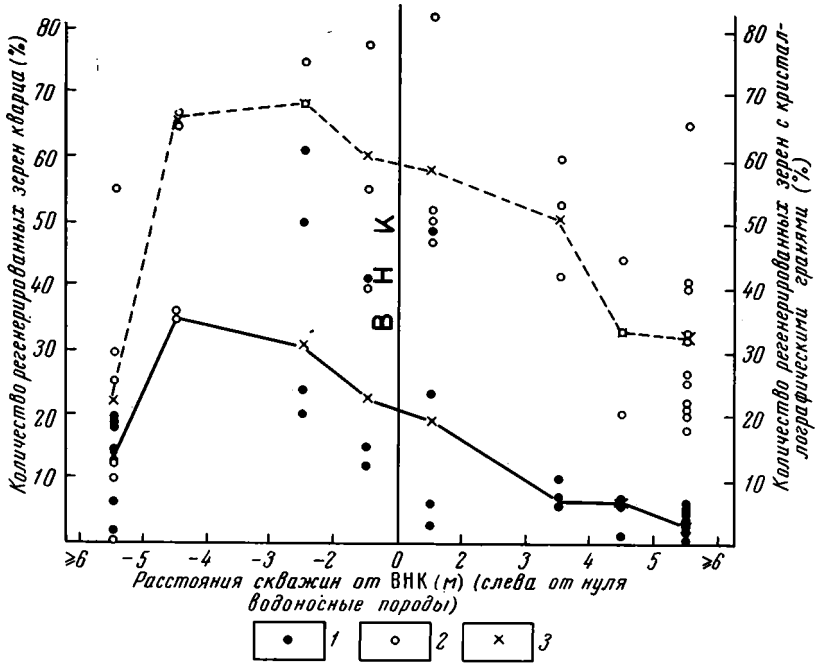
Детальному исследованию были подвергнуты водоносные песчаники, залегающие вблизи ВНК. Подсчеты показали, что в них максимальное количество регенерированного кварца фиксируется в 2—5 *м* под этой границей (фиг. 6). Здесь количество регенерированных зерен 23—35%, а ниже, в 5,5 *м* от ВНК—заметно снижается до 12—13%.

Впервые такое явление для приконтактных зон залежей установил А. В. Смирнов (1964) при изучении Олейниковского газового месторождения (Астраханская область), приуроченного к альбским пескам. Он констатировал, что непосредственно у нефтяной оторочки в водоносных песчаниках количество регенерированного кварца составляет 20—25%, ниже ВНК на 5 *м* снижается до 10—15%, а еще ниже ВНК уменьшается более заметно.

Описанное явление скорее всего может быть вызвано своеобразными процессами, протекающими на контакте нефти и воды. А. И. Перельман (1965) отмечает, что многие эпигенетические минералы образуются в породах у различных геохимических барьеров. Один из таких барьеров — восстановительный барьер у контакта воды и нефти. Здесь, за счет окисления нефти развиваются сульфатредуцирующие бактерии. В результате в водах появляется много CO_2 и H_2S. Увеличение концентрации углекислоты сопровождается понижением pH поровых растворов, что способствует перенасыщению их кремнекислотой и образованию

регенерационных каемок вокруг кварца. Этот процесс сильно ослабевает по мере удаления от ВНК.

Косвенным подтверждением существования таких процессов является намечающаяся зависимость между содержанием новообразованного кварца в породах в зоне ВНК и степенью криптогипергенной измененности нефтей в залежах. Так, нефть в пласте $Д_I$ более измененная, тя-



Фиг. 6. Содержание регенерированных зерен кварца в зоне ВНК в пласте $Д_I$ Шкаповского месторождения нефти

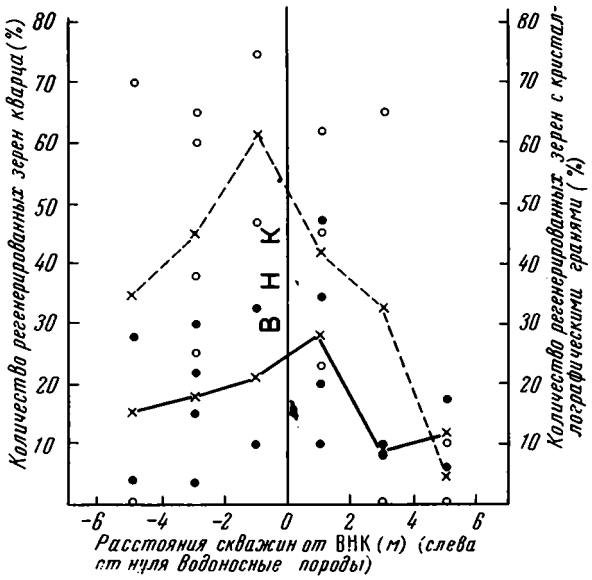
1 — количество регенерированных зерен, в % на породу; *2* — количество регенерированных зерен кварца с кристаллографическими гранями (% от содержания регенерированных зерен); *3* — среднеарифметические значения величин

желая и смолистая, чем в пласте $Д_{IV}$ Шкаповского месторождения (Каримов, 1957). В соответствии с этим в водоносных песчаниках и алевролитах пласта $Д_I$ в зоне ВНК наблюдается большее содержание регенерированного кварца (23—35%), чем в пласте $Д_{IV}$ (фиг. 7), где в водоносных песчаниках его около 15—20%. Повышенная степень измененности нефтей пласта $Д_I$ объясняется, по-видимому, сравнительно большой высотой переходной зоны нефть — вода и большей поверхностью водо-нефтяного контакта, чем для залежи в пласте $Д_{IV}$.

Точно также можно предположить, что заметное увеличение количества регенерированных зерен кварца в водоносных песчаниках пласта $Б_I$ Усть-Балыкского месторождения, по сравнению с нефтеносными песчаниками этого же пласта, вызвано криптогипергенными изменениями нефти и сопровождающими этот процесс явлениями. В законтурных водах пласта $Б_I$ исследованиями М. А. Прозорович, проведенными в микробиологической лаборатории отдела гидрогеологии ЗапСибНИГНИ, обнаружены сульфатредуцирующие бактерии, тогда как, по предварительным данным, в водах пласта $Б_X$ Мегионского месторождения они отсутствуют. Здесь же, как отмечалось, за контуром нефтеносности не фиксируется возрастание количества регенерированного кварца. Нефти пласта $Б_X$, по сравнению с нефтями пласта $Б_I$ Усть-Балыкского место-

рождения, малосернисты, с незначительным содержанием смол и асфальтенов, более легкие.

Эпигенетическое уплотнение песчано-алевритовых пород в значительной мере зависит от растворения обломочных зерен на контактах. В связи с этим интересно рассмотреть особенности уплотнения водоносных и нефтеносных пород. С этой целью изучались граувакковые и аркозовые мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты



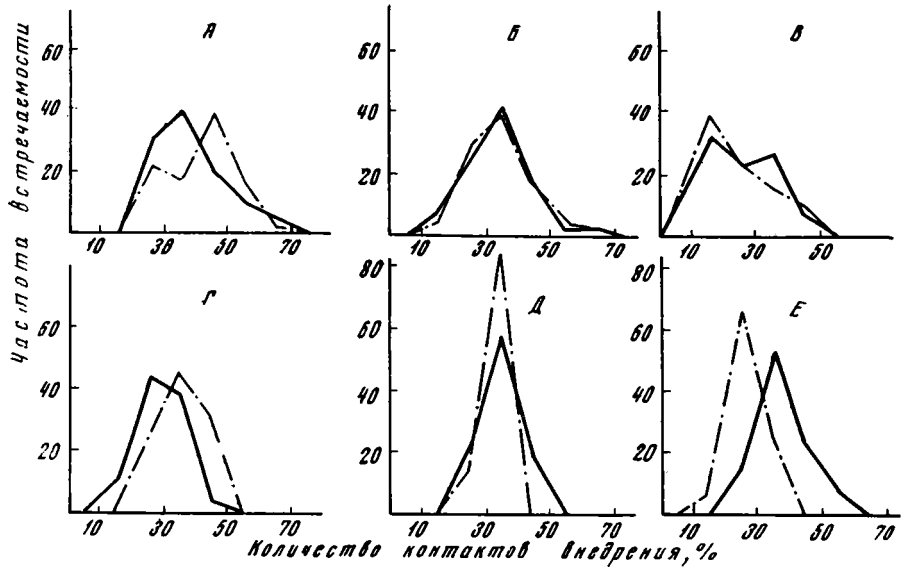
Фиг. 7. Содержание регенерированных зерен кварца в зоне ВНК в пласте $Д_{IV}$ Шкаповского месторождения нефти

Условные обозначения см. на фиг. 6

нефтеносных пластов $Б_I$ (глубина залегания 2050—2150 *м*) и $Б_X$ (глубина залегания 2300—2380 *м*) на Усть-Балыкском и Западно-Сургутском месторождениях (Зарипов, Прозорович, 1967). Количество контактов внедрения в кварц в водоносной части пласта $Б_I$ составляет (среднее по 45 образцам) 41,4% от общего количества контактов внедрения в породах, а в нефтеносной части пласта 36,0%. Соответственно количество контактов внедрения в полевые шпаты 35,0 и 37,3%, а в обломки горных пород 23,1 и 23,9% (фиг. 8). Установленные различия в количестве контактов внедрения в водоносной и нефтенасыщенной частях пласта $Б_I$ значимы (т. е. достоверно независимы от случайностей выборки) лишь для зерен кварца. Большее число контактов внедрения в зерна кварца в водоносных песчаниках и алевролитах объясняется тем, что процессы растворения кварца в них протекают и сейчас, тогда как в нефтенасыщенных песчаниках они были приостановлены заполнением коллектора нефтью.

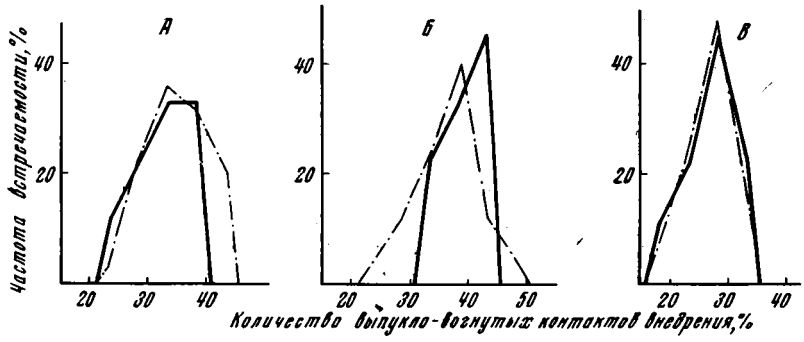
Для пласта $Б_X$ этих же месторождений, но залегающего глубже на 200—250 *м*, достоверными (по 35 образцам) оказались различия в количествах контактов внедрения в кварц и в обломки пород, причем опять-таки в водоносных песчаниках количество контактов растворения на зернах кварца (37,3%) больше, чем в нефтеносных (29,2%). Бо́льшие глубины залегания пласта $Б_X$, чем пласта $Б_I$, обусловили некоторые особенности механической деформации обломков пород. Приход нефти в коллектор не мог приостановить в нем процесса уплотнения, который на этих глубинах резко возрастает. Так как растворение кварца в среде

нефти прекратилось, дальнейшее уплотнение нефтеносных песчаников происходило главным образом за счет пластической деформации обломков горных пород. Действительно, количество контактов внедрения в них в водоносных песчаниках меньше (25,7%), чем в нефтеносных (39,6%).



Фиг. 8. Кривые распределения количества выпукло-вогнутых контактов внедрения в песчаниках и алевролитах Западно-Сургутского и Усть-Балыкского месторождений нефти

Контакты внедрения: *А* — в кварц; *Б* — в полевые шпаты; *В* — в обломки пород (пласты $Б_I$ и $Б_{II-III}$); *Г* — в кварц; *Д* — в полевые шпаты; *Е* — в обломки пород (пласт $Б_X$). Сплошная линия — нефтеносные песчаники и алевролиты: штрих — пунктир — водоносные песчаники и алевролиты



Фиг. 9. Кривые распределения количества выпукло-вогнутых контактов внедрения в песчаниках и алевролитах пласта Бх Мегионского месторождения нефти

Условные обозначения см. на фиг. 8

Подсчет контактов внедрения в кварц нефтеносных и водоносных коллекторов юрского продуктивного горизонта Трехозерного месторождения, где он представлен кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, также показывает на существование определенных различий. Так, в водоносных песчаниках количество контактов внедрения в кварц составляет 26,2% общего количества межзерновых контактов в породах, а в нефтеносных коллекторах — около 22%.

Различия эпигенетических процессов уплотнения устанавливаются и для кварцевых пород-коллекторов других нефтегазоносных областей. В частности, результаты исследования пород-коллекторов пласта $Д_I$

верхнепашийского возраста Шкаповского месторождения нефти свидетельствуют, что количество контактов внедрения кварца в кварц в водоносных песчаниках и алевролитах резко превышает их содержание в аналогичных по седиментационным признакам, но нефтенасыщенных породах, составляя в среднем соответственно 30,0 и 23,4%. Благодаря большему развитию процессов конформации и инкорпорации, а также усиленной регенерации кварцевых зерен песчаники и особенно алевролиты, залегающие за контуром нефтеносности, приобрели кварцитовидную структуру, их фильтрационные свойства понизились. Проницаемость их составляет в среднем 64 *мд*, тогда как проницаемость нефтеносных пород оценивается в 162 *мд*. Однако описанная закономерность в уплотнении наблюдается не для всех продуктивных пластов. Примером такого случая может служить пласт Бх Мегионского месторождения нефти на Нижневартовском своде. Изучение контактов внедрения в зерна различного минералогического состава и в обломки пород показало незначительную разницу в их количестве в водоносных и нефтеносных породах (фиг. 9).

Отсутствие различия в характере уплотнения водонасыщенных и нефтенасыщенных коллекторов пласта Бх Мегионского месторождения объясняется молодым возрастом залежи, приуроченной к этому пласту. Недавняя замена поровой воды нефтью не успела еще обусловить различий уплотнения песчаников и алевролитов за контуром нефтеносности и внутри его, тогда как для Усть-Балыкского, Западно-Сургутского, Трехозерного и Шкаповского месторождений в силу более раннего их формирования такие различия успели возникнуть [3].

Таким образом, изучение эпигенетических изменений водоносных и нефтеносных терригенных коллекторов продуктивных горизонтов, показывает, что существуют черты сходства и различий этих процессов на Русской платформе и Западно-Сибирской плите. Различия этих процессов в общем виде заключаются в образовании преимущественно эпигенетического кварца в олигомиктово-кварцевых песчаниках, какими, например, являются коллекторы верхнепашийского возраста. Эпигенетические минералы в аркозовых и граувакковых коллекторах продуктивных горизонтов Западной Сибири более разнообразны.

Сходство эпигенетических процессов для гранулярных коллекторов различного петрографического состава заключается в том, что эпигенетическое гравитационное уплотнение их особенно интенсивно протекает в водоносных частях продуктивных горизонтов. Здесь же для залежей, сформированных давно, отмечается максимальное количество эпигенетических новообразований.

В заключение хотелось бы отметить, что ближайшей задачей при изучении эпигенетических процессов в нефтеносных пластах является привлечение данных по гидрогеологии, гидрохимии и микробиологии законтурных вод.

ЛИТЕРАТУРА

Бузинова В. М. Эпигенез пород и миграция флюидов (на примере меловых отложений восточного Предкавказья).— Нефтегазовая геология и геофизика (текущая информация), 1967, № 15.

Зарипов О. Г. О некоторых различиях эпигенетической преобразованности пород

---

[3] Необходимо подчеркнуть, что во избежание влияния гранулометрического состава пород на количество контактов внедрения исследовались сравнительно однородные песчано-алевролитовые породы с примерно одинаковой гранулометрической характеристикой как в водоносной, так и в нефтеносной частях пластов. Медианный размер зерен в породах, вошедших в выборки, 0,13—0,29 *мм* для Усть-Балыкского и Западно-Сургутского месторождений и 0,09—0,19 *мм* для Мегионского и Шкаповского месторождений.

в водоносной и нефтеносной частях пласта $Д_1$ (пашийский горизонт) Шкаповского месторождения.— Изв. Высш. учебн. завед. Сер. Нефть и газ, № 10, 1967.
Зарипов О. Г., Прозорович Г. Э. О различиях эпигенетического уплотнения водонасыщенных и нефтенасыщенных пород-коллекторов (на примере продуктивных горизонтов Сургутского свода, Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 5.
Каримов А. К. Об особенностях нефтей различных тектонических зон и стратиграфических горизонтов на территории Башкирии.— Геол. нефти, 1957, № 4.
Оруджева Д. С., Черников О. А. Некоторые особенности формирования залежей нефти Жетыбай-Узеньской структурной террасы.— Нефтегазовая геология и геофизика (текущая информация), № 21—22, 1967.
Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.
Перозио Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Автореф. канд. дис., ГИН АН СССР, М., 1964.
Перозио Г. Н. Эпигенетические преобразования в песчаниках и алевролитах юры и мела Западно-Сибирской низменности.— Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
Прозорович Г. Э. Соотношение минералов титана как показатель времени формирования Усть-Балыкского месторождения нефти (Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 3.
Прозорович Г. Э. К методике определения времени формирования месторождений нефти по эпигенетическим изменениям пород продуктивных пластов. Бюл. НТИ. Сер. Геология месторождений полезных ископаемых, региональная геология, вып. 2. Изд-во ОНТИ ВИЭМС, М., 1967.
Прозорович Г. Э., Валюженич З. Л. Регенерация кварца и пелитизация полевых шпатов в нефтеносных и водоносных песчаниках Усть-Балыкского месторождения нефти (Западная Сибирь).— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4.
Пятнов В. И. К вопросу о связи аутигенных титановых минералов в осадочных породах с органическим веществом.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 6.
Смирнов А. В. Регенерационный кварц как показатель нефтегазоносности песчаных пластов.— Тр. ВНИИНГП, Волгоград, 1964, вып. 3.
Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С. Комплексное литологическое изучение Усть-Балыкского месторождения.— Нефтегазовая геология и геофизика (текущая информация), 1966, № 15.
Филиппова Л. И. Влияние процессов эпигенеза на коллекторские свойства песчаников среднего девона.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1967, № 7.
Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.
Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Аутигенные минералы нефтеносных терригенных пород. Межд. геол. конгресс, XXII сес., докл. сов. геол. Геология нефти. М., «Наука», 1967_1.
Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Некоторые результаты изучения аутигенных минералов с целью определения относительного времени прихода нефти в породы-коллекторы. В сб.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967_2.
Юркова Р. М. О времени заполнения нефтью ловушек пласта XVII некоторых месторождений Северного Сахалина.— Нефтегазовая геология и геофизика (текущая информация), 1968, № 19.
Füchtbauer H. V. Zur Quarzneubildung in Erdöllagerstaten, Erdöl und Kohlerdgas petroghemic. № 3, 1961.
Lowry W. D. Factors in loss of forosity by quartzose sandstones of Virginia.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. vol. 40, № 3, 1956.
Millot G. Geologie des argiles. Paris, 1964.

Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт
Тюмень

Дата поступления
21.VII.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 550.4 : 546.82

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДИАПАЗОНАХ МИГРАЦИИ ТИТАНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

С. Р. КРАЙНОВ, И. В. БАТУРИНСКАЯ, В. М. ЖАРИКОВА

Приведены сведения о геохимии титана в кислых, щелочных и околонейтральных водах. Показано, что область водной миграции титана не ограничена только кислыми средами. Это связано с тем, что титан не только элемент-гидролизат, но и элемент-комплексообразователь. Комплексообразование может резко сдвигать pH гидролиза титана в щелочную сторону. Показано, что существуют два типа гидрогеохимических сред, в которых происходит усиление миграционной способности титана в водах,— кислые и щелочные. Органические вещества имеют наибольшее значение для миграции малых концентраций титана (0—10 *мкг/л*). Минимальная миграционная способность титана характерна для околонейтральных сред, характеризующихся минимальными концентрациями неорганических аддендов.

В настоящее время среди геологов преобладает мнение о крайне низкой миграционной способности титана в природных водах. Это суждение подтверждается многими особенностями его геохимии в зоне гипергенеза: устойчивость минералов двуокиси титана, обогащение остаточных гипергенных пород титаном и т. д. При этом предполагается, что, поскольку титан типичный элемент-гидролизат (ионный потенциал 6,25, pH гидролиза <2, $ПР_{TiO(OH)_2}$ $<10^{-29}$), его миграция может осуществляться только в кислых водах. Действительно, кислые (особенно вулканические) воды могут быть чрезвычайно обогащены титаном (Зеленов, 1963, 1965, и др.). Что же касается других типов гидрогеохимических сред,— околонейтральных и особенно щелочных,— то обычно предполагается, что в таких средах, вследствие гидролиза титана, его содержания должны быть ничтожны. В то же время надо специально отметить, что из литературы известны данные о высоких содержаниях титана и в водах этих сред. Так, Ю. К. Горецкий (1960), по данным Н. В. Сарыкиной и М. Н. Яковлевой, отмечал относительно повышенные содержания титана (0,17—0,27 *мг/л*) в слабокислых (pH 5,3—5,9) водах Аджарии; П. А. Удодов, И. П. Онуфриенок и Ю. С. Парилов (1962) обнаружили высокие содержания титана (до 3,4 *мг/л*) в околонейтральных (pH 6,5) водах Салаира; Г. И. Бушинский (1963) отмечал вынос титана из бокситов Северного Урала, залегающих в известняках.

Значительный материал по распространению титана в природных водах собран в работе П. А. Удодова, И. П. Онуфриенок и Ю. С. Парилова (1962). Эти авторы показали, что, несмотря на широкое распространение в водах (83,8% встречаемости из 3346 проб), титан в них — весьма слабый мигрант. К сожалению, в большинстве работ, где приводятся сведения о титане в природных водах, его распространение в этих водах рассматривается практически вне связи с их химическим составом. Это в сущности долгое время затрудняло решение вопросов геохимии титана в водах, хотя знание этой геохимии могло бы способствовать в свою

очередь решению ряда дискуссионных вопросов гипергенного рудообразования, в частности бокситообразования. Дело в том, что в этих дискуссиях обычно не учитывается, что титан — это не только элемент-гидролизат, но и элемент-комплексообразователь, а в связи с этим его водная миграция не может быть ограничена только кислыми средами. Известно, что комплексообразование может резко сдвигать pH гидролиза элементов-комплексообразователей в щелочную сторону.

В связи с этим в настоящей статье мы хотели бы несколько расширить представления о геохимии титана в природных водах. Материалом для статьи послужили результаты полевых и экспериментальных гидрогеохимических исследований сотрудников ВСЕГИНГЕО в районах массивов щелочных пород Кольского полуострова и Урала (Ловозерский, Хибинский, Вишневогорский, Африканда, Ковдор, Вуори-Ярви и др.), которые, как известно, обогащены титаном. Помимо авторов в полевых и экспериментальных исследованиях участвовали Н. Г. Петрова, Л. Н. Дубинчук.

Методика аналитического определения титана в природных водах. В настоящее время общепринята количественная колориметрическая методика определения титана, основанная на взаимодействии четырехвалентного титана в слабокислой среде (pH 2—3) с динатриевой солью хромотроповой кислоты (Методическое руководство, 1963). Судя по работам, посвященным химии титана (Codell, 1959; Химия редких рассеянных элементов, 1965), его комплексные соединения с некоторыми природными аддендами (F и др.) должны обладать значительной устойчивостью (константы нестойкости комплексных соединений $<n \cdot 10^{-6}$), поэтому в обычную методику определения титана, как и в методику определения других элементов-комплексообразователей (Крайнов, 1968), нами были введены операции по кислотному разрушению комплексов[1].

Эти операции оправдали себя: количества титана, определенные после кислотного разрушения комплексов, обычно оказывались в несколько раз большими, чем в случае определения без их разрушения (табл. 1).

Отметим, что кислотная обработка сухих остатков внесла некоторые осложнения в определения титана, так как в связи со значительным кларком титана попадание механической взвеси в сухой остаток сильно искажало результаты анализов и лишало их воспроизводимости (при наличии взвеси ошибка могла достигать 2000%). Поэтому относительная воспроизводимость в определениях титана была нами достигнута только после освобождения от механической взвеси путем фильтрования всех проб[2]. Что же касается влияния коллоидной фракции титана на определение титана с кислотной обработкой сухого остатка, то при обычных для подземных вод содержаниях титана (n—$n \cdot 100$ *мкг/л*) она, видимо, не должна иметь существенного значения, так как переход мономерных форм гидроокиси титана в полимерные происходит при гораздо больших содержаниях титана (порядка n—$n \cdot 10$ *мг/л*).

Гидрогеохимические диапазоны миграции титана. Применение методики с кислотным разрушением комплексных соединений титана позволило нам установить, что титан относительно широко распространен не только в кислых, но и в околонейтральных и даже щелочных водах. Обобщение данных по распространению титана в природных водах показало, что существует закономерное изменение его содержаний с из-

---

[1] Сущность этих операций в следующем: воду выпаривали до сухого остатка, последний обрабатывали смесью H_2SO_4 и HNO_3 до осветления (при нагреве). Обработанный таким образом сухой остаток растворяли в дистиллированной воде и далее определяли титан общепринятым методом.

[2] Центрифугирование отдельных проб вод (без опалесценции) показало удовлетворительную сходимость определений титана (порядок содержаний) в отфильтрованных (фильтр «синяя лента») и центрифугированных пробах.

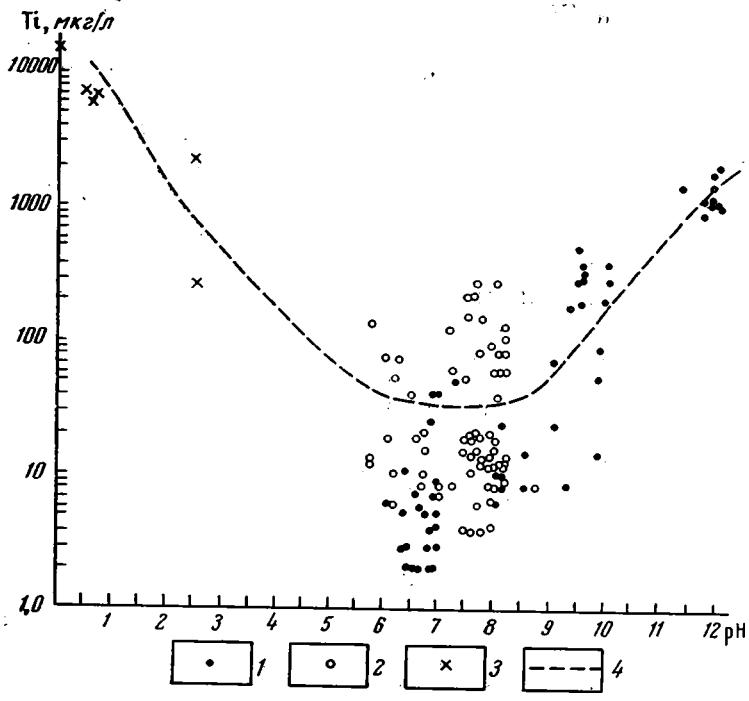
Таблица 1

Результаты параллельного определения титана в водах с кислотным разрушением комплексов и без их разрушения

Массивы щелочных пород	Общее количество параллельных определений	Количество проб, в которых Ti обнаружен без кислотного разрушения: количество / %	Количество Ti, определенное без кислотного разрушения (пределы), *мкг/л**	Количество проб, в которых Ti обнаружен после кислотного разрушения: количество / %	Количество Ti, определенное после кислотного разрушения (пределы), *мкг/л**
Ловозерский	2	2 / 100	6—10	2 / 100	260—400
Вишневогорский	5	2 / 40	Не обн.—2	5 / 100	71—100
Африканда	32	9 / 28	Не обн.—6	32 / 100	Не обн.—400

* 1 *мкг*=0,001 *мг*.

менением их гидрогеохимических сред. Последние в суммарном виде могут быть выражены через значения pH. В табл. 2 и на фиг. 1 показано изменение содержаний титана в водах с разными значениями pH.



Фиг. 1. Связь между содержаниями титана и pH природных вод

1 — воды Ловозерского массива; *2* — воды Вишневогорского массива; *3* — кислые воды (данные К. К. Зеленова и А. М. Эленбогена); *4* — линия средних содержаний

Из этих иллюстраций видно, что существуют два типа гидрогеохимических сред (или диапазонов), в которых наблюдается усиление миграционной способности и увеличение концентраций титана в водах,— кислые и щелочные.

Распространение титана в кислых водах охарактеризовано во многих работах, касающихся геохимии резкокислых термальных вод

Таблица 2

Изменение содержаний титана в водах с разными pH* по результатам 238 анализов

pH	Ti, *мкг/л*	Коэффициент водной миграции	pH	Ti, *мкг/л***	Коэффициент водной миграции	pH	Ti, *мкг/л***	Коэффициент водной миграции
0—2*	5000—23000	~0,0*n*	4,1—6,0	Не обн.—240 / 44	⩽0,01	8,1—10,0	2—500 / 82	
2,1—4,0	280—2000		6,1—8,0	Не обн.—400 / 34		10,1—12,0	900—2000 / 1350	⩾0,05

* При характеристике кислых вод использованы данные К. К. Зеленова (1965₂ и др.) и В. И. Борисенкова (1967).

** В числителе пределы, в знаменателе—среднее.

вулканических областей (Зеленов, 1963, 1965₁ и др.; Борисенков, 1967, и др.). Судя по указанным работам, количество титана в этих водах возрастает до 5—35 *мг/л*. Значительные концентрации титана характерны и для кислых вод сульфидных месторождений. Так, в сульфатных водах (pH 2) Кедабекского колчеданного месторождения количество титана до 2 *мг/л* (воды для анализа предоставлены нам А. М. Эленбогеном). Причины увеличения подвижности титана в кислых водах понятны, и мы на них не останавливаемся. Отметим лишь, что коэффициент водной миграции титана в кислых водах (рассчитанный по А. И. Перельману) достигает 0,04 и более.

Неожиданно высокие концентрации титана были обнаружены нами в щелочных водах. Так, в резко щелочных (pH 11—12) рудничных водах глубоких горизонтов Ловозерского массива содержания титана достигают 2 *мг/л* (табл. 3). Наличие высоких концентраций титана в щелочных водах не ограничено только массивами щелочных пород. Это более общее явление. Так, значительные концентрации титана характерны для содовых озер районов кристаллических пород (см. табл. 3), термальных щелочных вод гранитоидов и т. д. При этом наблюдается закономерное возрастание содержаний титана с ростом pH вод (см. фиг. 1). Характерной особенностью щелочных, наиболее обогащенных титаном вод является наличие в них значительных концентраций фтора, карбонатов и органических веществ.

Таблица 3

Химический состав щелочных вод, *мг/л*

Компоненты и показатели	Воды Ловозерского массива, номера проб воды					Озеро Сасык-Куль (Памир)
	115	84	87	119	114	
Na + K	20372	22715	25179	23432	23937	40441
Ca	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Mg	25	100	140	5	113	24
Cl	70	75	60	70	85	31800
SO_4	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	7728
Сумма карбонатов по титруемой щелочности	6782	15650	9162	7023	7034	23710
Сумма карбонатов (прямое определение)	1425	~2000	2640	2314	2041	—
SiO_2	6800—7150	6000—8000	5000—7800	7800—8800	7800—9750	—
F	11000—12500	11250	12500—15000	12500	11000—12000	~7—10
Al	—	—	~1000	~1000	—	—
Ti	1,5	1,1	1,2	1,5	2,0	0,60—4,0
pH	11,85	11,94	11,7	12,0	11,9	9,4—9,6
Сухой остаток	~50000	~55000	~60000	~55000	~50000	~103000

Таблица 4

Результаты экстракций титана изобутиловым спиртом и хлороформом (воды Ловозерского, Вишневогорского, Хибинского массивов нефелиновых сиенитов и массивов карбонатитов Вуори-Ярви, Ковдор)

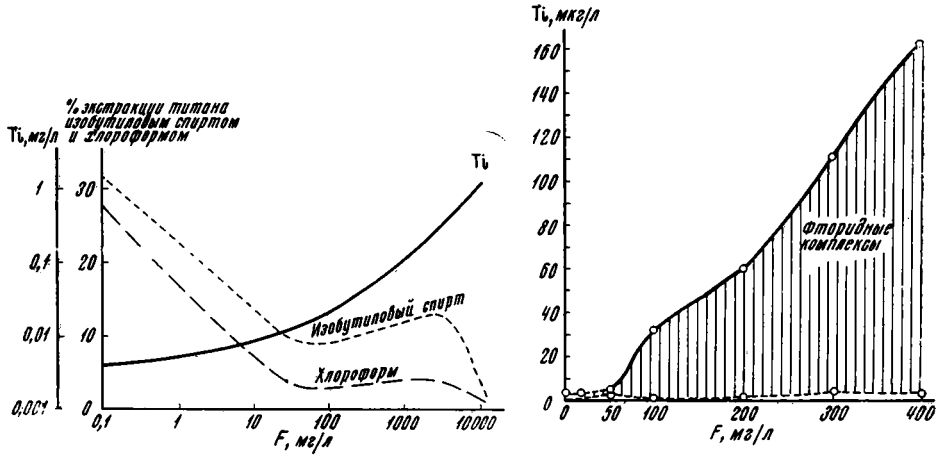
Интервалы содержаний Ti, *мкг/л*	Среднее содержание Ti в интервале, *мкг/л*	Среднее содержание F, *мг/л*	Среднее количество Ti, экстрагируемого изобутиловым спиртом		Количество экстракций изобутиловым спиртом	Среднее количество Ti, экстрагируемого хлороформом		Количество экстракций хлороформом
			мкг/л	% от вала		*мкг/л*	% от вала	
0—10	4,7	0,1	1,33	32	21	1,45	27,8	17
10—100	26,2	52,5	2,42	9,5	11	0,83	3	5
100—1000	407	4112	50,2	14	9	14,8	5,04	6
>1000	1225	12688	11,2	0,96	6	0	0	5

Процессами гидролиза наличие высоких концентраций титана в щелочных водах объяснить нельзя. Несложный расчет показывает, что, исходя из $ПР_{TiO(OH)_2} \geqslant n \cdot 10^{-29}$, количество титана в водах при pH 11—12 должно быть менее $n \cdot 10^{-22}$ *г/л*. Амфотерность титана в данном случае не имеет значения, так как образование титанатов в термодинамических условиях природных вод практически невозможно. Поэтому единственное объяснение концентрирования титана в щелочных водах — в комплексообразовании. Судя по химической литературе (Codell и др.), среди компонентов природных вод наиболее вероятными аддендами для титана могут служить органические вещества и фтор. В связи с этим нами были проведены эксперименты по выяснению масштабов связи титана с органическим веществом подземных вод и роли его фторидных комплексов в щелочных водах. При изучении связи титана с органическим веществом был использован метод экстракций. Для установления связи титана с определенными органическими веществами последние экстрагировали изобутиловым спиртом и хлороформом[3]. Известно (Альтовский, Быкова, 1961), что изобутиловый спирт экстрагирует из вод часть гумусовых веществ, а хлороформ — битумы, смолы, нафтеновые кислоты.

Предварительные эксперименты по экстракции титана указанными растворителями из искусственно приготовленных растворов, содержащих четырехвалентный титан (или титанил), а также его фторидные комплексы, показали, что экстракция неорганического титана указанными органическими растворителями не превышает 20%. Следовательно, экстракция титана в количествах более 20% от его вала могла быть расценена в пользу наличия связи титана с экстрагируемыми органическими веществами. Надо отметить, что при экстракции указанными органическими растворителями, видимо, экстрагируются не все органические вещества, присутствующие в подземных водах. Поэтому результаты экстракций могут расцениваться в виде некоторого общего показателя степени связи титана с органическим веществом подземных вод. Результаты экстракций приведены в табл. 4. Судя по таблице, значимость титаноорганических соединений среди его форм миграции различна при разных содержаниях титана. Они имеют значение преимущественно при его малых содержаниях (например, в интервале 0—10 *мкг/л*). При значительных содержаниях титана более вероятна его связь в комплексных соединениях с неорганическими аддендами, в частности, с фтором. Косвенные показатели этой связи — факты уменьшения

[3] Экстрагировали при естественных pH вод из расчета 1 : 10 в течение часа. Экстракт выпаривали и обрабатывали H_2SO_4 и HNO_3 (при нагреве) для разрушения органических соединений. Обработанный остаток растворяли в дистиллированной воде и затем определяли в нем титан.

количества титана, связанного с органическими веществами, при увеличении концентраций фтора в водах (см. табл. 4), а также постоянное возрастание содержаний титана в водах при увеличении их фторносности (фиг. 2). Видимо, комплексные соединения титана с фтором более устойчивы, чем с органическим веществом.



Фиг. 2 Фиг. 3

Фиг. 2. Зависимость между содержаниями титана и его экстрагируемостью из вод и фторносностью этих вод

Фиг. 3. Формы нахождения титана во фторидных растворах (по результатам выщелачивания пирохлора)

Сплошная линия — определение титана с кислотным разрушением комплексов; пунктир — определение титана без кислотного разрушения комплексов

В настоящее время неизвестны константы нестойкости большинства фторкомплексов титана, поэтому мы оценивали роль этих комплексов косвенным путем — методом выщелачивания титансодержащих минералов (пирохлор) искусственно приготовленными растворами, содержащими различные количества фтора[4]. Основой экспериментов, как и в предыдущей работе (Крайнов, 1968), были следующие положения.

1. Если титан образует устойчивые комплексы с фтором, то в присутствии фтора интенсивность его перехода в воду должна увеличиваться вследствие образования этих комплексов.

2. Применяя различные методы определения титана в растворах (с разрушением комплексов и без их разрушения), можно по разности ориентировочно определить количества титана, связанного в комплексы.

Результаты экспериментов приведены на фиг. 3, где видно, что увеличение концентраций фтора в растворах приводит к интенсификации извлечения титана из его минералов и при содержаниях фтора более 5—10 *мг/л* весь титан в растворах находится в виде фторкомплексов[5]. Приводя эти данные, подчеркнем, что раствор NaF, которым мы выщелачивали пирохлор, имеет околонейтральную реакцию. Полученные результаты, конечно, можно только осторожно переносить на природные

[4] Была принята следующая методика эксперимента: навески минерала весом 50 *г* загружали в стакан и заливали растворами NaF, содержащими различные количества F (10—1000 *мг/л*) (отношение Т : Ж было постоянным — 1 : 5); перемешивали механической мешалкой со скоростью 500 *об/мин* (время перемешивания 3 часа); после перемешивания растворы фильтровали и центрифугировали.

[5] Аналогичные эксперименты по выщелачиванию пирохлора карбонатно-натриевыми растворами показали гораздо меньшую интенсивность перехода титана в эти растворы и значительно меньшее количество титана, связанного в карбонатные комплексы.

(особенно щелочные) воды, так как вследствие их многокомпонентности (и особенно значительных концентраций OH^--ионов) образование монокомплексов в них маловероятно. В щелочных природных водах вероятнее существование смешанных комплексов типа $Ti(F, OH)_n^{4-n}$. Но это не меняет существа результатов экспериментов, показавших большую роль неорганических комплексов среди форм нахождения титана в водах. Комплексообразование с неорганическими аддендами предохраняет титан от гидролиза в щелочных водах и способствует его водной миграции. Поэтому коэффициент водной миграции титана в щелочных водах относительно высок — до 0,05 и выше.

И, наконец, нам осталось разобрать особенности геохимии титана в водах с околонейтральными средами. Содержания титана в этих водах резко снижаются и обычно не превышают 100—300 *мкг/л*. Соответственно снижается и коэффициент водной миграции титана в этих водах ($\leqslant$0,01). Причины понятны. В околонейтральных водах нет высоких концентраций фтора (и других неорганических аддендов). Комплексообразование в этих водах не имеет существенного значения, поэтому их агрессивность по отношению к титансодержащим минералам низка, а условия для водной миграции гораздо менее благоприятны, чем в щелочных водах. Наличие в этих водах органических веществ принципиально не меняет положения, так как, судя по аналогичным экстракциям изобутиловым спиртом и хлороформом, соединения титана с органическим веществом в околонейтральных водах по-прежнему не имеют решающего значения. Поэтому, несмотря на широкое распространение органических веществ в околонейтральных водах и значительные средние содержания титана в породах, концентрации титана в этих водах ограничены, а его миграционная способность невелика.

Формы миграции титана в околонейтральных водах для нас пока не совсем ясны. Видимо, это комплексы с неорганическими и органическими аддендами, а также мономеры недиссоциированной гидроокиси.

Итак, мы пришли к выводу о том, что околонейтральные среды характеризуются минимальной интенсивностью водной миграции титана. Но поскольку эти околонейтральные среды преобладают в природных условиях, то в целом интенсивность водной миграции титана в зоне гипергенеза незначительна (коэффициент водной миграции 0,00 *n* и ниже). И в этом наши данные подтверждают сложившиеся среди геологов представления о низкой миграционной способности титана в обычных средах зоны гипергенеза. Но из изложенного в настоящей статье все же следует, что в случае возникновения благоприятных условий для комплексообразования (например, обогащение вод фтором) подвижность титана может увеличиваться и в околонейтральных средах. Об этом свидетельствует интенсификация выщелачивания титана из его минералов фторидными околонейтральными растворами. В природных условиях существует постоянное противоборство гидролиз — комплексообразование и в случае наличия аддендов равновесие сдвигается в правую сторону.

В заключение сообщим о значениях отношения Ti/Al в околонейтральных и щелочных подземных водах. Известно, что этот модуль имеет значение для познания генезиса бокситов (Страхов, 1963). Поэтому сведения об отношении Ti/Al в подземных водах могут представить некоторый интерес для специалистов в области бокситообразования. Статистический анализ нашего материала по отношению Ti/Al показал, что вне зависимости от химических типов вод в подавляющем большинстве случаев оно в водах равно 0,001—0,005, т. е. меньше аналогичного отношения в породах. Это свидетельствует об уменьшении (сравнительно с алюминием) миграционной способности растворенного титана в околонейтральных и щелочных водах.

Выводы. 1. В природных условиях зоны гипергенеза существуют два типа гидрогеохимических сред, в которых происходит усиление водной миграции титана,— кислые и щелочные.

2. Усиление водной миграции титана в щелочных водах обусловлено его комплексообразованием с неорганическими аддендами, концентрирующимися в этих водах (главным образом с фтором).

3. Минимальная подвижность титана характерна для околонейтральных сред, но при наличии условий для комплексообразования с неорганическими аддендами, особенно с фтором, водная миграция тигана должна усиливаться и в этих средах.

ЛИТЕРАТУРА

Альтовский М. Е., Быкова Е. Л. и др. Изучение растворенных в водах органических веществ. В сб.: Методическое руководство по гидрогеологии для оценки перспектив нефтегазоносности. Гостоптехиздат, М., 1961.

Борисенков В. И. Некоторые условия миграции Al, Fe, Ti в поствулканическом гидротермальном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 4.

Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений.— Тр. Всес. н.-и. ин-та минерального сырья (нов. сер.), вып. 5, М., Госгеолтехиздат, 1960.

Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности.— Сов. геология, 1963, № 3.

Зеленов К. К. Алюминий и титан в кратерном озере Кава-Иджен (Индонезия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965_1, № 5.

Зеленов К. К. Вулканогенный титан в зоне гипергенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965_2, № 10.

Крайнов С. Р. Особенности распространения и формы миграции редких элементов-гидролизатов (Nb, TR, Be) в природных водах с щелочной реакцией.— Геохимия, 1968, № 3.

Латимер В. М. Окислительное состояние элементов и их потенциалы в водных растворах. М., Изд-во иностр. лит., 1954.

Лобанов Ф. И. Исследование комплексообразования титана (IV) с рядом органических и неорганических лигандов методом экстракций. Автореф. канд. дис., МГУ, 1968.

Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.

Удодов П. А., Онуфриенок И. П., Парилов Ю. С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. М., «Высшая школа», 1962.

Химия редких и рассеянных элементов, т. I. М., «Высшая школа», 1965.

Codell M. Analitical Chemistry of titanium metalls and compounds. New-York.— London. 1959.

Liberti A., Chiatello V., Corigliano F. Mononuclear hydrolysis of titanium (IV) from partition equilibria. J. inorg. nuclear chemistry, v. 25, № 4, p. 425, 1963.

Wilson C. L., Wilson D. W. Comprehensive analitical chemistry. v. 1A. Elsevier Amsterdam, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт гидрогеологии
и инженерной геологии
Москва

Дата поступления
5.III.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

УДК 552.2 : 551.72

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА У г. ТУЙМАЗЫ

С. Г. МОРОЗОВ, В. П. ТРАХТМАН, Т. В. ИВАНОВА[1]

Породы кристаллического фундамента у г. Туймазы сложены двумя генетическими комплексами: парагнейсовым (первично-осадочным), представленным биотитовыми плагиогнейсами и гранитогнейсами, и интрузивным, включающим синоорогенные (амфиболитизированные габброиды, гранодиориты — кварцевые диориты) и посторогенные (габбро-диабазы) образования. Люминесцентно-битуминологические исследования свидетельствуют об отсутствии битумов в кристаллических породах фундамента у г. Туймазы.

Породы кристаллического фундамента, вскрытые скв. 2000 Туймазы, представлены двумя генетическими комплексами: метаморфическим, относящимся к парагнейсовым (исходно-осадочным) образованиям амфиболитовой фации метаморфизма; интрузивным, включающим различные по составу магматические породы.

В составе метаморфического комплекса выделяются три толщи (фиг. 1). I, или нижняя, толща (интервал глубин 2783,0—3008,0 *м*) — интенсивно микроклинизированные и местами катаклазированные биотито-плагиоклазовые гнейсы, превращенные большей частью в гранито-гнейсы. Цвет гранито-гнейсов розовато-серый различных тонов. Породы хорошо раскристаллизованы и слабо огнейсованы. II, или средняя, толща (интервал глубин 2090,0—2783,0 *м*) — биотито-плагиоклазовые гнейсы, содержащие тела амфиболизированных и интенсивно мигматизированных габброидов. Гнейсы светло-серые, розовато- и зеленовато-серые, крупнозернистые. В разностях, не затронутых воздействием габброидов, отмечается четкая разгнейсованность под углом 60—80° к горизонту.

Чередование существенно гнейсовых прослоев и амфиболитов придает средней толще своеобразную пестроту состава. Амфиболитизированные габброиды образуют нечеткие линзовидно-жилообразные тела мощностью от первых сантиметров до 1 *м* и более. Амфиболиты зеленовато-черные, среднезернистые, обычно массивные, состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и кварца.

С амфиболитами иногда ассоциируют анортозиты в виде крупнозернистых неправильных обособлений. Главный минерал анортозитов — основной плагиоклаз, редко встречается роговая обманка.

В составе средней толщи содержатся мигматиты, представляющие собой смешанные породы, содержащие как материал амфиболитов, так и плагиоклазитовый материал гнейсов, поступавший в амфиболитизированные габброиды при частичном переплавлении гнейсов в зонах палингенеза. В морфологическом отношении более или менее четко выделяют-

[1] Доклад на 2-м семинаре по результатам глубокого бурения на Русской платформе («Гидрохимия и эпигенез палеозойских отложений Русской платформы»). Скважина Туймазы 2000 является скважиной, вскрывшей фундамент Русской платформы.

ся агматиты и сетчатые мигматиты. Агматиты образованы из обломков амфиболитов, сцементированных аплитовидным плагиоклазитовым материалом. Форма и величина обломков разнообразная. Сетчатые мигматиты отличаются тем, что инъекции аплитовидного плагиоклазитового материала образуют густую сетку.

В целом для описываемой толщи характерна интенсивная трещиноватость и значительный катаклаз. Наиболее катаклазированные участки отмечаются в интервалах глубин 2260—2300; 2515—2560; 2680—2700; 2730—2760 *м*. Гнейс-катаклазиты и милониты большей частью темные, с неравномерной мелко- и тонкозернистой структурами и мелкоочковой текстурой.

III, или верхняя, толща (интервал глубин 1820,0—2090,0 *м*) — красновато- и зеленовато-серые биотито-плагиоклазовые гнейсы. Структура гнейсов полнокристаллическая, неравномернозернистая, текстура пород четко гнейсовая, обусловленная чередованием темно- и светлоокрашенных участков. Гнейсоватость ориентирована под углом 60—80° к горизонту. В ряде интервалов биотитовые плагиогнейсы в той или иной мере микроклинизированы. В интервале 2037—2037,3 *м* гнейсы интенсивно катаклазированы.

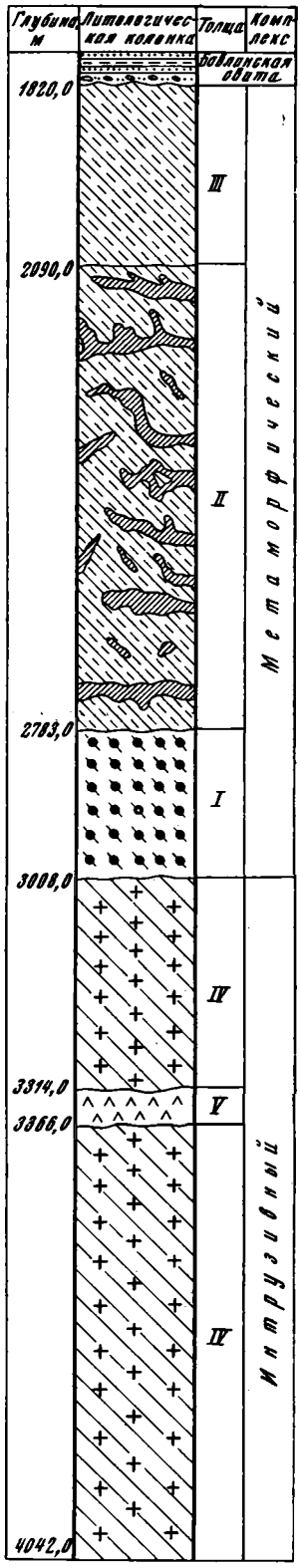
Интрузивный комплекс разделяется дайкой габбро-диабаза (см. фиг. 1, толщи IV и V).

Интрузивные огнейсованные породы состава гранодиорит — кварцевый диорит образуют крупный массив (IV толща), прорывающий метаморфический парагнейсовый комплекс. Породы серого цвета, хорошо раскристаллизованы, средне-, крупнозернистые, окварцованные, характеризуются значительной разгнейсованностью. Породообразующие минералы — плагиоклаз, биотит, роговая обманка, гиперстен и кварц. Массив полностью скважиной не пройден. Стволовая мощность его 982 *м*.

Массив гранодиоритов — кварцевых диоритов прорывает дайка (межпластовая интрузия) габбро-диабазов в интервале 3314,0—3366,0 *м*. Габбро-диабазы серовато-темно-зеленые, плотные, крепкие, совершенно неогнейсованные, среднезернистые. Их породообразующие минералы плагиоклаз и моноклинный пироксен. Мощность дайки 52 *м*.

В основу петрохимического и геохимического описания пород разреза кладется деление их по генетическим типам.

Метаморфический комплекс. Биотито-плагиоклазовые гнейсы принимают участие в строении всех трех толщ этого комплекса. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (35—55%), микроклин (3—6%), кварц (10—30%), биотит (10—15%);



Фиг. 1. Сводный геологический разрез фундамента у г. Туймазы

Таблица 1

Средний химический состав пород кристаллического фундамента в разрезе скв. 2000, %

Толща	Порода	Число анализов	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	TiO_2
I. II, III	Гнейсы биотито-плагиоклазовые	28	70,50	15,30	2,87	1,50	1,77	0,98	2,26	4,41	0,31
I. II, III	Гнейсы микроклинизированные	31	71,50	15,50	2,18	1,27	2,16	1,15	3,74	3,00	0,36
I	Гранито-гнейсы	9	73,70	13,30	1,65	0,76	1,15	0,87	4,37	3,39	0,11
II	Амфиболиты	22	49,70	15,60	6,70	10,40	6,85	1,92	2,17	2,22	1,00
II	Анортозиты	2	49,04	28,41	9,75	1,20	1,34	0,69	3,19	2,72	0,12
II	Мигматиты амфиболитовые	13	55,60	17,20	6,14	6,25	4,62	1,70	2,70	2,79	0,55
II	Мигматиты анортозитовые	14	54,70	23,10	6,67	3,19	1,96	1,03	3,11	3,55	0,21
IV	Гранодиориты, кварцевые диориты	55	64,0	16,50	4,75	2,52	3,44	1,37	1,25	4,50	0,55
V	Габбро-диабазы	9	49,80	13,49	9,88	6,63	10,58	2,73	0,60	2,56	1,05

Примечание. Химические анализы выполнены в центральной лаборатории Башкирского территориального геологического управления. Аналитики — М. Н. Старосельцева, Р. В. Бахтеев, В. Г. Ярославская.

акцессорные: апатит, циркон, ортит, ильменит, магнетит; вторичные: серицит, хлорит, эпидот, кварц, кальцит, гематит.

Химический состав гнейсов довольно выдержанный (табл. 1), в основном соответствующий гранитам земной коры. Содержание SiO_2 в них 61,25—74,3%, Al_2O_3 14—18%, причем увеличивается до 21,7% в образцах с включениями прожилков габброидов.

Среди гнейсов встречаются микроклинизированные разности, которые тяготеют к зонам катаклаза и характеризуются наличием решетчатого микроклина (до 20%) и более высоким содержанием кварца.

Микроклинизированные гнейсы по химическому составу очень близки к биотитовым плагиогнейсам, описанным выше, отличаясь несколько повышенным содержанием SiO_2 (71,5%) и K_2O (3,74%) и пониженными значениями CaO (2,18%) и MgO (1,27%). Это свидетельствует о большей степени влияния на них кремниево-калиевого метасоматоза.

Гранито-гнейсы имеют следующий состав: микроклин (30—35%), плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (10—20%), кварц (25—30%), биотит (1—2%), реже роговая обманка. Характерно для гранито-гнейсов присутствие микропертитов. Акцессорные минералы представлены округлыми зернами апатита и циркона.

Гранито-гнейсы претерпевали две стадии изменения — интенсивную микроклинизацию исходных биотитовых плагиогнейсов и последующий катаклаз, сопровождающийся значительным окварцеванием.

Химический состав гранито-гнейсов совпадает с составом архейских гранитов, по Р. А. Дэли (Заварицкий, 1956).

Интрузивный комплекс. В интрузивном комплексе выделяются синорогенные и посторогенные интрузии. Синорогенные интрузии представлены метаморфизованными основными породами — амфиболитами и анортозитами, иньецирующими среднюю толщу метаморфического комплекса, и разгнейсованными гранодиоритами — кварцевыми диоритами (IV толща).

Амфиболиты состоят в основном из роговой обманки (30—60%), плагиоклаза (андезин — лабрадор, редко анортит) (10—45%), биотита (10—30%) и кварца. Довольно часто отмечается замещение роговой обманки биотитом, что является одним из проявлений кремниево-калиевого метасоматоза. При вторичных изменениях роговая обманка и биотит замещаются хлоритом и кальцитом. Кварц в амфиболитах присут-

ствует в переменных количествах. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, магнетит и циркон в призматических и угловатых зернах.

В амфиболитах лишь изредка обнаруживаются реликтовые черты (габбровая и габбро-офитовая структуры) первоначальных магматических пород.

Содержание SiO_2 в амфиболитах 44,20—53%, в среднем 49,7% (см. табл. 1). Содержание Al_2O_3 в амфиболитах значительно меняется — 12,34—18,57% и в единичных образцах достигает 21,13%. Такие колебания объясняются неравномерным распределением в амфиболитах основных плагиоклазов.

С описанными амфиболитами иногда ассоциируют анортозиты, сложенные лабрадором — анортитом (85—90%). В единичных зернах отмечается роговая обманка. Из второстепенных минералов встречен лишь кварц; среди вторичных — эпидот, хлорит, скаполит.

Анортозиты характеризуются самым высоким содержанием Al_2O_3 (в среднем 28,4%), повышенной концентрацией CaO (9,75%) и бедностью фемических компонентов (см. табл. 1).

В породах фундамента имеет небольшое развитие мигматизация. Наиболее отчетливо она проявляется в породах II толщи, тяготея главным образом к метаморфизованным габброидам. Плагиоклаз (55—65%) — главный минерал, слагающий мигматиты. По составу он большей частью соответствует плагиоклазу гнейсов, т. е. колеблется в пределах андезина. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговыми обманками. Вторичные минералы широко развиты в мигматитах и представлены хлоритом, серицитом, кальцитом и эпидотом.

Гранодиориты — кварцевые диориты широко распространены, слагая крупный массив (IV толща). Минералогический состав их относительно выдержанный: плагиоклаз (олигоклаз — андезин) (60%), биотит (5—20%), роговая обманка (5—15%), гиперстен (5—12%) и кварц (10—30%). Среди вторичных минералов отмечаются серицит, хлорит и кальцит.

Факты значительного окварцевания описываемых пород, замещение гиперстена роговой обманкой, а последней — биотитом, наличие наряду с олигоклазом андезина свидетельствуют о том, что исследованные породы сначала по составу, видимо, были более основными, возможно диоритами, претерпевшими сложный процесс кремниево-щелочного метасоматоза.

По количеству SiO_2 в рассматриваемых породах можно выделить две группы: первую со средним содержанием SiO_2 63—65% и вторую, меньшую по объему, 66—67%. Вторая группа отвечает по составу гранодиоритам — кварцевым диоритам, претерпевшим дополнительную стадию вторичного окварцевания.

Al_2O_3 в рассматриваемых породах характеризуется относительным постоянством (15,4—17,8%). Компоненты, представляющие меланократовую часть породы (MgO, FeO, Fe_2O_3 и TiO_2), изменяются в значительно более широком диапазоне. Минимальные концентрации их, естественно, приурочиваются к наиболее окварцованным разностям.

Ряд химических анализов пересчитан по методу А. Н. Заварицкого (1933). Полученные результаты показали, что часть образцов весьма близка к среднему составу гранодиорита, другая же представляет переходную породу от гранодиорита к кварцевому диориту.

Массив гранодиоритов — кварцевых диоритов прорывается дайкой габбро-диабазов — посторогенным интрузивным образованием. Габбро-диабазы темно-зеленые, среднезернистые, плотные породы офитовой структуры без малейших следов разгнейсования и воздействия щелочного метасоматоза. Породообразующие минералы их — плагиоклаз (лабрадор) (60%) и моноклинный пироксен (35—40%). Вторичные минералы: роговая обманка, хлорит и серицит. Среди акцессорных минера-

лов отмечаются главным образом титаномагнетит, ильменит и редко апатит. Химические анализы показали идентичность среднего состава габбро-диабазов (см. табл. 1) с составом для платобазальтов всего мира, по Р. А. Дэли (Заварицкий, 1956).

Петрографические исследования и результаты химических анализов выявили, что в целом породы разреза, исключая габбро-диабазы, в результате эпигенетических преобразований имели тенденцию к раскислению.

* * *

Методом количественного спектрального анализа в породах определены следующие малые элементы: Mn, Cr, V, Ni, Cu (табл. 2). Все перечисленные элементы, вероятно, находятся в качестве изоморфных примесей в породообразующих минералах.

С целью выявления геохимических особенностей рассмотренных кристаллических пород были вычислены кларки концентраций (Москалева, 1966) акцессорных элементов.

$$K_к = \frac{n}{K},$$

где $K_к$ — кларк концентрации элемента; n — средний весовой процент элемента в рассматриваемых породах; K — кларк элемента для соответствующего типа породы, по А. П. Виноградову (1962).

Кларки концентраций для метаморфических пород разреза вычислялись по отношению к изверженным породам кислого состава, для амфиболитов и габбро-диабазов — основного состава и для гранодиоритов — кварцевых диоритов — среднего состава.

Установление кларков концентраций позволяет наглядно выявить «избыточные» и «дефицитные» элементы в составе различных типов пород (фиг. 2).

Кроме того, для установления основных форм нахождения микроэлементов и выявления минералов-концентратов и минералов-носителей их нами были проанализированы мономинеральные фракции основных породообразующих минералов ведущих типов пород (табл. 3).

Рассмотрим конкретно поведение каждого микроэлемента.

Марганец для всех пород, претерпевших влияние кремниево-щелочного метасоматоза,— сугубо дефицитный элемент. Только в габбро-диабазах он обнаружен в количестве несколько выше кларкового. Такое распределение Mn свидетельствует о его тенденции к выносу в процессе метасоматических преобразований пород. Этот факт, кроме того, подтверждается прямой взаимосвязью Mn с FeO (фиг. 3), которая, по суще-

Таблица 2

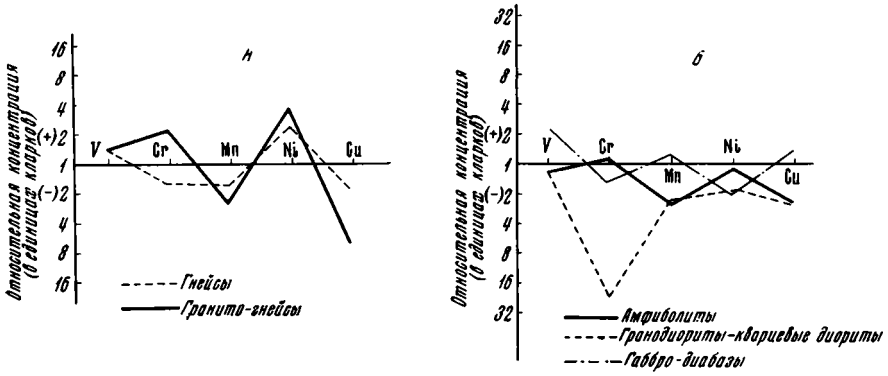
Средние содержания малых элементов в различных типах пород, %

Толща	Порода	Число анализов	Mn	Cr	V	Ni	Cu
I, II, III	Гнейсы	97	0,034	0,0015	0,006	0,002	0,0011
I	Гранито-гнейсы	9	0,021	0,006	0,006	0,003	0,0003
II	Магматиты	32	0,043	0,011	0,004	0,007	0,0030
II	Амфиболиты	23	0,072	0,025	0,017	0,04	0,0035
II	Анортозиты	4	0,031	Нет	0,012	Нет	0,0007
IV	Гранодиориты — кварцевые диориты	87	0,050	0,0002	0,008	0,003	0,0012
V	Габбро-диабазы	9	0,260	0,012	0,049	0,008	0,0150

Примечание. Спектральные анализы выполнены в геохимической лаборатории УфНИИ по методике ВНИГРИ. Аналитик — О. К. Едренкина.

ствующим представлениям (Коржинский, 1936), в процессе метасоматических и гидротермальных преобразований кристаллических пород имеет явную тенденцию к выносу.

Минералами-концентраторами марганца являются ферромагнезиальные алюмосиликаты, т. е. роговая обманка и биотит.



Фиг. 2. Диаграмма средних кларков концентраций малых элементов
А — для метаморфического комплекса; *Б* — для интрузивного комплекса

Хром в породах метаморфического комплекса ведет себя по-разному. Для гнейсов это дефицитный элемент, для гранито-гнейсов — избыточный (см. фиг. 2*А*). Такое неравномерное распределение Cr в метаморфических породах объясняется, по всей вероятности, неравномерным распределением его в исходном материале. При проведении анализа мономинеральных фракций Cr обнаружен только в биотите гранито-гнейсов.

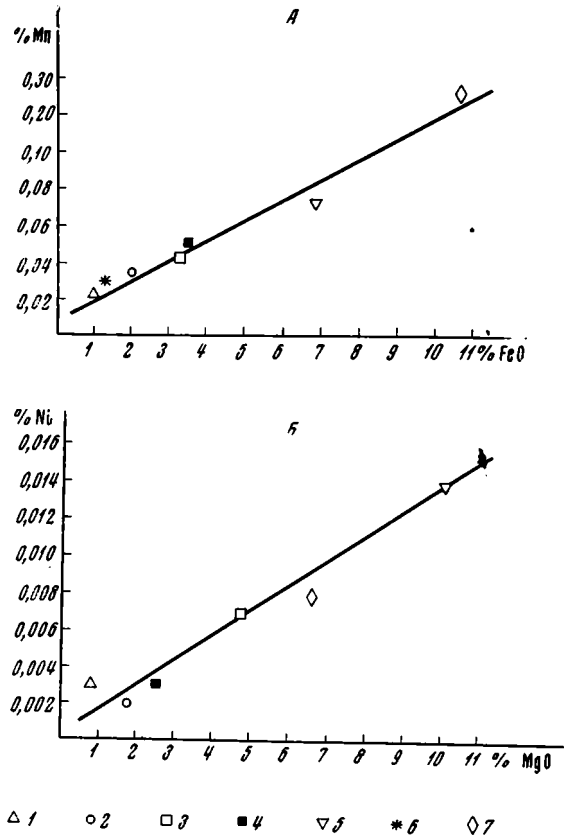
Таблица 3

Содержание малых элементов в породообразующих минералах, %

Толща	Порода	Минерал	Число анализов	Mn	Cr	V	Ni	Cu
I	Гранито-гнейс	Микроклин	6	0,008	Нет	Нет	Нет	0,0006
	« «	Плагиоклазы	6	0,004	«	«	«	0,0004
	« «	Биотит	6	0,132	0,031	0,022	0,010	0,0005
I, II, III	Плагиогнейс	Микроклин	15	0,016	Нет	Нет	0,008	0,0034
	«	Плагиоклазы	15	0,008	«	«	0,008	0,0015
	«	Биотит	15	0,090	«	0,029	0,011	0,0144
II	Амфиболит	Роговая обманка	14	0,126	0,036	0,020	0,058	0,0009
	«	Биотит	14	0,087	0,055	0,012	0,100	0,0007
	«	Плагиоклазы	14	0,007	Нет	Нет	Нет	0,0006
II	Анортозит	Плагиоклазы	4	0,005	«	«	«	0,0008
IV	Гранодиорит — кварцевый диорит	Роговая обманка	12	0,210	«	0,032	0,010	0,0091
	То же	Биотит	12	0,092	«	0,036	0,013	0,0032
	« «	Плагиоклазы	12	0,012	«	Нет	Нет	0,0004

Интрузивные породы разреза, за исключением амфиболитов, в различной степени обеднены Cr. В гранодиоритах — кварцевых диоритах Cr резко дефицитен.

В процессе метасоматических преобразований пород Cr оставался относительно стабильным элементом. Об этом, во-первых, свидетельствует избыточное содержание его в амфиболитах и гранито-гнейсах, претерпевших интенсивный метасоматоз, и, во-вторых, своим присутствием Cr обязан главным образом Fe_2O_3. Последнее в эмпирическом ряду подвижности петрогенных компонентов для метаморфических процессов Д. С. Коржинского (1936) занимает место в завершающей триаде Fe_2O_3—SiO_2—Al_2O_3.



Фиг. 3. График зависимости средних содержаний *А* — Mn и FeO; *Б* — Ni и MgO

1 — гранито-гнейсы; *2* — гнейсы; *3* — мигматиты; *4* — гранодиориты — кварцевые диориты; *5* — амфиболиты; *6* — анортозиты; *7* — габбро-диабазы

Ванадий обнаружен в количествах, относительно близких к кларковым для соответствующих типов изверженных пород (Виноградов, 1962). Исключение представляют габбро-диабазы, для которых V — избыточный элемент (см. фиг. 2, *Б*). Анализ мономинеральных фракций выявил исключительную приуроченность этого элемента к темноцветным минералам (см. табл. 3). По той же причине, что и Cr, V оставался относительно стабильным элементом в процессе метасоматических преобразований пород.

Никель — избыточный элемент по отношению к метаморфическим породам разреза и в различной степени дефицитный по отношению к интрузивным (см. фиг. 2). Несколько повышенное содержание Ni по сравнению с кларковым (Виноградов, 1962) в парапородах разреза (см. табл. 2), несмотря на их интенсивную эпигенетическую переработку, объясняется прежде всего количественной характеристикой его в исходном материале и, видимо, сравнительно небольшой миграционной способностью его в метасоматических процессах.

В гранито-гнейсах Ni обнаружен только в биотите. В гнейсах же Ni присутствует как в темноцветных алюмосиликатах, так и в лейкократовых разностях, т. е. микроклине и плагиоклазе. Для интрузивных пород разреза Ni обнаружен только в фемических минералах (см. табл. 3).

Основные минералы-концентраторы Ni — биотит и роговая обманка. Одинаковые величины ионных радиусов Ni и Mg (0,78Å) объясняют прямую взаимосвязь этих элементов в породах разреза (фиг. 3).

Медь — дефицитный элемент для всех типов пород разреза за исключением габбро-диабазов. Минимальное количество Cu в гранито-

гнейсах, подвергшихся наибольшей переработке кремниево-калиевым метасоматозом (см. табл. 2). Это свидетельствует о высокой подвижности Cu в метасоматических процессах. Данный факт подтверждается также связью Cu в кристаллических породах с Fe^{+2} (Брей, 1952; Гольдшмидт, 1952), с которым Cu^{+2} имеет одинаковый радиус иона (0,83 Å). Анализ мономинеральных фракций показал, что максимальные концентрации Cu приурочиваются к фемическим минералам, богатым FeO (см. табл. 3).

Таким образом, все рассмотренные малые химические элементы концентрируются главным образом в темноцветных минералах. Основные формы нахождения их следующие: Mn и Cu в двухвалентном состоянии изоморфно замещают Fe^{+3}; V и Cr в трехвалентном виде — Fe^{+3}, а Ni обнаруживает тесную связь с Mg.

Формы нахождения микроэлементов обусловили их поведение при метасоматических и гидротермальных эпигенетических процессах, действию которых были подвергнуты породы разреза. Mn и Cu следует отнести к категории подвижных элементов в этих процессах; они имели явную тенденцию к выносу, чем и объясняется их ясно выраженная дефицитность в эпигенетически переработанных породах. Cr и V оставались относительно стабильными, что также нашло отражение в характере распределения этих элементов в породах разреза. Ni по степени подвижности, по всей вероятности, занимал промежуточное положение между Mn и Cu с одной стороны, Cr и V — с другой.

Таким образом, исходя из установленной степени подвижности рассмотренных микроэлементов в эпигенетических процессах, можно сделать вывод, что Cr и V, а частично и Ni по количественной характеристике отвечают составу первоначально-исходных пород и могут быть использованы в данном случае в качестве элементов-индикаторов при установлении первоначального состава того или иного типа породы.

В заключение следует отметить, что проведенные геохимические исследования подтверждают правильность выделения пара- и ортопород петрографическими и петрохимическими методами.

Повышенные концентрации V, Cr и Ni в гнейсах и гранито-гнейсах по сравнению с кислыми изверженными породами земной коры указывают на образование метаморфического комплекса за счет первично-осадочных пород, представленных, видимо, граувакковыми песчаниками.

Амфиболиты содержат элементы-индикаторы в количествах, близких к кларковым для изверженных пород основного состава. В гранодиоритах — кварцевых диоритах содержание Cr весьма низкое, а V и Ni близко к кларковому для изверженных пород среднего состава.

Эпигенетически неизмененные габбро-диабазы по содержанию всех микроэлементов отвечают изверженным породам основного состава.

Изучение битуминозности пород. Битуминозность пород кристаллического фундамента по скв. 2000 Туймазы изучалась люминесцентно-битуминологическим методом[2]. К сожалению, в процессе проходки кристаллических пород фундамента промышленно-нефтеносные горизонты терригенного девона, вскрытые скважиной, не были изолированы, что способствовало загрязнению керна нефтью, поступавшей из пластов D_I и D_{II} в буровой раствор. Об этом свидетельствуют данные капельно-люминесцентного анализа, проведенные ЦНИПР нефтепромыслового управления «Туймазанефть» непосредственно на буровой. Эти исследования показали, что керн люминесцировал лишь с поверхности; на свежих сколах люминесценция не наблюдалась.

Учитывая это, при отборе образцов на люминесцентный анализ в лаборатории УФНИИ керн обкалывали с поверхности и анализировали

[2] Анализы выполнены в геохимической лаборатории УфНИИ. Аналитик — Т. Н. Булганина.

лишь его внутреннюю часть, однако и это не всегда исключало загрязнения. Образцы дробились инструментами, промытыми хлороформом, а битумы извлекали из породы тщательно очищенным хлороформом. Всего было исследовано люминесцентно-битуминологическим методом 266 образцов, равномерно отобранных из вынесенного керна.

Результаты исследования показали, что в 250 образцах битумы совершенно отсутствуют и лишь в 16 установлено незначительное содержание их, не превышающее десятитысячных долей процента.

Образцы, содержащие битум, распределяются по толщам следующим образцом.

В I толще, представленной гранито-гнейсами, изученной по 14 образцам, битумы отсутствуют.

Во II толще, представленной инъекцированными биотито-плагиоклазовыми гнейсами, из 115 образцов лишь в одном содержание битума 0,0006%, а в трех образцах обнаружены следы битума (<0,0001%).

В III толще, сложенной биотито-плагиоклазовыми гнейсами, из проанализированных 40 образцов битум в количестве 0,0001—0,0003% обнаружен лишь в пяти, приуроченных в основном к верхней части толщи, залегающей под осадочным комплексом.

В IV толще, представленной гранодиоритами — кварцевыми диоритами, из 87 проанализированных образцов в шести образцах установлены лишь следы битума (<0,0001%) и лишь в одном содержание битума 0,0003%.

В V толще, сложенной габбро-диабазами, в 10 проанализированных образцах битумы не установлены.

В процессе бурения скважины был проведен газокаротаж. По всему стволу скважины газопоказания фоновые, за исключением глубины 1965 *м*, где, по мнению М. Я. Золотовой, отмечается повышенное значение газопоказания (0,52%). По раздельному анализу пробы газ с этой глубины состоит исключительно из водорода.

Наряду с этим газовая фаза рассматриваемых пород анализировалась в Кольском филиале АН СССР под руководством И. А. Петерсилье (Петерсилье, Павлова, Малашкина, Петерсилье, 1967). Анализы показали отсутствие углеводородов в газах, извлеченных из горных пород различных интервалов разреза.

Таким образом, проведенные люминесцентно-битуминологические исследования пород и данные газокаротажа позволяют сделать вывод об отсутствии битуминозных веществ в породах кристаллического фундамента у г. Туймазы.

ЛИТЕРАТУРА

Брей Д. М. Распределение второстепенных элементов в изверженных породах.— В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, стр. 75.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.

Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов.— В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Заварицкий А. Н. Пересчеты химических анализов изверженных горных пород. ОНТИ, Л.— М., Горно-геолого-нефтяное изд-во, 1933.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.

Москалева В. Н. Методы рациональной обработки результатов спектральных анализов при петрографических исследованиях.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л., 1966, т. 65.

Петерсилье И. А., Павлова М. А., Малашкина В. Т., Петерсилье М. Д. Органическое вещество в изверженных и метаморфических породах.— В сб.: Генезис нефти. М., «Недра», 1967.

Нефтяной научно-исследовательский институт
Уфа

Дата поступления
31.VII.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

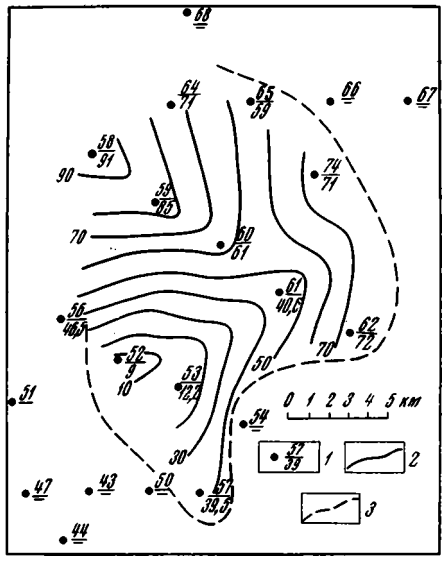
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.31 (470.53)

О НАХОДКЕ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ВЕРХНЕОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО УСТЮРТА

В. И. МУРАВЬЕВ, Б. Ф. ИВАНЬШИН

В процессе структурно-поискового бурения на Безводной площади северо-восточного Устюрта в скв. 57, в интервале 141—142 *м*, был вскрыт пласт металлического железа массивной текстуры. В 15 *км* к северо-западу от этой точки (фиг. 1) при разбуривании скв. 59 в интервале 91—92 *м* была пройдена порода, по внешнему облику напоминающая шлаки (фиг. 2). Детальное сопоставление каротажных диаграмм позволяет считать, что как металлическое железо, так и шлакоподобная порода находятся на одном стратиграфическом уровне. Сопоставление разрезов показано на фиг. 3.



Фиг. 1. Структурная карта по кровле α-пласта

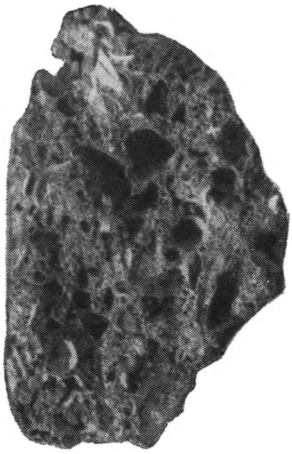
1 — крелиусные скважины (в числителе — № скважины, в знаменателе — абсолютная отметка кровли α-пласта; *2* — изогипсы по кровле α-пласта; *3* — контур распространения α-пласта, устанавливаемый по корреляции каротажных диаграмм

Пласт, включающий самородное железо в скв. 57 и шлаки в скв. 59 (в дальнейшем будем называть его α-пласт), имеет довольно большое распространение на площади (см. фиг. 1). Выделение его в других скважинах, которые прошли соответствующий интервал без отбора керна, производилось по специфической каротажной характеристике.

Распространение α-пласта контролируется структурой. В юго-западной части планшета α-пласт выклинивается по линии скважин 50—51, на северо-востоке — по линии скважин 66—68. В западной части территории (скв. 56) α-пласт также не прослеживается. Геологическая позиция α-пласта довольно характерна. Он располагается в низах угленосной верхнеолигоценовой толщи.

Литологические разности пород, слагающие угленосную толщу, представлены песками, песчаниками, алевролитами и глинами. Присут-

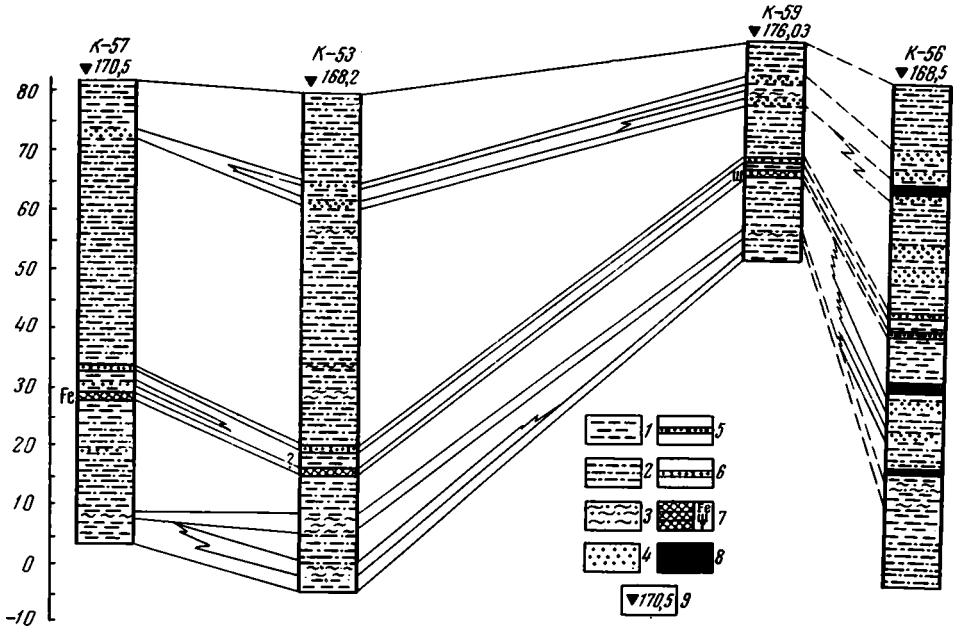
ствие дисперсного углефицированного органического вещества придает алевролитовым, глинистым и мелкопесчаным разностям пород пепельно-фиолетовую окраску. На рассматриваемой площади, в зоне распространения α-пласта, в близких к нему интервалах разреза бурые угли отсутствуют, но за контуром его распространения (скв. 56), в 10—12 *м* ниже и в 20 *м* выше α-пласта встречены бурые угли мощностью 0,3—1 *м*. В интервале разреза, который по сопоставлению каротажных диаграмм в других скважинах содержит α-пласт, в этой скважине описан песчаник с кальцитовым цементом, содержащий редкие шамозитовые оолиты и мелкие выделения сидерита.



Фиг. 2. Шлаковидная порода
Уменьшено в 2 раза

Ниже угленосных отложений на всей рассматриваемой территории распространены отложения среднего олигоцена, включающие специфические железорудные пластовые тела непостоянной мощности, часто ветвящиеся, раздувающиеся до 10—15 *м* или выклинивающиеся на сравнительно небольших расстояниях. Толща сложена песчаниками, алевролитами и глинами серых и зеленоватых тонов. Рудное вещество представлено дисперсным шамозитом, шамозитовыми и гидрогематитовыми оолитами, сидеритом или комбинацией этих компонентов. Чаще рудные тела слагаются шамозитовыми песчаниками с сидеритовым цементом.

Четкой границы, отделяющей рудоносную толщу от угленосной, нет, хотя общий облик разреза в зоне перехода заметно меняется на достаточно коротких промежутках (до 10—15 *м*). Первые пласты бурых углей



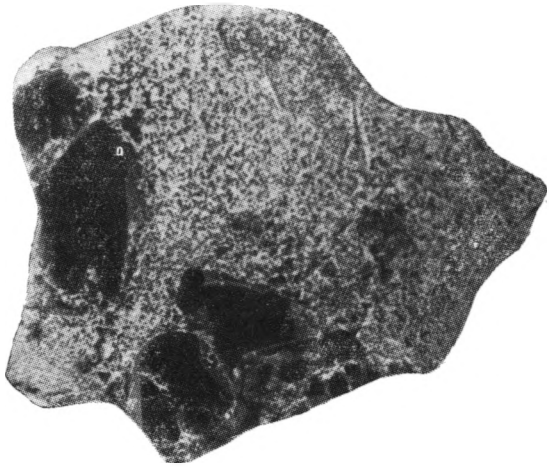
Фиг. 3. Схема сопоставления разрезов, содержащих α-пласт

1 — глины; *2* — глины с ленточными прослоями песков; *3* — алевриты; *4* — пески; *5* — песчаники с сидеритом; *6* — карбонатные песчаники; *7* — α-пласт: Fe — металлическое железо, *Ш* — шлаковидные породы, ? — пробурено без отбора керна; *8* — бурый уголь; *9* — альтитуда устья скважины

появляются еще «в окружении» шамозитовых и сидеритовых пород так же, как и последние пласты шамозитовых песков встречаются уже в собственно угленосной толще. Специфика зоны перехода предполагает не только совместное присутствие углей и железных руд, но, по-видимому, и возможность их крайне близкого залегания или даже непосредственного контакта.

Образцы металлического железа и шлаковидных пород изучены микроскопически и химически.

Микроскопическое исследование шлаковидных пород показало, что они сложены сидеритом сферолитовой структуры, в массе которого рассеяны обильные обломочные зерна кварца, полевых шпатов и обломков пород в соотношениях, обычных для пород олигоцена. Кроме того, в массе породы встречены фрагменты раковин (моллюсков и гастропод). Кальцитовый скелет раковин сохранился, хотя контуры потеряли четкость, появились многочисленные трещинки мелкие полости, выполненные пелитоморфным сидеритом, пустоты первичной скульптуры раковин крустифицированы каемками сидерита или, реже, халцедона.



Фиг. 4. Полированная поверхность образца металлического железа

Уменьшено в 2 раза

Пузырьковые полости самой шлаковидной породы выстланы пленками гидроокислов железа.

Исследование образца металлического железа показало, что он представлен разностью α-железа (табл. 1) и обладает блоковой текстурой (фиг. 4). Отдельные блоки, сложенные сравнительно чистым железом, погружены в массу, изобилующую включениями кварцевых зерен.

Изучение аншлифов позволило установить, что структура железа аллотриоморфнозернистая. При протравливании поверхности аншлифа спиртовым раствором иода четко выделяются участки, выполненные цементом (когенитом), который, в отличие от железа, не изменяется после протравливания. Цемент развивается в виде зерен неправильной формы, реже — петельчатых каемок. Размеры зерен цемента 0,008×0,048—0,08×0,16 *мм*. В чистых блоках железа присутствует незначительное количество минеральной примеси (главным образом кварц) в количестве не более 3—4%.

Металлическое железо сравнительно чистое и не содержит в заметных количествах примеси других элементов. Состав и количество примесей приведены в табл. 2.

Таблица 1

Рентгеновская характеристика образца железа

№ п.п.	Образец		Эталон α-железа		№ п.п.	Образец		Эталон α-железа	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	10	2,018	100	2,026	3	7	1,168	30	1,1702
2	3	1,430	19	1,4332	4	2	1,013	9	1,0134

В этой же таблице показаны количества примесей в образце из аналога α-пласта, представленном шлаковидным сидеритом. Сравнение приводимых данных показывает, что содержания Mn, Cr, Ni во всех случаях остаются на одном уровне, количества Cu, Co сокращаются в шлаковидном образце, а количества Ti, Zr, La, Sr, Ba, P в нем, напротив, возрастают. Отчасти это может быть обьяснено тем, что шлаковид-

Таблица 2

Содержание примесей в металлическом железе и шлаковидной породе, %

Образец	Mn	Cr	Ni	Co	Ti	Zr	Cu	Ga	Sr	Ba	P
Железо чистое	0,3	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	—	—	0,001	—
Шлаковидный сидерит	0,2	0,01	0,01	0,01	0,5—1	0,1	0,003	0,001	0,005	0,02	0,02

Таблица 3

Химический состав шлаковидной породы

М. н. о.	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	CO_2	P_2O_5	Сумма
54,04	0,51	0,78	20,55	0,42	4,97	0,21	15,35	0,37	97,20
			$FeCO_3$	$MnCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$		$Ca_3(PO_4)_2$	
			30,33	0,68	8,10	0,44		0,81	

ный сидерит включает значительное количество обломочных зерен, естественно повысивших фон Ti и Zr, с другой стороны, химический анализ этого образца показал присутствие P (табл. 3). Появление Ba и Sr может быть связано с наличием среди обломочных зерен полевых шпатов.

Присутствие самородного железа и шлаковидных пород среди осадочных отложений несомненно порождает вопрос об их генезисе. По мнению авторов, образование железа произошло в результате восстановления сидерита и шамозита при самопроизвольном подземном возгорании контактирующих с ними бурых углей. Степень восстановления первичных железных руд до металлического железа была, видимо, обусловлена температурой.

Во всяком случае приповерхностные участки керна железа (в его кровле и подошве) значительно обогащены примесью обломочных кварцевых и полевошпатовых зерен и приобретают ноздреватый (шлаковидный) облик. Высокая прочность железного пласта, длительность и трудоемкость проходки его колонковым долотом привели к полному уничтожению контактирующих с ним пород. Мы можем лишь предполагать присутствие в кровле и подошве пласта железа обожженных или переплавленных разностей вмещающих пород.

Ноздреватые, шлаковидные породы, извлеченные из скв. 59, могут свидетельствовать о вспучивании и застывании исходной минеральной массы, сопровождавшихся обильным газоотделением (без плавления), при температурной диссоциации сидерита и шамозита. Резко восстановительная обстановка и обилие CO и CO_2 способствовали последующей регенерации сидерита.

Процесс вспучивания происходил, по-видимому, при температуре 700—800°. Более высокие температуры на этом участке вряд ли возможны, поскольку шлаковидная порода включает фрагменты кальцитовых раковин. Вместе с этим сравнительно небольшие глубины залегания α-пласта (около 100 *м*) не позволяют считать, что пластовое дав-

ление могло существенно повысить точку температурной диссоциации кальцита, даже если предположить, что подземное возгорание углей произошло в современной геологической обстановке. Однако не исключено, что возгорание углей, плавление пород, восстановление железа и вспучивание пород в участках относительно низких температур произошло в самом конце палеогена (еще до аральской трансгрессии), т. е. на глубинах, исчисляемых первыми десятками метров от поверхности.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
28.II.1969

УДК 552.213

О СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ПОТОКА

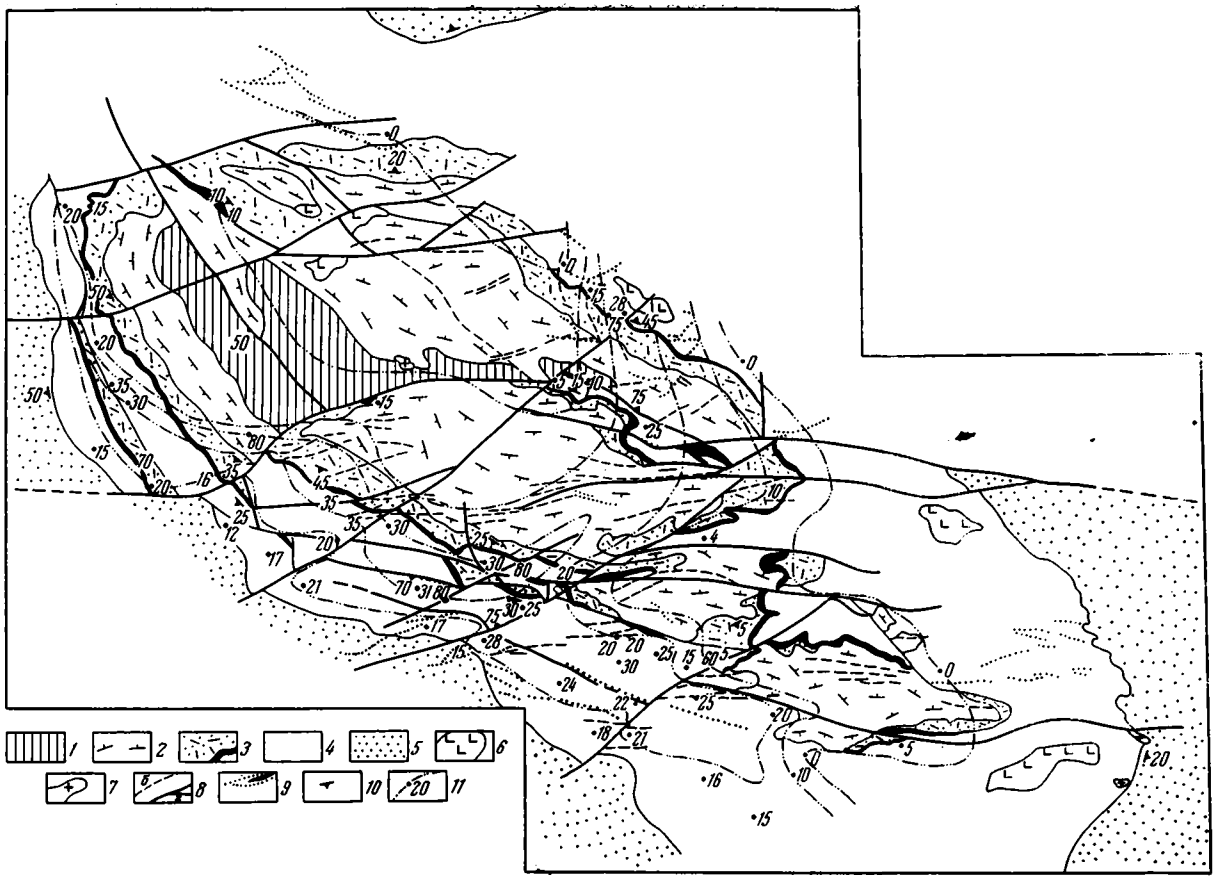
Л. В. ЧЕСНОКОВ

Среди пород разного петрографического состава девонской вулканогенной формации Северной Бетпак-Далы установлены своеобразные спекшиеся пепловые туфы фельзитов, образовавшиеся в результате отложения пирокластического потока. На поверхности они образуют выходы, имеющие иногда сложную в плане форму, что заставило отнести их на раннем этапе исследований к рвущим образованиям. Изучение многочисленных разрезов позволило установить характер площадного развития этих пород, строение слагаемого ими горизонта, особенности петрографического состава и вторичных изменений, связанных со становлением пирокластического потока. Выявление (несмотря на значительное изменение) первичного состава отложений пирокластического потока, которые являются хорошим маркирующим горизонтом в вулканогенной толще иного состава, помогает расшифровке геологического строения и может служить доказательством континентальных условий накопления вулканических пород в районе.

Основной структурный элемент района — крупная брахиантиклиналь субширотного простирания (фиг. 1), в ядре которой выходят толщи порфиритов нижнего девона и кристаллоигнимбритов кварцевых порфиров среднего девона; крылья слагает толща порфиритов и вулканогенно-осадочных пород среднего — верхнего девона средней мощностью 300 *м*. Покров туфов фельзитов, располагаясь примерно в средней части разреза последней толщи, образует маркирующий горизонт, прослеживаясь в виде узкой полосы на крыльях брахиантиклинали. Крупные разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простирания вызывают неоднократное повторение горизонта в плане, что подчеркивает блоковую структуру брахиантиклинали.

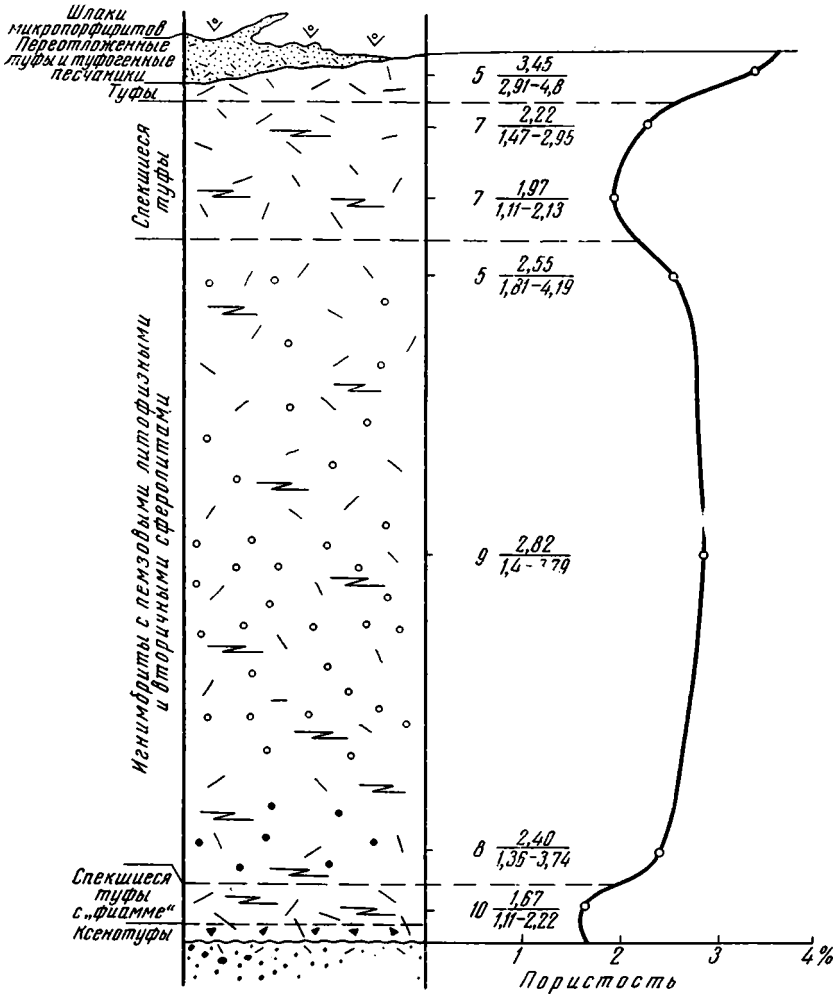
Горизонт туфов фельзитов имеет довольно выдержанную мощность 20—30 *м* в пределах южного и средней части северного крыльев брахиантиклинальной структуры, выклиниваясь в северо-западном и восточном направлениях (см. фиг. 1). Схема распределения мощности горизонта показывает ее зависимость от положения различных блоков брахиантиклинали во время отложения туфов.

Туфы подстилаются на южном крыле песчаниками, на западном периклинальном замыкании — алевролитами и углистыми аргиллитами, на северном крыле — порфиритами; в восточной части структуры они налегают непосредственно на кристаллоигнимбриты кварцевых порфиров. Почти на всей площади брахиантиклинали туфы перекрываются порфиритами, лишь на юго-западе — осадочными породами.



Фиг. 1. Геолого-структурная схема района с линиями равных мощностей туфового горизонта

1 — порфириты, D_1; *2* — кристаллоигнимбриты кварцевых порфиров, D_2; *3* — нижняя часть порфиритовой толщи D_{2-3}, с горизонтом спекшихся пепловых туфов фельзитов (залито черным); *4* — порфириты, D_{2-3}; *5* — вулканомиктовые породы D_{2-3}; *6* — субвулканические тела среднего состава; *7* — субвулканические тела кислого состава; *8* — дайки диабазов (*а*), разломы (*б*); *9* — кварцевые жилы; *10* — элементы залегания пород и разломов; *11* — точки замера и линии равных мощностей горизонта туфов фельзитов



Фиг. 2. Разрез горизонта туфов фельзитов и график эффективной пористости

Число перед дробью — количество измерений; дробь — значение коэффициентов пористости: числитель — среднее, знаменатель — диапазон от минимального до максимального

Горизонт туфов прослеживается на южном крыле с углами падения в среднем 30—40°, на северном — до 55°. На востоке структуры туфы залегают субгоризонтально, пологие изгибы горизонта вызваны рельефом подстилающих пород.

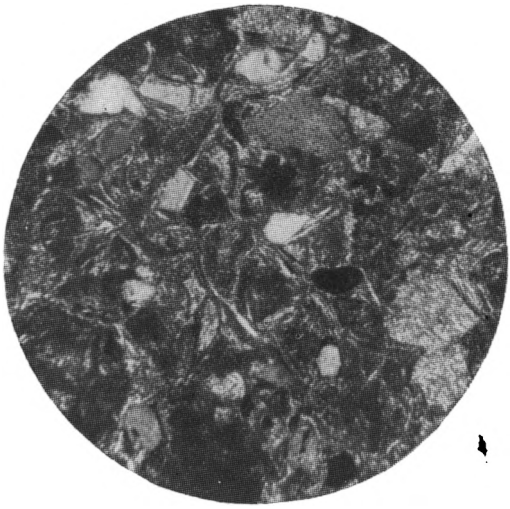
Для покрова туфов фельзитов характерен следующий разрез (снизу вверх) (фиг. 2):

	Мощность, *м*
Псаммитовые, реже псефитовые туфы с примесью терригенного материала (ксенотуфы)	0,1—0,2
Плотные алевропсаммитовые спекшиеся пепловые туфы с бурыми и черными «фиамме»	0,5—1,0
Игнимбриты с многочисленными пемзовыми, литофизными и вторичными сферолитами	10—25
Спекшиеся туфы микроэвтакситовой текстуры с единичными «фиамме»	1,0—8,0
Алевропсаммитовые, алевритовые пепловые туфы	0,0—2,0

При выклинивании горизонта, с уменьшением его мощности до 5—10 *м*, из разреза выпадают сферолитовые разности.

В осадочных породах, подстилающих и перекрывающих туфовый горизонт, обычно обнаруживается примесь пепла, благодаря чему между ними наблюдаются постепенные переходы.

Туфы (ксенотуфы) основания содержат 10—25% терригенных зерен; остальная часть представлена обломками плагиоклазов, стекла, пемзы и пепловыми частицами, имеющими форму рогулек и пластинок (фиг. 3).



Фиг. 3. Пепловые туфы основания с примесью терригенного материала
×72, николи +

Спекшиеся туфы второго слоя состоят из обломков вкрапленников плагиоклаза, определенного в реликтах как альбит An_{0-2}, пемзовых и стекловатых «фиамме», которые сцементированы деформированными и ориентированными в одном направлении пепловыми частицами (фиг. 4).

Игнимбриты отличаются более интенсивно спекшейся основной массой, в которой можно установить лишь редкие реликты сильно деформированных пепловых частиц, неравномерной ее перекристаллизацией с образованием фельзитовой или микропойкилобластовой структур и многочисленными сферолитами. Различаются радиально-лучистые сферолиты раскристаллизации (фиг. 5), образующиеся вокруг скопления акцессорных минералов или обломков фенокристов; литофизные сферолиты, выполненные кварцем или серицитом; пемзовые сферолиты, имеющие характерное ячеистое строение и более темную окраску, чем окружающий цемент (фиг. 6). Пепловые туфы кровли покрова характеризуются тонкозернистой структурой и почти полным отсутствием следов спекания.

Таблица 1

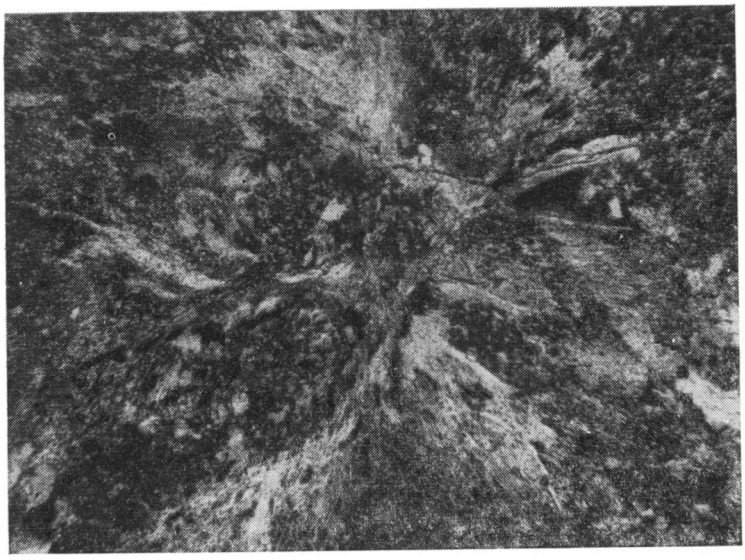
Химический состав плагиолипаритовых микропорфиров и разностей туфов покрова (скв. 619)

Окислы	Проба №						
	6123-1	87	79	60	56	51	45
SiO_2	78,09	80,46	76,68	76,40	80,74	76,26	74,06
TiO_2	0,09	0,13	0,16	0,06	0,06	0,17	0,2
Al_2O_3	10,69	9,58	12,19	14,21	11,04	13,22	13,92
Fe_2O_3	0,53	1,61	1,32	1,39	1,47	1,56	2,73
FeO	0,64	0,51	0,34	0,34	0,27	0,29	0,21
MnO	0,03	0,012	0,017	—	0,03	0,023	0,006
MgO	0,31	0,83	0,53	0,19	0,07	0,44	0,47
CaO	0,32	0,44	0,52	0,28	0,28	0,24	0,1
Na_2O	2,20	0,29	0,29	0,30	0,29	0,226	0,25
K_2O	6,60	3,05	3,57	3,29	2,26	3,74	4,00
CO_2	Не опр.	0,75	0,50	0,32	0,48	0,36	0,1
H_2O	0,48	0,38	0,40	0,64	0,48	0,5	0,6
П. п. п.	0,65	2,51	2,96	2,75	1,70	3,07	3,3
Сумма	100,58	99,51	100,24	99,54	100,14	99,78	99,946

Пробы —45, 51, 56, 60, 79, 87 проанализированы в химико-аналитической лаборатории ВИМСа; проба 6123—1— во ВСЕГЕИ (Е. В. Плющев).

Туфы покрова на всей площади их распространения интенсивно изменены, поэтому имеющиеся химические анализы их проб не отвечают первичному составу пород. Наиболее интенсивно изменены сферолитовые игнимбриты центральной части горизонта; в сферолитах образуют-

Фиг. 4. Спекшиеся туфы с черными «фиамме»
×72, николи II



Фиг. 5. Радиально-лучистые сферолиты в основной массе игнимбритов
×72, николи +

ся кварц, серицит и карбонаты, а в связующей массе, как показало окрашивание шлифов, серицитизируются полевые шпаты. Измененные туфы имеют лиловую окраску, характерную для эффузивов наземных извержений. Эти изменения не выходят за пределы горизонта и не обнаруживают связи с разрывными нарушениями.

Таблица 2

Сравнение нормативного минералогического состава плагиолипаритовых микропорфиров и туфов покрова (скв. 619)

Минералы	Проба №						
	6123-1	87	79	60	56	51	45
Гематит+ильменит	1,1	1,9	1,6	1,4	1,6	1,9	2,7
Калиевый полевой шпат	35,6	5,6	—	—	—	—	—
Альбит	18,4	2,6	2,6	2,6	2,6	2,1	2,1
Биотит	2,8	—	—	—	—	—	—
Хлорит	—	3,3	—	3,1	—	2,8	3,4
Серицит	—	18,3	30,2	27,8	18,3	31,8	33,4
Каолинит	—	—	—	6,2	8,8	—	—
Карбонаты	0,5	3,1	4,6	0,5	1,4	1,5	—
Кварц	41,7	66,1	61,2	58,9	66,6	60,0	57,2

Для определения изменения состава пород проанализированы химически разности туфов из одного разреза (табл. 1). Для сравнения приводится анализ плагиолипаритовых порфиров (табл. 1, проба 6123—1), которые образуют небольшое тело среди порфиритов среднего — верхнего девона. Кроме того, сделаны единичные силикатные анализы и более 50 определений щелочей проб туфов из разных участков брахиантиклинали, которые показывают, что изученный разрез является типичным для горизонта.

Фиг. 6. Общий вид сферолитового игнимбрита с пемзовыми сфероидами

Нат. вел.

Результаты анализов пересчитаны на нормативный количественно-минералогический состав; результаты пересчета совпадают с микроскопическими наблюдениями (табл. 2). Плагиолипаритовые микропорфиры практически не изменены, присутствие 0,5% кальцита вызвано деанортитизацией плагиоклаза. Минеральный состав туфов покрова отличается почти полным отсутствием таких первично магматических минералов, как калиевый полевой шпат и биотит, резким уменьшением количества альбита, появлением хлорита, карбонатов, каолинита, серицита и увеличением содержания кварца. Последние два минерала слагают около 90% объема пород.

Значительные различия в минеральном составе наблюдаются между разностями туфов, слагающих горизонт (см. табл. 2, фиг. 7). Наименее изменены спекшиеся туфы нижней части покрова, в которых сохраняется калиевый полевой шпат цемента. В сферолитовых игнимбритах обнаруживается каолинит, который вместе с кварцем и серицитом является главным породообразующим минералом. В каолинитсодержащих разностях отсутствуют или содержатся в резко уменьшенном количестве хлорит и карбонаты. Относительно устойчиво содержание гематита, однако и оно снижается незначительно в сферолитовых разностях, что отражается на изменении окраски пород от темно-лиловой спекшихся туфов до светло-лиловой сферолитовых игнимбритов. Изменение туфов отвечает серицитовой и каолинит-серицитовой фации вторичных кварцитов.

Состав и текстурные особенности пород туфового горизонта отражаются на эффективной пористости, средние значения которой приведены на разрезе (см. фиг. 2,7). Наибольший коэффициент пористости имеют сферолитовые игнимбриты центральной части покрова. Кверху пористость постепенно снижается, вновь возрастая в неспекшихся разностях; книзу наблюдается наиболее резкое снижение этого коэффициента. Последующие наложенные гидротермальные изменения приурочены к центральной части горизонта, наиболее измененным и наиболее пористым сферолитовым игнимбритам.

Спекшиеся туфы кислого состава, залегающие в виде покровов подобного строения, описаны в литературе как гетеролитовые игнимбриты (Мартин, 1963), туфы пепловых потоков (Росс, Смит, 1963) или пирокластических потоков (Борисов, 1965).

В результате анализа изложенных выше фактов и литературных данных можно предположить следующий генезис пород и их изменений. Спекшиеся пепловые туфы образованы потоками очень подвижного аэрозоля, состоявшего из газа, раскаленного пепла и другого пирокластического материала. Объем извергнутого пепла при образовании туфов фельзитов более 1 *км*³. По типу и количеству выброшенного материала это сопоставимо с известным в настоящее время извержением Катмаи.

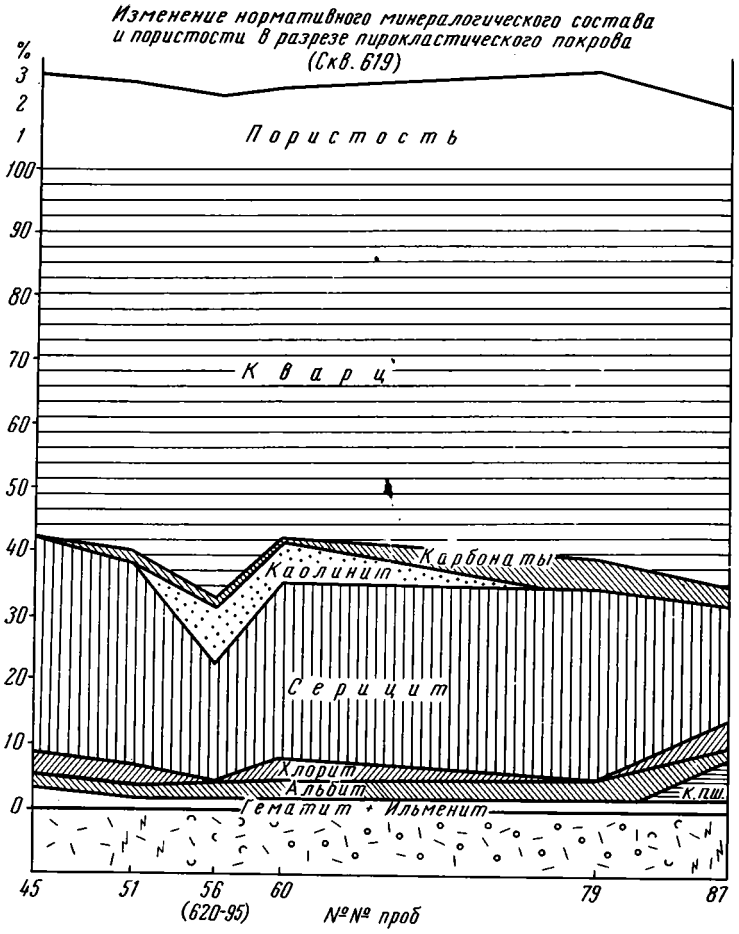
Для потока характерно площадное распространение, зависящее от существовавшего рельефа. Схема изопахит туфового горизонта иллюстрирует растекание потока в направлении от северного крыла поперек брахиантиклинали и вдоль относительно опущенного южного крыла (см. фиг. 1). Выполнение потоком эрозионной долины описано для извержения Катмаи.

Неоднородное строение туфового горизонта вызвано процессами спекания витрокластического материала. Причины спекания кислого пепла К. С. Росс, Р. Л. Смит (1963) видят в следующем. При большой скорости движения потока и плохой теплопроводности пепла потеря первичного тепла после отложения незначительна. Небольшое количество твердых пирокластов (обломков вкрапленников и пород), как это имеется в изученных туфах, является косвенным признаком высокой температуры при извержении (Бойд, 1963), которая могла достигать 1000° С. Замеры температуры газовых выделений в потоке Катмаи через 40 лет после извержения показывают 600° С. Температура сваривания сухого пепла около 900°, однако при добавке летучих компонентов и увеличении статического давления она снижается до 580° С (Росс, Смит, 1963). Летучие, кроме составной части аэрозоля, растворены в стекле. Н. И. Хитаров и др. (1959) указывают, что количество воды в гранитном расплаве при $t=900°$ С и $p=3000$ *кг/см*³ достигает 6,6—6,8%. Поэтому в подошве и центре пирокластического потока, где потери тепла и летучих минимальны, происходит наибольшее спекание пепла, вплоть до образования вторичного стекла.

Для изученных туфов характерно присутствие неспекшихся разностей в подошве потока в том случае, когда последний налегает на осадочные породы. Видимо, водосодержащий осадок вызвал быстрое охлаждение пепла. Превращение туфов центральной части горизонта в лавоподобные игнимбриты с многочисленными сферолитами и литофизами связано с сохранением в этой части потока летучих. Последние вызывают и изменения состава туфов.

В литературе описано возникновение так называемых вторичных фумарол на пирокластических потоках вулканов Безымянного и Катмаи (Борисов, 1965). Парогазовыделения фумарол имеют кислый состав, $t>100°$ и значительную продолжительность деятельности. Газы по происхождению являются как захваченными при извержении, так и выделяющимися при диагенезе материала; источник их питания нахо-

дится внутри покрова и не имеет прямой связи с вулканическим очагом. Взаимодействуя с пеплами потока, они могут вызывать изменения, подобные тем, что происходят при образовании вторичных кварцитов приповерхностной фации вблизи вулканических аппаратов (Набоко, 1959).



Фиг. 7. Изменение нормативного минералогического состава и пористости в разрезе пиропластического покрова (скв. 619)

Характер изменения и распределение вторичных минералов в разрезе изученного туфового покрова (приуроченность кварца, серицита и каолинита к верхам центральной части, значительное изменение туфов кровли и наименьшее — основания горизонта) может служить доказательством связи газо-гидротермального изменения со становлением потока.

ЛИТЕРАТУРА

Бойд Ф. Р. Спекшиеся туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. В кн.: Проблемы палеовулканизма. Изд-во иностр. лит. М., 1963.

Борисов О. Г. Особенности газо-гидротермальных проявлений на пирокластических потоках.— Авторефер. дис. Владивосток, 1965.

Мартин Р. К. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. В кн.: Проблемы палеовулканизма, 1963.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций.— Тр. Лабор. вулканол., 1959, вып. 16.

Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пепловых потоков, их происхождение, геологические отношения и идентификация. В кн.: Проблемы палеовулканизма, 1963.
Хитаров Н. И. и др. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— Геохимия, № 5, 1959.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья
Москва

Дата поступления
4.VI.1968

УДК 562.5(575.1)

ТОНКАЯ РИТМИЧНОСТЬ В КАМЕННОУГОЛЬНОМ ФЛИШЕ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

В. Н. ШВАНОВ

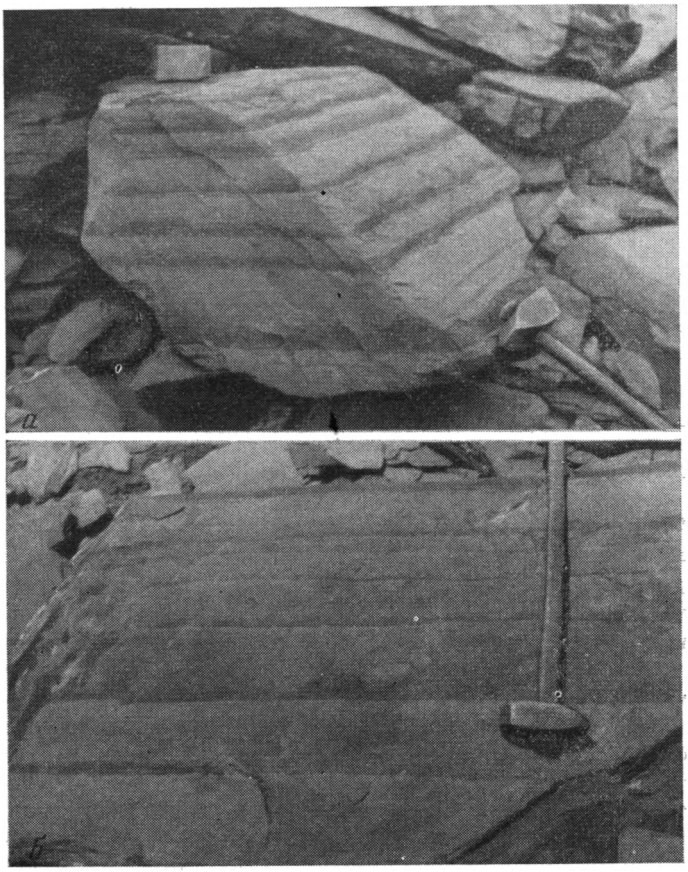
На позднем этапе развития герцинской геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня в ее пределах широкое распространение получила терригенная флишевая формация, отвечающая по возрасту концу среднего и значительной части позднего карбона. Исследованиями Г. С. Поршнякова, А. Д. Миклухо-Маклая, М. М. Кухтикова, П. Д. Виноградова, В. Р. Мартышева, А. В. Яговкина, В. Д. Салтовской, Е. Н. Горецкой, И. Н. Черенкова и других установлено, что накопление флишевых толщ среднего — верхнего карбона происходило в узких субширотных, разделенных поднятиями седиментационных прогибах: на юго-западе — в Южно-Гиссарском, Северо-Гиссарском, Зеравшанском; севернее и восточнее — в Сурметашском и его продолжении — Восточно-Алайском и Яссинском; еще севернее — в Талдыкском, Карачатырском и Северо-Ферганском. Большинство из них представляло собой прогибы, наложенные на раннегерцинские складчатые структуры; такие, как Сурметашский и Яссинский, продолжали начавшееся ранее среднепалеозойское погружение.

Отложения, выполняющие указанные прогибы, представлены мощными, до 2 *км*, толщами конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с подчиненными прослоями известняков, эффузивов, а также седиментационных брекчий. Зернистые и глинистые породы ритмично чередуются в разрезе, часто обладают градационной слоистостью и содержат разнообразные, характерные для флиша, напластовые и внутрипластовые текстуры механического и биогенного происхождения.

Одна из интересных особенностей флиша Южного Тянь-Шаня — широкое распространение в нем закономерного чередования тонкопесчано-алевритовых и аргиллитовых пород, измеряемого первыми сантиметрами и долями сантиметра. Эта особенность, сильнее проявляющаяся в пачках мелкозернистых пород,— наиболее характерный признак средне-верхнекаменноугольных толщ, отличающий их от нередко близких по составу терригенных комплексов силура, девона и нижнего карбона. Тонкая ритмичность в каменноугольном флише описана Е. Н. Горецкой (1961) в Южно-Гиссарской зоне; она широко распространена, по наблюдениям автора в дарахтисуринской свите (C_2m—C_3) Северо-Гиссарской зоны в мелкозернистых пачках суоктибинской свиты (C_2m) Северо-Восточной Ферганы. Наиболее детальные наблюдения над тонкой ритмичностью удалось провести автору в восточной части Алайского хребта: на северных склонах Алайской долины и в бассейнах рек Южной Ферганы (Тара, Гульчи и Ак-Буры), т. е. в пределах Восточно-Алайского и Талдыкского верхнепалеозойских прогибов.

По данным биостратиграфических работ А. В. Яговкина, а также материалов геологических съемок, разрезы верхней части среднего и

верхнего карбона восточной части Алайского хребта в большинстве случаев могут быть подразделены на три части, каждая из которых начинается конгломератами и завершается переслаиванием песчаников и аргиллитов. Нижняя часть (600—800 *м*) по возрасту относится к верхнемосковскому ярусу (подольский — мячковский горизонты), средняя (300—600 *м*) рассматривается как переходная от среднего карбона к



Фиг. 1. Характерные тонкоритмичные породы среднекаменноугольного флиша

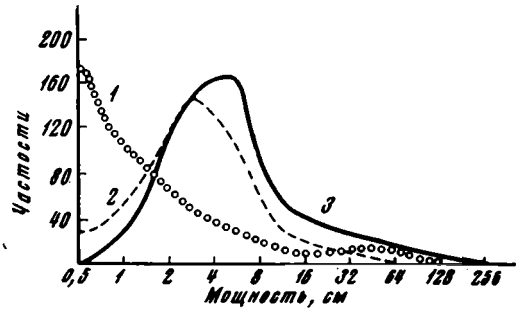
Темная часть — зернистая порода, светлая — аргиллит

верхнему, и верхняя (до 900 *м*) принадлежит верхнему карбону. Толщи конгломератов распространены не повсеместно: так, базальные грубообломочные породы отсутствуют в центральных частях Восточно-Алайского прогиба и в ряде мест Талдыкского прогиба; конгломераты середины разреза в Восточном Алае замещаются сланцевато-известняковой толщей, выклиниваются они также в западной части Талдыкского прогиба.

В зависимости от объема основных пород (конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов) и характера их чередования в разрезе в каменноугольной флишевой формации выделяются различные типы флиша, которые, следуя терминологии, принятой для сходных комплексов (Логвиненко и др., 1961), можно назвать грубым, песчаным, нормальным и аргиллитовым флишем. На нижних поверхностях зернистых пород постоянно встречаются биогенные экзоглифы, значитель-

но реже — слепки борозд размыва и следы волочения, еще реже — деформации от нагрузки.

Своеобразие всех типов флиша, слагающих рассматриваемую флишевую формацию, заключается в том, что пласты аргиллитов, разделяющие пласты зернистых пород, никогда не бывают однородны по составу, а обладают тонкой ленточной ритмичной слоистостью, придающей этим отложениям специфический, не повторяющейся в других осадочных комплексах Южного Тянь-Шаня, облик (фиг. 1). Каждая лента состоит из двух слоев — тонкого (0,5—2 *см*) слоя зернистой породы и более широкого (1—4 *см*) слоя аргиллита.



Фиг. 2. Кривые распределения мощностей зернистых (*1*), аргиллитовых (*2*) элементов и общих мощностей ритмов (*3*) в верхнемосковском флише Талдыкского прогиба

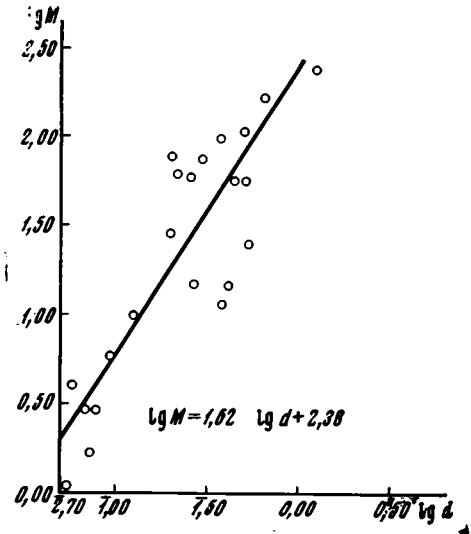
Зернистые породы, в зависимости от мощности слоя, представлены тонкозернистым песчаником, вверху переходящим в алевролит, или только алевролитом, имеющим резкую нижнюю границу и постепенную, неотчетливую границу с лежащим выше аргиллитом. Сложены зернистые породы слабо окатанными, но сравнительно хорошо сортированными обломками кварца, полевых шпатов, осадочных, в том числе карбонатных, и эффузивных пород. Цемент либо глинисто-карбонатный и карбонатный, либо отсутствует в заметном количестве. Максимум карбонатной примеси (до 30—40%), представляющей собой тонкодисперсные обломочные продукты, приходится на породы, сложенные обломками 0,05—0,03 *мм*. Залегающие выше аргиллиты либо слабокарбонатны (10—15%), либо бескарбонатны и представлены минералами гидрослюды и хлорита. В зернистых породах иногда наблюдается мелкая косая или косоволнистая слойчатость, в аргиллитовых слойках — тонкая горизонтальная слойчатость и слоеватость, связанная с неравномерным распределением органического вещества или ориентированным расположением агрегатов глинистых минералов.

Снятие ритмограмм, включающих около 700 слоев из нижних частей двух разрезов каменноугольного флиша Талдыкского прогиба, и построение по ним кривых распределения показало, что мощности зернистых элементов флишевых ритмов характеризуются своеобразной односторонней кривой распределения (фиг. 2), максимум которой приходится на величину 0,5 *см*, количество же слоев, обладающих большей мощностью, быстро и равномерно уменьшается. Распределение аргиллитовых слоев близко к логнормальному закону, так же как и распределение мощностей ритмов в целом. Мощности зернистых и аргиллитовых элементов, слагающих тонкие ритмы, не зависят друг от друга. Коэффициент корреляции между ними (r), рассчитанный по случайной выборке из 50 пар слоев, составляет —0,03, т. е. практически равен нулю.

Отсутствие связи между мощностями зернистых и аргиллитовых элементов ритмов вызвано, видимо, формированием их под действием различных осадкообразующих факторов. Если накопление глинистых осадков связано с периодами спокойной седиментации в застойных участках флишевых бассейнов, то формирование зернистых элементов ритмов происходило в периодически повторяющиеся моменты усиления гидродинамической активности среды отложения, которая охватывала значительные площади и препятствовала непрерывному накоплению в

их пределах тонких глинистых илов. Повсеместному распространению песчаных осадков способствовала малая ширина флишевых трогов, которая, даже с учетом сокращения площадей первоначального распространения отложений верхнего палеозоя за счет смятия их в складки, не может быть оценена больше чем первыми десятками километров.

Несомненно, что зернистые породы в тонкоритмичных пачках являются лишь «отголосками» более значительных по масштабу седиментационных процессов — «хвостовыми» частями обширных шлейфов песчаных и грубообломочных осадков, накапливавшихся в более приближенных к берегу участках бассейнов, прилегающих к кордильерам. На генетическую связь зернистых пород, лежащих в основании тонких ритмов, с более мощными пластами песчаников и конгломератов указывают: постепенные переходы между ними (они отражены в непрерывности кривой распределения зернистых элементов флишевых ритмов), часто наблюдающееся сходство состава и структуры слойков, лежащих в основании мелких ритмов, с составом и структурой верхних частей крупных песчаных пластов и некоторые другие признаки.



Фиг. 3. Зависимость между мощностью песчаных слоев (M) и средним размером зерен (d) в их основании

К одному из таких признаков относится связь между мощностью каждого песчаного слоя и размером слагающих его частиц, отчетливо устанавливаемая как в мелких ритмах, так и в крупных песчаных пластах. Слои зернистых пород мощностью 0,5—1,0 *см* сложены исключительно алевритовым материалом. При увеличении мощности слоя в его подошве появляются сначала тонкопесчаные частицы, затем более крупные и даже грубообломочные отложения, если мощности пластов достаточно велики. При этом обломочные породы всегда сохраняют градационную слоистость с концентрацией наиболее крупного материала в подошве слоя.

Определения среднего размера обломочных зерен в шлифах, отобранных из основания слоев зернистых пород различной мощности с последующим введением поправок на эффект срезания зерен плоскостью шлифа для получения их истинных размеров (Иванов, Марков, 1962) позволили отыскать характер связи между гранулометрическим составом и мощностью слоев. Связь эта в логарифмическом масштабе оказалась линейной (фиг. 3); она может быть выражена уравнением $\lg M = 1{,}62 \cdot \lg d + 2{,}38$, где M — мощность слоя, d — средний размер обломочных зерен в основании слоя. Коэффициент корреляции (r) между величинами M и d равен $+0{,}96 \pm 0{,}02$.

Тесная связь между величинами M и d может быть объяснена тем, что на обе эти величины влияет энергия осадкообразующего потока, который определяет как объем влекомого материала, так и его гранулометрический состав. Сохранение зависимости между этими величинами в осадочной породе возможно в том случае, если осаждение всего осадка осуществляется одноактно, в известной степени мгновенно. Подобные осадки, которые принято называть «ахроногенными» (Рац, 1963), могут быть образованы действием мутьевых потоков, штормов, вулканических извержений и других эпизодически проявляющихся факторов.

Интересно отметить, что полученная нами зависимость между M и d очень близка к той, которая приводится в упомянутой выше статье М. В. Раца ($\lg M = 1{,}28 \lg d + 2{,}37$), для зернистых пород ордовикского флиша Казахстана, накопление которого указанным автором связывается с деятельностью турбидных течений. В отношении каменноугольного флиша восточной части Алайского хребта мы не располагаем достаточными наблюдениями для реконструкции непосредственного механизма слоеобразования зернистых осадков. Имеющиеся наблюдения указывают скорее на ограниченное распространение турбидитов, поскольку даже в крупнозернистых породах редко наблюдаются несортированные глинисто-песчаные разности, текстуры течения и деформации от нагрузки, обычно сопровождающие проявления мутьевых потоков. В отношении алевритовых и мелкопесчаных осадков, участвующих в тонкой ритмичности, влияние мутьевых потоков представляется еще менее значительным.

Произведенные наблюдения позволили в самом общем виде дать оценку времени формирования одного флишевого ритма хотя бы для части рассматриваемых отложений. В качестве таковых выбраны отложения верхнемосковского подъяруса, для которых положение нижней и верхней границ наиболее хорошо фиксировано. Считая наиболее вероятным, «что средний карбон охватывает промежуток времени от 320 до 300 млн. лет» (Афанасьев, Рубинштейн, 1964, стр. 298), и принимая возможную продолжительность позднемосковского века равной одной трети этой величины, оцениваем приблизительно время формирования указанной толщи в интервале 5—10 млн. лет. Учитывая, что средняя мощность верхнемосковского терригенного флиша в Талдыкском прогибе равна 400 *м*, а средняя мощность одного ритма 4,5 *см*, получаем приблизительную оценку времени формирования последнего — 5—10 тыс. лет. При этом, поскольку есть все основания считать, что образование зернистых пород происходило очень быстро, основное время, измеряемое периодами в несколько тысячелетий, затрачивалось на накопление глинистых илов, слагающих верхние элементы ритмов.

ЛИТЕРАТУРА

Г. Д. Афанасьев, М. М. Рубинштейн. Объяснительная записка к геохронологической шкале в абсолютном летосчислении 1964 г.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, Докл. сов. геологов, «Наука», М., 1964.

Е. Н. Горецкая. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, Душанбе, 1961, 4.

Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, Д. П. Шапошников. Литология и генезис таврической формации Крыма. Изд-во Харьковск. ун-та, 1961.

М. В. Рац. Опыт аналитического исследования осадконакопления в геосинклинальных бассейнах на примере седиментации терригенного флиша.— Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1963, № 6.

В. Н. Шванов, А. Б. Марков. О соотношении результатов гранулометрических анализов, производимых в шлифах, в рыхлых препаратах и ситовым методом.— Уч. зап. ЛГУ, 1962, № 310.

Ленинградский государственный университет

Дата поступления
23.XI.1968

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

МЕТОДИКА

УДК 552.12

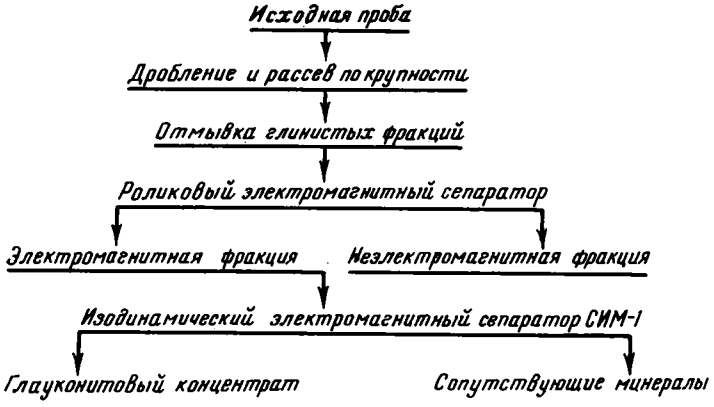
О МЕТОДАХ ВЫДЕЛЕНИЯ МОНОМИНЕРАЛЬНЫХ ФРАКЦИЙ ГЛАУКОНИТА

Т. С. ЮСУПОВ

Наиболее распространенным и совершенным методом выделения глауконитовых фракций следует считать магнитную сепарацию (магнитная восприимчивость глауконита $63 \cdot 10^{-6}$ *см*³/*г*) (Бергер, Ефимов, 1963). Схема выделения представлена на фиг. 1.

Исходная проба после дробления и измельчения в стержневой мельнице отмывается от тонких глинистых частиц (<30 *мк*), после чего высушивается и разделяется на роликовом электромагнитном сепараторе. Магнитный продукт содержит до 60—80% глауконита. Дальнейшее обогащение производится в изодинамическом электромагнитном сепараторе СИМ-1, где после двух- или трехкратной перечистки содержание глауконита увеличивается до 96—98%.

Однако в тех случаях, когда глаукониту сопутствуют минералы с близкой магнитной восприимчивостью, например гидроокислы железа, ожелезненные формы кварца, или глауконит характеризуется малой магнитной восприимчивостью, обогащение в магнитных сепараторах не дает положительных результатов.



Фиг. 1. Схема выделения глауконита по свойствам

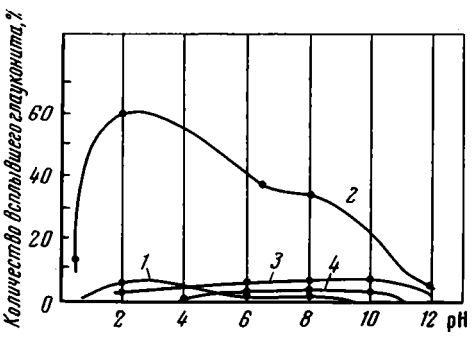
Для подобных проб нами разработана методика выделения глауконита флотационным способом, которая основывается на различиях поверхностных свойств минералов и избирательной способности последних закрепляться на поверхности воздушных пузырьков.

Флотационные свойства глауконита изучены недостаточно и нами были проведены эксперименты по исследованию флотируемости этого минерала, предварительно обогащенного в магнитном сепараторе СИМ-1. Опыты проводились в механической флотационной машине с объемом камеры 70 *см*³ и окружной скоростью импеллера 6—7 *м*/*сек*. В качестве флотореагентов были применены олеиновая кислота, катионный собиратель АНП и реагент ИМ-50 — собиратель на основе комплексообразующих алкилгидроксамовых кислот. Кислотность и щелочность среды изменялась введением HCl и NaOH. Результаты опытов приведены на фиг. 2.

Эксперименты показали, что наиболее высокое значение флотации глауконита может быть достигнуто применением реагента АНП, хотя и при этом собирателе выход всплывшего продукта не превышает 60%. Лучшие результаты с этим реагентом наблюдаются при pH 2—4.

Олеиновая кислота и ИМ-50 оказались малоэффективными веществами, и количество всплывшего глауконитового продукта не превышало 5—7%.

Однако реагент АНП — активный собиратель и для минералов, ассоциирующих с глауконитом: карбонатов, кварца, апатита, гидроксилов железа и др. Поэтому селективная флотация глауконита в пенный продукт без использования специальных реагентов (регуляторов и подавителей флотации сопутствующих минералов) не может дать ожидаемого разделения. Применение же дополнительных химических соединений нежелательно ввиду большой сорбционной и катионнообменной способности глауконита и, следовательно, возможных изменений в его химическом составе.

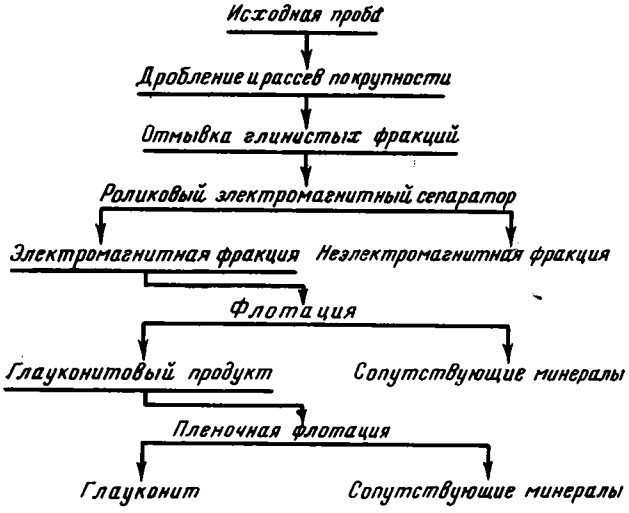


Фиг. 2. Флотация глауконита различными реагентами

1 — АНП, концентрация 45 *мг/л*; *2* — АНП, концентрация 90 *мг/л*; *3* — олеиновой кислотой, концентрация 120 *мг/л*; *4* — реагентом ИМ-50, концентрация 20 *мг/л*

Флотационную способность глауконита можно повысить предварительной обработкой его раствором NaCl (Обогащение фосфоритов..., 1939) или путем обжига при t=500—600° (Ульянов и др., 1968), но при выделении мономинеральных фракций подобные приемы непригодны, так как при указанных процессах возможны изменения химического состава и структуры минерала.

В противоположность катионному собирателю АНП, анионные коллекторы (олеиновая кислота и ИМ-50) способны флотировать основные сопутствующие глаукониту минералы. На этом основании и предложена нами методика обратной флотации глауконита, по которой сопутствующие минералы извлекаются в пенный продукт, и глауконит остается в камере флотационной машины. Схема обработки пробы приведена на фиг. 3.



Фиг. 3. Магнитно-флотационная схема выделения глауконита

Как и по первой схеме, проба дробится, отмывается от глинистых частиц, высушивается и обогащается на роликовом электромагнитном сепараторе. Магнитная часть пробы, обогащенная глауконитом, подвергается флотации. Наиболее эффективно поддается флотационному обогащению класс 1,5—0,05 *мм*, но вполне удовлетворительные результаты могут быть достигнуты и при классе 2,0—0,02 *мм*.

Вначале флотацию ведут реагентом ИМ-50 при дозировке 10—20 *мг/л* в течение 5 мин. При этом используется дистиллированная вода с pH, близкой к нейтральной. Вспенивателем служит этиловый спирт, который, обладая достаточной пенообразующей способностью, не проявляет гидрофобизующих свойств по отношению к минералам, что облегчает процесс селекции (Барышников, Юсупов, 1965).

Далее во флотационную машину добавляют олеиновую кислоту (400—600 *мг/л*) и продолжают флотацию. В пенный продукт переходят преимущественно сопутствующие минералы. Если кварц всплывает неактивно, то в пульпу добавляют $BaCl_2$ (50 *мг/л*), служащий активатором кварца.

Несфлотированный камерный продукт представляет собой глауконитовый концентрат, который дообогащается пленочной флотацией. Пленочная флотация заключается в переводе несфлотировавших сопутствующих минералов на границу жидкость — газ (поверхность жидкости). Для этого глауконитовый продукт вместе с жидкой фазой переливается из флотокамеры в химическую фарфоровую чашку, которая приводится во вращательное или колебательное движение таким образом, чтобы минералы на дне чашки периодически контактировали с воздухом. При этом сопутствующие минералы, как более гидрофобные, удерживаются на поверхности жидкости и затем сливаются в отдельный сосуд. Вращение чашки производится вручную или в специальных весьма несложных аппаратах (Маланьин, 1964). Таким образом, получаются продукты с содержанием глауконита более 95%.

При флотации минералы взаимодействуют с флотореагентами, поэтому весьма важно установить, не изменяются ли химические и физико-химические свойства минералов при флотации. С целью выяснения этого вопроса были проведены химические и физико-химические анализы образцов глауконита до и после обработки растворами флотореагентов (олеиновая кислота и ИМ-50) в количествах, эквивалентных флотационным опытам.

Химические анализы, ИК-спектры, рентгенограммы и определения абсолютного возраста K—Ar методом показали, что глауконит в процессе флотации не претерпевает существенных изменений, и флотационный метод выделения наряду с магнитным может широко использоваться при геохимических и геохронологических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Ф. А. Барышников, Т. С. Юсупов. Флотация низкометаморфизованных углей Кузбасса продуктами сибирской нефти. Изв. Сиб. отд. АН СССР. Сер. техн. наук, Новосибирск, 1965, № 6, вып. 2.

Р. М. Маланьин. Аппарат для экспресс-анализа минерального сырья по принципу пленочной флотации. Бюл. научн.-техн. информации, № 3 (53), «Недра», М., 1964.

А. Г. Бетехтин. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.

Г. С. Бергер, И. А. Ефимов. Методы выделения мономинеральных фракций. Госгеолтехиздат, М., 1963.

И. В. Николаева. Некоторые задачи изучения современного глауконита. В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. Тезисы Хабаровск. комплексный научн.-исслед. ин-т Сиб. отд. АН СССР, Хабаровск, 1968.

Обогащение фосфоритов, глауконитов и серных руд. Тр. Науч. ин-та по удобрениям и инсектофунгисидам им. Я. В. Самойлова, ГОНТИ, 1939, вып. 150.

Н. С. Ульянов, А. В. Машьянова, И. Я. Холомянский. Влияние обжига на флотируемость фосфоритной руды. Хим. пром-сть, 1968, № 7.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР
Новосибирск

Дата поступления
31.VII.1969

ЛИТОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
№ 4, 1970 г.

ХРОНИКА

ЗАСЕДАНИЯ МЕЖДУНАРОДНЫХ КОМИССИЙ ПО УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ И УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ

(Болгария, 1969)

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

В Болгарии, близ г. Варны (Золотые пески), с 15 по 20 сентября в здании гостиницы «София» состоялись заседания международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу. На заседаниях присутствовало 29 делегатов из 15 стран мира: Англии, Бельгии, Болгарии, Бразилии, ГДР, Индии, Испании, Польши, Румынии, СССР, США, ФРГ, Франции, Чехословакии и Югославии. От Советского Союза в работе комиссий принимали участие заместитель директора по научной части ГИН АН СССР доктор геолого-минералогических наук П. П. Тимофеев, кандидаты геолого-минералогических наук Л. И. Боголюбова (ГИН АН СССР), И. Э. Вальц и И. Б. Волкова (ВСЕГЕИ).

Пленарное заседание комиссий было открыто 15 сентября приветствием Д. Минчева (Болгария), которое ввиду его болезни прочитал К. Шишков (Болгария). Президент Международной комиссии по углепетрографической номенклатуре В. Спакман (США) ознакомил присутствующих с планом работы комиссий. Основное внимание в работе комиссий было уделено обсуждению материалов III издания Международного словаря по петрологии углей, который запланировано опубликовать в 1971 г. на английском, немецком, французском и русском языках.

В отличие от прошлых лет в этом году дискуссии проводились не по рабочим группам, а на общем заседании номенклатурной комиссии. Буроугольная и каменноугольная подкомиссии также работали в более тесном контакте. Таким образом, обсуждение каждого вопроса программы заседания было более широким и в нем могли участвовать все члены номенклатурной комиссии.

Наиболее длительной и оживленной была дискуссия по вопросам подразделения, понимания и терминологии мацералов группы витринита каменных углей и гуминита бурых углей. Эти вопросы в петрологии углей оказались наиболее спорными, и поэтому они обсуждаются уже в течение ряда лет. Б. Альперн (Alpern, Франция) — председатель рабочей группы по витриниту осветил в историческом аспекте важнейшие этапы развития терминологии и представлений о подразделении мацералов группы витринита. Он напомнил основные результаты дискуссии по мацералам этой группы на заседании номенклатурной комиссии в г. Эссене в 1968 г., где предварительно были утверждены следующие мацералы группы витринита и их соответствующая терминология: телинит, ульмоколлинит, гелоколлинит, десмоколлинит, корповитринит, детритовитринит. По предложению членов рабочей группы «Витринит», заседавшей в Аахене в марте 1969 г., на настоящем заседании номенклатурной комиссии термин «ульмоколлинит» был заменен термином «телоколлинит»; вместо термина «детритовитринит» приняли термин «витродетринит». Также сочли целесообразным вместо термина «корповитринит» использовать термин «корпоколлинит», подчеркивающий бесструктурность вещества этого мацерала группы витринита.

В процессе дискуссии члены номенклатурной комиссии пришли к единому мнению о необходимости увеличения количества таксономических единиц при подразделении мацералов группы витринита. В связи с этим был поставлен вопрос о классификации мацералов этой группы, который еще не включался в повестку дня номенклатурной комиссии в прошлые годы. Большинство членов рабочей группы «Витринит» — Минчев, Малан (Чехословакия), Прадо (Испания), Тайхмюллер (ФРГ), Вальц, Тимофеев, Боголюбова и др.— предложили ступенчатую классификацию мацералов группы витринита, в которой каждое последующее подразделение мацералов, выделенное по определенному принципу, является детализирующим более общее предыдущее под-

разделение. В результате дискуссии было установлено четыре подразделения или четыре таксономические единицы для мацералов, относящихся к витриниту: 1) группа мацералов, устанавливаемая по характеру вещества; 2) мацерал и 3) субмацерал, выделяемые по признаку степени сохранности клеточной структуры ткани и ее измельчения; 4) вид мацерала, определяемый по ботаническому составу исходного растительного материала. В свете изложенного признали целесообразным, во изменение принятого решения в Эссене, термин «коллинит» рассматривать как самостоятельный и по объему равноценный терминам «телинит» и «витродетринит». Мацералы телоколлинит, гелоколлинит, десмоколлинит, корпоколлинит перевели в категорию субмацералов, детализирующих понимание термина и сути мацерала коллинит. Таким образом, в результате дискуссии была принята новая классификация и терминология мацералов

Таблица 1

Классификация и терминология мацералов группы витринита
(Варна, 1969 г.)

Группа мацералов	Мацерал	Субмацерал	Вид мацерала
Витринит	Телинит		Лепидофитотелинит Кордаитотелинит Фунготелинит
	Коллинит	Телоколлинит Гелоколлинит Десмоколлинит Корпоколлинит	
	Витродетринит		

(табл. 1), относящихся к витриниту, которая будет опубликована в III издании Международного словаря по петрологии углей.

Под телинитом в этой классификации понимаются стенки клеток ткани (а не ткань в целом, как принято в СССР), полости которых заполнены гелоколлинитом, корпоколлинитом, резинитом и т. д. или не заполнены.

Коллинитом считается мацерал, характеризующийся отсутствием видимой растительной структуры ткани. Входящие в его состав субмацералы различаются между собой степенью гелификации исходных тканей и степенью измельчения последних. Телоколлинит представляет собой полностью гелифицированную ткань с четкими контурами без включений. Гелоколлинит является чистым гелем, без контуров. Это цементирующее вещество угля. Десмоколлинит состоит из сочетания частичек гелоколлинита и витродетринита. Корпоколлинитом названы изолированные округлые бесструктурные тельца различного размера, но не больше 100—200 *мк*.

Витродетринитом считаются угловатые частички телинитовые и телоколлинитовые по структуре, сцементированные гелоколлинитом.

Итак, если во II издании Международного словаря по петрологии углей речь шла всего лишь о двух мацералах группы витринита — телините и коллините, то теперь эта группа расчленена на шесть основных категорий за счет расшифровки понимания коллинита и установления нового мацерала — витродетринита. Такая детализация обусловлена закономерным проявлением генетических особенностей составляющих группы витринита, соответствующих определенным этапам единого процесса гелификации лигнино-целлюлозных тканей при их разложении. Генетический аспект в выделении различных категорий мацералов группы витринита в данном конкретном случае явился основой решения практических задач и именно потому, что мацералы различных категорий не равноценны по свойствам и их количественное соотношение существенно определяет поведение угля при его переработке. Ступенчатый характер выделения категорий мацералов группы витринита в принятой классификации позволил унифицировать различную степень детальности анализа углей, зависящую от решаемой задачи, используемой методики (тонкие шлифы, аншлифы, травление) и особенностей исследуемого объекта (угли различной стадии метаморфизма).

Однако генетический принцип выделения различных категорий мацералов в принятой классификации оказался подчиненным чисто петрографическому расположению их по отношению друг к другу в общей классификационной системе. Так, например, витродетринит генетически относится к промежуточной составляющей мацералов группы витринита между телинитом и коллинитом. А в классификации он следует за коллинитом. Телоколлинит по своим признакам (скрытая клеточная структура ткани, четкие контуры, фрагментальное залегание) должен относиться к субмацералам телинита. В классификации, как видно, он относится к коллиниту. Корпоколлинит рассматривается как субмацерал коллинита по формальному признаку бесструктурности вещества. Отдельные его включения обнаруживают ячеистое, но не клеточное строение растительной ткани. Форма залегания в виде правильных округлых телец не свидетельствует

о бывшей принадлежности его к растительной ткани. Следовательно, по происхождению он не должен относиться к коллиниту, а является самостоятельным мацералом соответствующей группы.

Погрешностью классификации является и условная терминология, которая часто не отражает сути данного мацерала, а поэтому оказывается трудновоспринимаемой. Например, в термине «телоколлинит» соединены два понятия («тело» и «колло»), которые по смыслу взаимоисключаемы, так как под словом «тело» понимается наличие клеточного строения ткани, а под «колло» — ее бесструктурность. Термин «фунготелинит» не правомочен, потому что телинитом не могут обозначаться фунги (fungi — триб, лат.), не являющиеся растительными тканями.

Таблица 2

Схема классификации и терминологии мацералов группы гуминита
(Варна, 1968 г.)

Группа мацералов	Подгруппа мацералов	Мацералы	Субмацералы	Тип мацерала (травление аншлифа или изучение в прозрачном шлифе)
Гуминит	Гумотелинит	Гумотелинит 1		
		Гумотелинит 2	—Частично гелефицированный —Полностью гелефицированный	
	Гумодетринит	Гумодетринит 1 (аттринит) Гумодетринит 2 (десминит)		
	Гумоколлинит	Гелинит	Левигелинит	—1 бесструктурный —2 телинитовая структура —3 детритовая структура
			Гранигелинит	
		Корпогуминит		

Обстоятельное сообщение по мацералам группы гуминита (бурый уголь) было сделано М. Тайхмюллер. Она обобщила различные материалы членов рабочей группы, касающиеся терминологии, понимания и принципов разграничения мацералов, относящихся к гуминиту, и предложила достаточно стройную их классификацию, резко отличную от обсуждавшихся на предыдущих заседаниях комиссии (табл. 2). Ею отмечено, что классификация рассчитана только на мягкие и, возможно, матовые бурые угли и разработана применительно к изучению углей в отраженном свете с масляной иммерсией. Основным принципом классификации является степень гелефикации растительных тканей и их измельчение.

В этой классификации подгруппа мацералов гумотелинита включает мацералы, представленные негелефицированными или частично гелефицированными стенками цельных отдельных клеток или их скоплений. По степени гелефикации лигниноцеллюлозных тканей среди этой подгруппы выделены два мацерала: гумотелинит 1, характеризующийся четко выраженными клетками с открытыми полостями, и гумотелинит 2, состоящий из двух субмацералов. Один из них обнаруживает частичное сохранение клеточных полостей; во втором полости отсутствуют и первичная структура ткани не распознается.

Подгруппа мацералов гумодетринита объединяет негелефицированные и гелефицированные частички, в целом именуемые детритусом. Величина частичек не более 10 *мк*. По степени гелефикации частичек выделяются два мацерала: гумодетринит 1 (аттринит), представляющий собой сочетание обломков клеточных стенок то более, то менее гелефицированных, а также частичек (до 5 *мк*) губчатой структуры: гумодетринит 2 состоит из скопления бесструктурных частичек величиной в 5—10 *мк*.

Подгруппа мацералов гумоколлинита представлена мацералом гелинит, который в отраженном свете не обнаруживает в своем составе отдельных частичек и проявлений клеточной структуры ткани. Среди гелинита по плотности вещества выделены два субмацерала: левигелинит, характеризующийся массивной текстурой и гомогенностью вещества (коллинит каменных углей) и гранителинит, вещество которого обнаруживает пористое и зернистое строение. В прозрачных шлифах или аншлифах с травленой поверхностью субмацерал левигелинит оказывается состоящим из трех типов мацералов: левигелинита 1 — полностью бесструктурного, левигели-

нита 2 — с телинитовой структурой и левигелинита 3, имеющего вид гумодетринита 1 (аттринита).

К корпогуминиту отнесены остатки вещества от заполнения клеточных полостей. Это флобафинит, резинит и т. д.

В обсуждении классификации приняли участие многие члены номенклатурной комиссии. В. Спакман оценил ее детальность, которая необходима для понимания и расшифровки мацералов группы витринита каменных углей, а также и выяснения их происхождения. Он также указал в связи с этим на необходимость совместной работы каменноугольной и буроугольной подкомиссий для составления схемы сопоставления мацералов бурых и каменных углей, а также и установления границы между ними. П. П. Тимофеев подчеркнул генетическую основу этой классификации. В каждом подразделении, отметил он, категории мацералов образуют единый ряд с постепенной потерей клеточной структуры растительной ткани от телинитовой до коллинитовой в соответствии с усилением процесса гелификации исходного растительного материала в этом направлении. Классификация, по мнению П. П. Тимофеева, отвечает в достаточной мере современному уровню развития углепетрографической науки, хотя и имеет небольшие недостатки. Так, например, левигелинит 2, обнаруживающий телинитовую структуру после травления, следует считать субмацералом гумотелинита 2; левигелинит 3 целесообразней рассматривать в числе субмацералов гумодетринита 1. Классификация была одобрена членами номенклатурной комиссии и принята к опубликованию в III издании Международного словаря по петрологии углей.

В продолжение дискуссий прошлого года Х. Якоб (Jacob, ФРГ) сообщил данные величины отражательной способности мацералов, возникших из лигнино-целлюлозных тканей. Эти данные он получил из различных лабораторий мира, в которых по единой методике анализировался греческий мягкий бурый уголь (верхний миоцен) в связи с решением буроугольной подкомиссии в Эссене. Было указано, что R_{max} мацералов группы гуминита у различных исследователей получилась далеко не однозначной и составляет от 0,19 до 0,30%. Но у большинства из них колеблется от 0,20 до 0,23%. Пограничная величина отражательной способности мацералов группы гуминита и инертинита установлена в 0,43—0,46%. Однако имеются цифры 0,60%, 0,80% и даже 1,00%. Ввиду существенного разброса значений величины R_{max}, характеризующей указанные мацералы мягкого бурого угля, принято решение продолжить эту работу до получения вполне сходимых результатов при анализе одного и того же материала различными исследователями.

На тему о пограничной величине отражательной способности между бурыми и каменными углями было сделано сообщение М. Егцеговаком (Югославия). Он исследовал ряд различно углефицированных углей из некоторых бассейнов Югославии и установил, что граница между бурыми и каменными углями определяется величиной R_{max} = =0,44%. При обсуждении выяснилось, что исследования О. Малана по этому вопросу показали величину R_{max}=0,43%. Данные Л. И. Боголюбовой по границе бурых и каменных углей оказались сходными с данными М. Ерцеговака.

Е. Зонтаг (Sortag, ГДР), председатель рабочей группы «Литотип» доложила классификацию литотипов мягких бурых углей, которая явилась результатом обобщения предложений по этому вопросу различных исследователей (Зонтаг, Якоб, Преус — Preus, ГДР; Вольф — Wolf, ФРГ; Малан, Тайхмюллер, Тимофеев, Боголюбова), а также учтенных замечаний, сделанных членами номенклатурной комиссии в прошлом году при обсуждении первого варианта. В классификации по признакам структуры мягкого бурого угля, цвета, наличия органических (например, ксилита) и минеральных включений того или иного состава соответственно выделены: группы литотипов, литотипы, сублитотипы и разновидности. Для краткости обозначений в классификации использована кодовая система, в которой каждая таксономическая единица имеет свою условную цифру. При обсуждении было отмечено, что классификация пригодна только для макроскопического изучения угля. Текст ее с некоторой последующей доработкой принят к опубликованию в III издании Международного словаря по петрологии углей.

На заседании комиссии по углепетрографическому анализу М. Т. Маковская (Mackowsky, ФРГ), в продолжение дискуссии прошлого года, сообщила результаты повторного расширенного анализа углей с учетом и без учета мацералов на бордюре *. Данные сравнительного анализа мацералов показали достаточную сходимость результатов у различных исследователей по всему перечню учитываемых мацералов. Одновременно выяснилось, что на точность метода влияет определение мацералов на бордюре, поэтому решили их учитывать при проведении исследования.

Широко обсуждался вопрос понимания мацерала псевдовитринита. В течение прошедшего года членами аналитической комиссии на изучение псевдовитринита было обращено особое внимание. Были проведены подсчеты содержания этого мацерала в американских углях, любезно предоставленных комиссии В. Спакманом и Р. Томпсоном (Tompson, США). М. Т. Маковская в своем сообщении указала на очень большие (от 2,5 до 51,0%) расхождения в определении псевдовитринита различными

* Мацерал называется на бордюре, когда меньше 10 точек пересечения двадцатиточечного окуляра сетки Коттера попадает на зерно.

исследователями, что, по ее мнению, объясняется не конкретностью его характеристики. В связи с этим основная дискуссия была направлена на установление признаков псевдовитринита. В. Спакман к ним относит следующие: 1) величину R_{max}, которая ниже чем у витринита, 2) полулунные трещины внутри зерна, 3) наличие клеточной структуры ткани, 4) ступенчатую границу зерен, 5) интенсивную трещиноватость, 6) более сильное развитие рельефа, чем у витринита, 7) отсутствие пирита. Наиболее важными признаками В. Спакман считает 1—5; второстепенными — остальные. Он также указал, что процент псевдовитринита имеет значение в процессе коксования угля. Количество его меньше 20% не меняет коксующейся способности угля. Для окончательного уяснения и унификации понимания псевдовитринита различными исследователями было решено еще раз проанализировать содержание псевдовитринита в аншлифах из одного и того же угля с применением травления и без травления поверхности аншлифа.

Продолжал дискутироваться вопрос, касающийся травления поверхности аншлифа. Основная задача этого исследования заключалась в выяснении минимального, оптимального и максимального времени травления углей различных степеней углефикации, необходимое для получения нужных результатов. М. Т. Маковская на основании собственных исследований указала, что первые результаты травления у низкометаморфизованных углей появляются уже спустя 1—2 сек. Следующий этап в проявлении структуры, независимо от степени углефикации угля, относится к периоду 2—5 мин.; в этот период семифюзинит обнаруживает наибольшую четкость в своей структуре; в коллините появляются черные точки, а корпоколлинит становится более обособленным. Далее, при увеличении времени травления обнаруживаются криптотелинит и криптоколлинит. Ею установлено, что оптимальное время травления, которое зависит от степени углефикации, следует определять по появлению криптотелинита. В жирных углях криптотелинит, а также споры появляются только через 6 мин. травления. Это их оптимальное время. В антрацитах криптотелинит, макроспоры и вообще вся структура угля проявляется только через 17 час. Сопоставление данных исследования М. Т. Маковской с данными других лабораторий мира показало еще недостаточную сходимость в определении оптимального времени травления угля различных степеней углефикации. Поэтому было решено еще раз провести травление аншлифов углей и учесть при этом не только степень углефикации, но и возраст угля, а также и условия его образования.

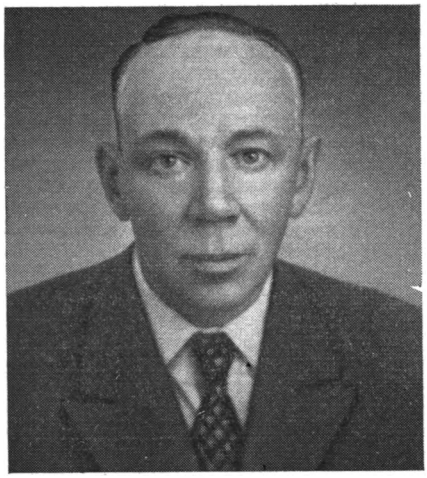
М. Т. Маковская кратко изложила новую методику изготовления аншлифов, предложенную Х. Смитом (Smil, Англия). Особенностью этой методики является применение давления в процессе изготовления аншлифа. Благодаря этому увеличивается количество зерен угля на поверхности аншлифа, не обнаруживающих следов сдавливания, и уменьшается содержание связующего вещества между зернами.

На заключительном совместном заседании обеих комиссий были подведены итоги работы комиссий и решались организационные вопросы.

Все встречи и дискуссии проходили в дружественной и деловой обстановке.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
6.II.1970



Г. И. ТЕОДОРОВИЧ

(20.VII.1907—22.IV.1970)

Ушел от нас Георгий Иванович Теодорович — крупный ученый, неутомимый труженик, чрезвычайно скромный, отзывчивый и добрый человек, имя которого известно многим специалистам далеко за пределами нашей Родины.

Г. И. Теодорович родился в Москве в семье учителя. В 1930 г. он окончил геологоразведочный факультет Московской горной академии, где еще студентом проявил себя самостоятельным исследователем. В 1931 г. были опубликованы первые результаты работ по изучению осадочных пород карбона Русской платформы. С этого времени Георгий Иванович основные свои исследования посвятил проблемам нефтяной геологии. Он развивал представления о минералах осадочных пород как показателях физико-химической обстановки, учение о минералого-геохимических фациях диагенеза, восстановительные типы которых характеризуют потенциально нефтепроизводящие свиты, обосновал классификации порово-трещинных и других коллекторов нефти.

Георгий Иванович опубликовал более 200 научных работ, в числе которых 15 монографий. Среди них широко известны книги «Карбонатные фации нижней перми — верхнего карбона Урало-Волжской области» (1949) и «Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области» (1950), за которые в 1951 г. ему была присуждена Государственная премия СССР, а также «Учение об осадочных породах» (1958) и «Аутигенные минералы осадочных пород» (1958). Последняя работа была переиздана в США.

Наряду с плодотворными научными исследованиями, которые Г. И. Теодорович вел в Институте геологии и разработки горючих ископаемых МНДП СССР и АН СССР, являясь заведующим лабораторией минералогии и формирования битуминозных свит, Георгий Иванович активно участвовал в научно-организационной работе в Бюро секции осадочных пород Московского общества испытателей природы, в комиссии по осадочным породам при Отделении геологии, геохимии и геофизики АН СССР, в Научном совете по проблемам образования нефти и газа, а также в Постоянной карбоновой комиссии Междуведомственного стратиграфического комитета СССР, членом которых он был.

Все, кому посчастливилось встречаться и работать с Г. И. Теодоровичем, навсегда сохранят о нем добрую память.

Коллектив сотрудников
лаборатории минералогии ИГ и РГИ

Комиссия
по осадочным породам
при ОГГ и Г АН СССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА, Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, 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), В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

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

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/VI-1970 г. Т-12053. Подписано к печати 30/VII-1970 г. Тираж 1325 экз.
Зак. 4197. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5½. Усл. печ. л. 15,4+2 вкл. Уч.-изд. листов 16,9.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НАУКА“

готовится к печати книга

ЭПИГЕНЕЗ И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ

Труды Геологического института. Вып. 221

Книга посвящена важнейшим аспектам проблемы эпигенеза. Рассмотрены общие вопросы эпигенеза, приведены итоги работ, начиная с установления эпигенетической зональности, освещены важнейшие направления, по которым должны пойти углубленные исследования минералогов и литологов. В ряде статей показана эволюция основных породообразующих компонентов терригенных пород (глинистых минералов, кварца, карбонатов) на разных стадиях осадочного процесса. Изложены результаты исследований постседиментационных преобразований монтмориллонита в гидрослюду. Применение метода Фурье — преобразований с соответствующим математическим анализом — позволило дать схему перехода монтмориллонита через стадию ректорита в гидрослюду и показать механизм такого превращения. Предложена схема генетической типизации гидрослюд. Заново рассчитаны структуры некоторых триоктаэдрических слюд и выведены общие формулы, позволяющие определить параметры ячейки слюдистых минералов по данным химических анализов. Показаны возможности использования явлений эпигенетического преобразования акцессорных минералов для определения времени формирования нефтяных залежей.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-литологов.

Если Вы хотите приобрести эту книгу, заказы направляйте в магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига» (Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12) или в ближайший магазин «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ „АКАДЕМКНИГА“:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул, Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"

Готовится к печати:

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Масштаб 1 : 10 000 000

На 6 листах. Цена 3 руб. (ориентировочно)

Редакторы карты: д-р геол.-мин. наук Ю. М. Пущаровский и д-р геол. наук Г. Б. Удинцев.

Во втором полугодии 1970 года Геологическим институтом и Институтом океанологии Академии наук СССР будет выпущена уникальная по своему содержанию многокрасочная ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ. Карта отражает главные черты тектонического строения ложа Тихого океана и обрамляющего его Тихоокеанского тектонического пояса, т. е. она охватывает около половины площади земного шара.

В пределах океанского ложа показаны структурные элементы разного порядка и типа, разрывные нарушения, гайоты, оси магнитных аномалий, значения скоростей прохождения сейсмических волн через соли земной коры, а также величины мощностей этих слоев.

Тихоокеанский тектонический пояс отображен во всей сложности его строения: а) с большим количеством условных обозначений для показа входящих в него разновозрастных складчатых зон и б) весьма основательной дробностью легенды для отражения строения современных геосинклинальных зон (островных дуг и др.).

На карте показана также тектоническая позиция гранитоидных, вулканических и гипербазитовых поясов. Карта раскрывает тектоническое районирование Тихоокеанской области Земли, позволяет видеть характерные структурные черты этой области, а также подходить к ряду проблем глобальной тектоники, в частности, к проблеме происхождения, возраста и развития Тихого океана. Издание будет полезно для выявления новых связей в размещении полезных ископаемых с тектоническими структурами.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры необходима самому широкому кругу геологов, геофизиков, геохимиков, океанологов, географов и других специалистов, интересующихся строением и развитием Земли.

Заказы на книгу следует прислать по адресу:

Москва В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин „Книга-почтой" „Академкнига" или в ближайший магазин „Академкнига"

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку; ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, пр. Ленина; 95; Иркутск; 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев; пр. Ленина; 2; Ленинград Д-120, Литейный пр., 57; Москва; ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова; 55/5; (магазин № 2); Новосибирск, Красный пр., 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка; 137; Ташкент; ул. Шота Руставели, 43; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Уфа, Коммунистическая ул. 49; Уфа, пр. Октября, 129; Фрунзе, бул. Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»