

Ю.О. Гаврилов

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю.О. Гаврилов

**ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
В ГЛИНИСТЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ**

(средний миоцен
Восточного Предкавказья)

Труды, вып. 364



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1982

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labor Geological Institute

Yu. O. Gavrilov

DIAGENETIC ALTERATIONS IN CLAY DEPOSITS
(middle Miocene in the Eastern Forecaucasus)

Transactions, vol. 364

Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982 (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 364). 100 с.

Книга посвящена изучению диагенеза в глинистых отложениях нефтематеринской толщи. В работе охарактеризованы закономерности распространения аутигенных карбонатных, сульфидных и других минералов, их приуроченность к отложениям, различающимся по литолого-геохимическим характеристикам. Детально описаны разнообразные диагенетические конкреции, приведены результаты исследований их минерального состава. Оценена степень уплотнения песчано-глинистых отложений в постседиментационный период. Рассмотрена зональность аутигенного минералообразования в осадках среднемиоценового водоема.

Табл. 21, ил. 52, библиогр. 152 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

В.Н. Холодов

Editorial board:

academician A.V. Peive (editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krashennikov, P.P. Timofeev

Responsible Editor

V.N. Kholodov

ОТ РЕДАКТОРА

На протяжении восьми с лишним лет в лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР выполнялись исследования, направленные на изучение стадий осадочного породообразования и оценку их относительно значения в формировании рудных скоплений Fe, Mn и малых элементов разных генетических типов.

Полигонами, на которых проводилась эта работа, являлись современные осадки Черного и Каспийского морей, а также миоцен-олигоценовые и юрские отложения Юго-Восточного Кавказа. Особое внимание было уделено литологии и геохимии среднемиоценовых толщ Восточного Предкавказья, с которыми ассоциируются скопления нефтематеринских черных глин, существенно обогащенных V, Ni, Co, Mo, Pb, Fe и Mn, промышленные залежи нефти и газа, а также титаноцирконовые россыпи, заключенные в толщах олигомиктовых кварцевых песчаников, рудопроявления аллохтонных углей и оолитовых железных руд. Детальный анализ поведения различных химических элементов на литологическом профиле, характеризующем фациальные изменения чокракских и караганских отложений от берега в глубь палеобассейна, реконструкция условий образования разных литофаций и палеогеохимии среднемиоценовых палеоводоемов, а также общая палеогеография Восточного Паратетиса были детально описаны в монографии В.Н. Холодова и Р.И. Недумова "Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья" (Труды ГИН АН СССР, 1981, вып. 358).

Публикуемая работа Ю.О. Гаврилова является, с одной стороны, логическим продолжением этих исследований, продолжением, нацеленным на познание диагенетических преобразований, имевших место в чокракских и караганских толщах в пределах того же литолого-фациального профиля.

С другой стороны, предлагаемая вниманию читателей монография служит своеобразным прологом к рассмотрению более глубоких катагенетических изменений, особенно сильно проявивших себя в олигоцен-меловой части разреза.

Таким образом, работа Ю.О. Гаврилова, будучи совершенно самостоятельным произведением по существу, в то же время занимает строго определенное место в серии монографий, посвященных различным аспектам изучения кавказского миоцена и олигоцена.

Следует подчеркнуть, что Ю.О. Гаврилов поднял и рассмотрел чрезвычайно важные и интересные литолого-геохимические проблемы.

Во-первых, детально изучив минералого-геохимический состав конкреций и используя шкалу уплотнения вмещающих глин, автору удалось реконструировать последовательность диагенетического минералообразования в среднемиоценовых толщах. При этом оказалось, что сидерит, который в полном соответствии с физико-химическими расчетами должен образовываться раньше пирита, на самом деле образовывал наиболее поздние конкреции; этот вывод сам по себе заставляет пересмотреть классическую последовательность минералообразования в диагенезе и таит в себе многообещающие перспективы.

Во-вторых, Ю.О. Гаврилову удалось довольно четко показать зависимость, существовавшую между составом и формами карбонатных конкреций, с одной стороны, и такими факторами, как скорость осадкообразования, количество захороняющейся органики или количество осажденного карбоната в данном участке палеоводоема — с другой. Если все это так, то можно думать, что существенные стороны явлений конкрециеобразования в значительной степени оказываются унаследованы от предшествующей стадии седиментации, обуславливаются фациальными обстановками осадкообразования в палеобассейне.

Самостоятельную и еще не решенную проблему представляет объем зоны диагенеза; напомним, что в зависимости от того, где мы проведем нижнюю границу диагенеза, большая часть так называемых элизионных явлений или явлений отжимания поровых растворов из пластичных глин в проницаемые песчаники может квалифицироваться либо как диагенетический, либо как катагенетический процесс.

Как известно, исследования геологов-нефтяников в последнее время показали, что пористость глинистых отложений на глубинах до 1 км превышает 25%, а на

глубинах 1,5–2 км она колеблется от 13 до 20%; это означает, что перераспределение седиментационных вод между глинами и песчаниками путем выжимания под давлением активно осуществляется при погружении осадочных толщ на глубины от 1 до 2 км, т.е. представляет собой и диагенетическое и катагенетическое явление. Здесь уместно напомнить, что при нормальных градиентах давлений и температур, погружение на глубину 2 км вызывает повышение геостатического давления до 540 атм, а температуры — до 60°С; само собой разумеется, что эти величины уже весьма существенно отличаются от соответствующих параметров зоны диагенеза, которой свойственны температура и давление, характерные для поверхности Земли.

С другой стороны, в пределах верхней зоны осадочного чехла палеобассейна, там, где широко развиты сильно обводненные глинистые и песчаные илы, водообмен осуществляется главным образом между иловыми и наддонными водами, а совсем не между пластами разного литологического состава, т.е. песчаниками и глинами.

Думается, что и процессы карбонатного конкрециообразования в среднемиоценовых толщах Черных гор и Дагестанского клина были значительно растянуты во времени и протекали не только в собственно иловую стадию, как это считает автор, но и в ходе более позднего катагенетического уплотнения глин. Об этом свидетельствует смена кальцитового состава конкрециообразователя сидеритовым, а также находки сложно построенных “пирамидальных” конкреций, четко контролирующихся уже не слоистостью глин, а вертикальными трещинками и нарушениями.

В заключение нужно сказать, что поднятые здесь вопросы о границе диагенеза и катагенеза, также как и о критериях разграничения сингенетических и эпигенетических конкреций, являются наиболее сложными и все еще не решенными разделами современной теоретической литологии.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение процессов диагенеза представляет большой теоретический и практический интерес, поскольку уже на этой стадии осадочного породообразования формируются многие текстурно-структурные особенности отложений, возникают многочисленные аутигенные минералы, происходит перераспределение вещества, приводящее к появлению рудных концентраций некоторых полезных ископаемых или создаются предпосылки для их образования на более поздних стадиях литогенеза.

Известно, что наиболее интенсивно диагенетические процессы протекают в отложениях, содержащих повышенные количества органического вещества (ОВ). Однако если многочисленные и разнообразные новообразования в угленосных толщах были детально изучены, то нефтематеринские свиты в этом отношении исследовались в значительно меньшей степени. Вместе с тем именно в нефтематеринских отложениях диагенез, определяя облик и свойства породы, оказывал значительное влияние на ее дальнейшую судьбу, а соответственно — на нефтеобразование. Изучение этих толщ необходимо как для решения вопросов, связанных с историей их формирования, так и для дальнейшего развития представлений о диагенезе морских отложений, об этапах осадочного породообразования.

В настоящей работе сделана попытка охарактеризовать диагенетические процессы, протекавшие в глинистых отложениях нефтематеринской чокракско-караганской толщи Восточного Предкавказья, ранее в таком аспекте специально не изучавшейся. Это, в свою очередь, требовало детального рассмотрения минерального состава аутигенных образований, последовательности их формирования в осадке.

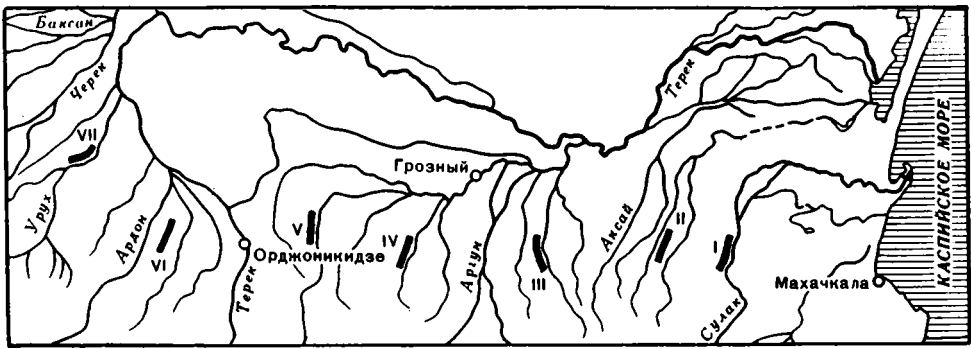
Непосредственными объектами исследований явились глинистые отложения из разрезов чокрака — карагана вдоль полосы выходов этой толщи на поверхность в пределах Северного Дагестана, Чечено-Ингушетии, Северной Осетии (рис. 1). Сопоставленные между собой разрезы образуют профиль, протягивающийся в широтном направлении на 250 км от р. Сулак на востоке до р. Урух на западе. Отличия в условиях осадконакопления в разных частях профиля позволили сравнить изменения, которые претерпевали отложения в диагенезе в различных обстановках.

Несомненным достоинством чокракско-караганских отложений как объекта для наших исследований является то, что они сравнительно молоды и в районе, где проводилось их изучение, не претерпели заметных катагенетических изменений, которые могли бы затушевывать следы диагенетических преобразований [Холодов и др., 1976].

Вместе с тем следует отметить следующее обстоятельство. К чокракско-караганским отложениям приурочены промышленные месторождения нефти. Поэтому в песчаниках-коллекторах первичная картина, возникшая на этапе диагенеза, могла быть в значительной степени измененной, в связи с поступлением сюда нефти и возникновением новой геохимической обстановки и новых аутигенных минералов. Не все пласты были нефтеносны и часть из них, конечно, сохранила свой первоначальный облик. Однако достоверно отделить эти пласты от тех, в которых проявили себя эпигенетические процессы, довольно трудно. Поэтому мы в гораздо большей степени изучали глинистые отложения, в которых результаты диагенетических процессов сохранились в неизменном виде.

В чокракско-караганских отложениях широко распространены диагенетические карбонатные и сульфидные конкреции, различающиеся по морфологии, внутреннему строению, минералогическому составу. В связи с тем, что конкреции являются наиболее информативными индикаторами условий, в которых они возникли, их изучению в работе было уделено особое внимание.

Для литолого-геохимического исследования осадочных толщ требуются образцы пород, не претерпевших заметного влияния гипергенных процессов. Этому условию прежде всего отвечает керновый материал. Чокракско-караганские отложения вскрыты многочисленными скважинами. Однако керн, полученный при их бурении, из-за своей фрагментарности, малого диаметра и иногда неточности стратиграфической привязки был непригоден для наших исследований. Вместе с тем проведенное послойное сравнение пород из естественных обнажений р. Ярык-су и вскрытых скважиной на расстоянии всего 5 км от их выхода на поверх-



Р и с. 1. Схема расположения изученных разрезов чокракско-караганской толщи в пределах Восточного Предкавказья

I — р. Сулак; II — р. Ярык-су; III — р. Элистанжи; IV — р. Фортанга; V — р. Асса; VI — р. Суадаг-Дон; VII — р. Урух

ность показало, что гипергенные процессы вследствие интенсивной речной эрозии ни на минеральный состав глин, ни на концентрацию в них малых элементов не влияют [Холодов и др., 1974; Холодов, Гаврилов, 1974]. В связи с этим материал из обнажений был вполне представительным для наших целей.

Обнаженность выходов чокракско-караганских отложений в долинах восточной части профиля (Чечено-Ингушетия и Северный Дагестан) вполне удовлетворительная, а сравнительно некрутое падение слоев (около 30°) позволило проследивать слои пород на протяжении от нескольких метров до нескольких десятков метров. Закрытые участки в сумме не превышают 10% общей мощности разрезов. В пределах западной части профиля (Северная Осетия) обнаженность коренных пород в долинах рек хуже и лишь в единичных разрезах удалось выполнить необходимые наблюдения.

С целью изучения диагенетических преобразований было проведено детальное (последовательное) описание пяти полных разрезов, входящих в профиль (реки Ярык-су, Элистанжи, Фортанга, Суадаг-Дон, Урух), а также фрагментов по рекам Сулак, Малая Рошняя, Асса, Кодахджин и у с. Буцра в пределах Горного Дагестана. При описании фиксировались все встречавшиеся диагенетические стяжения и другие следы диагенетических процессов. Одной из важнейших задач при полевых исследованиях было выявление таких структурно-текстурных взаимоотношений диагенетических образований, которые позволили бы установить последовательность аутигенного минералообразования. Конкреции описывались в неразрывной связи с вмещающими породами. Хотя конкрециям в наших исследованиях было уделено наибольшее внимание, изучение их не являлось самоцелью, а рассматривалось как способ для реконструкции условий диагенеза в осадках чокракско-караганского водоема.

Под "диагенезом" в настоящей работе подразумеваются "процессы физико-химического уравнивания сложной и многокомпонентной системы реакционно-способных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры" [Страхов, 1960, т. 1, с. 79]. Термин "конкреция" (синоним — "стяжение") употребляется здесь по отношению к геологическим телам, сложным диагенетическими минералами и возникшим в результате перераспределения (стягивания) веществ в осадке; при этом форма их может быть самой разнообразной.

Изучение вещественного состава карбонатных и глинистых пород производилось с использованием различных методов: химического и термического анализов, рентгенометрии, микроскопии. Аналитические определения выполнялись в химической лаборатории и лаборатории физических методов изучения осадочных пород Геологического института АН СССР.

Исследование диагенетических преобразований являлось частью работы по изучению геохимии и литологии чокракско-караганских отложений, проводившейся в лаборатории геохимии осадочных пород и руд ГИН АН СССР под руководством лауреата Государственной премии СССР, доктора геол.-минерал. наук В.Н. Холодова.

Автор имел счастлившую возможность обращаться за консультацией к академику Н.М. Страхову. Автор также выражает благодарность Г.Ю. Бутузовой, Н.А. Лисицкой, Л.Е. Штеренбергу, с которыми обсуждались отдельные аспекты интересующей его проблемы, а также Т.Г. Елисеевой и Н.Л. Калашниковой за выполнение рентгеновских и химических анализов карбонатных и глинистых пород.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

СТРОЕНИЕ ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКОЙ ТОЛЩИ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАГАЮЩИХ ЕЕ ОТЛОЖЕНИЙ

Чокракско-караганские отложения Восточного Предкавказья в связи с их нефтеносностью всегда привлекали внимание геологов. Изучением этой толщи занимались Б.А.Алферов, А.Д.Архангельский, С.А.Благонаравов, И.О.Брод, Н.Б.Вассоевич, Л.П.Гмид, В.А.Гроссгейм, Б.П.Жижченко, К.Н.Калицкий, К.А.Прокопов, В.Е.Руженцев, А.А.Хуциев, Н.С.Шатский, М.С.Швецов и многие другие, в чьих работах вопросы стратиграфии отложений, литологии, тектоники были детально разработаны и реконструирована палеогеография бассейна осадконакопления. В последние годы большое внимание изучению чокракско-караганских отложений уделял В.Н.Холодов. В связи с тем, что вопросы геохимии и литологии среднемиоценовой толщи были рассмотрены весьма детально [Холодов, Недумов, 1981], остановимся лишь кратко на общей характеристике отложений в необходимом для нас аспекте.

Третичные отложения в районе, где проводились исследования, слагают крупную моноклиналичную структуру, представляющую собой часть северного склона Большого Кавказа. Протягивается моноклинал в широтном направлении, падение слоев на север (углы 30–40°), местами она осложняется небольшими антиклиналями (Датыхская, Беноевская и др.).

Как видно из стратиграфической схемы расчленения толщи, вскрывающейся в долине р. Сулак (рис. 2, см. вкладку), третичные отложения этой области представляют собой крупный осадочный комплекс мощностью около 5 км, сложенный в основном песчаниками и глинами. Изучаемые нами отложения залегают в его центральной части. Подстилаются они бурыми глинами майкопской свиты (олигоцен, нижний миоцен, низы среднего миоцена), а перекрываются серыми глинами с прослоями мергелей сарматского яруса (нижняя часть верхнего миоцена).

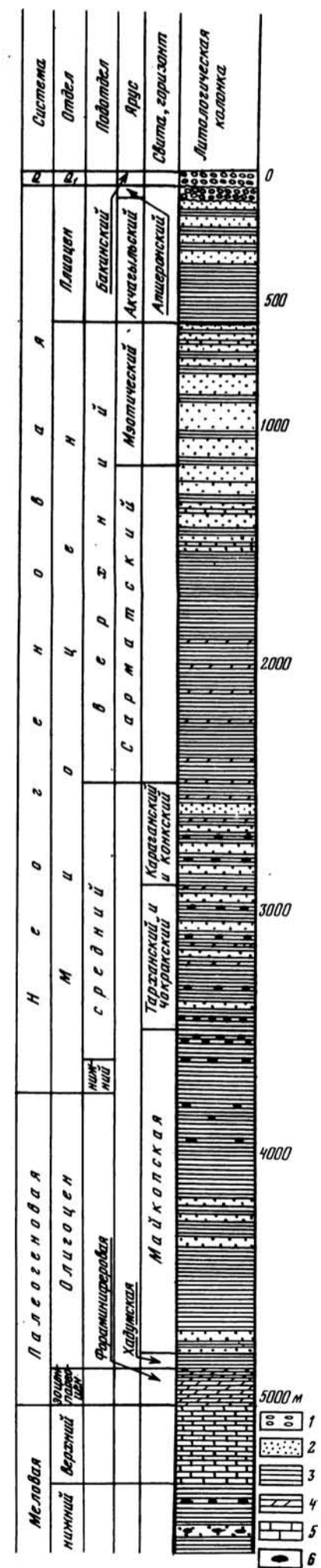
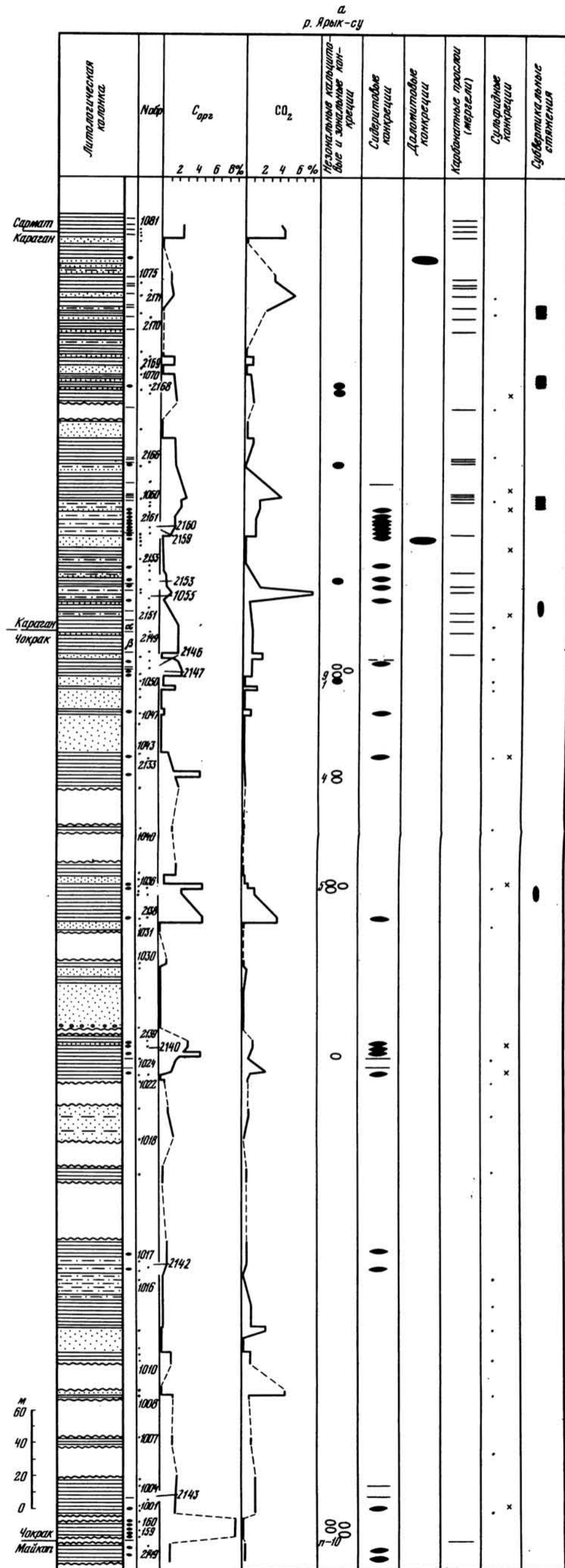
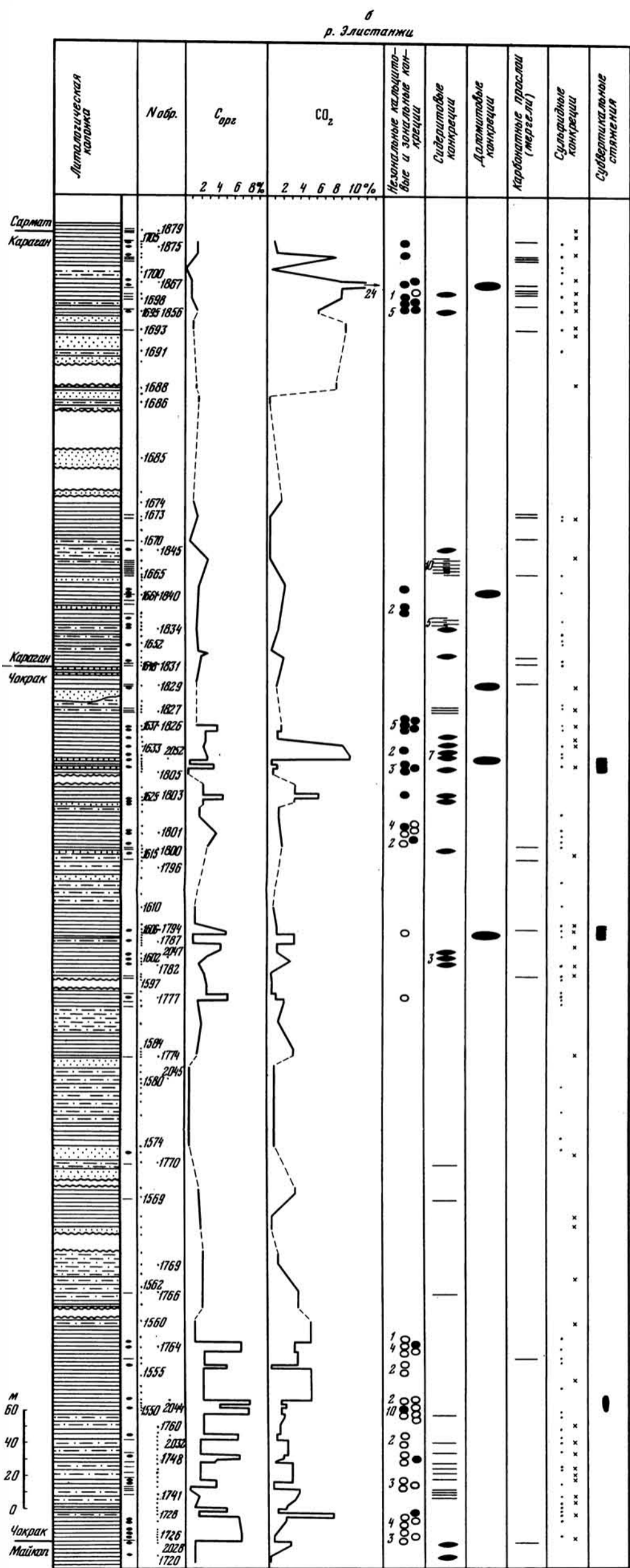
Несмотря на то что к низам среднего миоцена (гельветский ярус) относится верхняя часть майкопа, "среднемиоценовой" традиционно называют толщу, залегающую между майкопскими и сарматскими отложениями. Эта толща подразделяется на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты (тортонский ярус)¹. Выделение горизонтов основано на изменении содержащегося в них комплекса фауны. Эти изменения обусловлены тем, что накопление среднемиоценовых отложений происходило в водоеме с меняющейся соленостью вследствие частичной или полной изоляции бассейна. Соленость вод тарханского моря была нормальной, в чокракское время началось его опреснение, достигшее максимума в карагане, в конкском водоеме соленость опять стала нормальной.

Тарханским горизонтом, вслед за Б.А.Алферовым и Н.Б.Вассоевичем, мы будем называть прослой мергелей (0,5–0,7 м), содержащий характерную фауну *Amussium denudatum* (Reuss.). Некоторые исследователи относят к этому горизонту также слой глин мощностью в несколько метров, залегающий над мергелем.

Под чокракским горизонтом понимают песчано-глинистую толщу, перекрывающую тарханский мергель и венчаемую так называемым мергелем "α" последним, в котором в большом количестве встречаются птероподы рода *Spirialis*. Спириалисы являются характерной фауной для чокракских отложений. Мощность толщи в междуречье Сулак – Асса достигает 500–550 м.

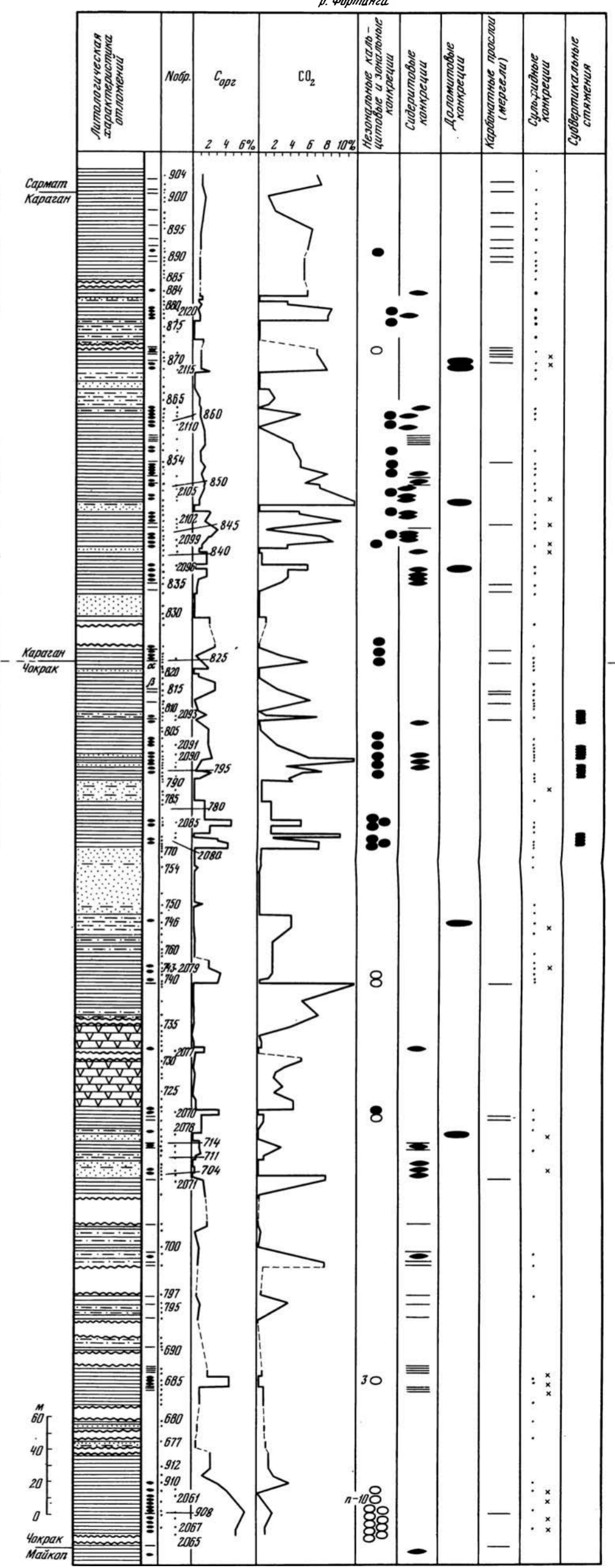
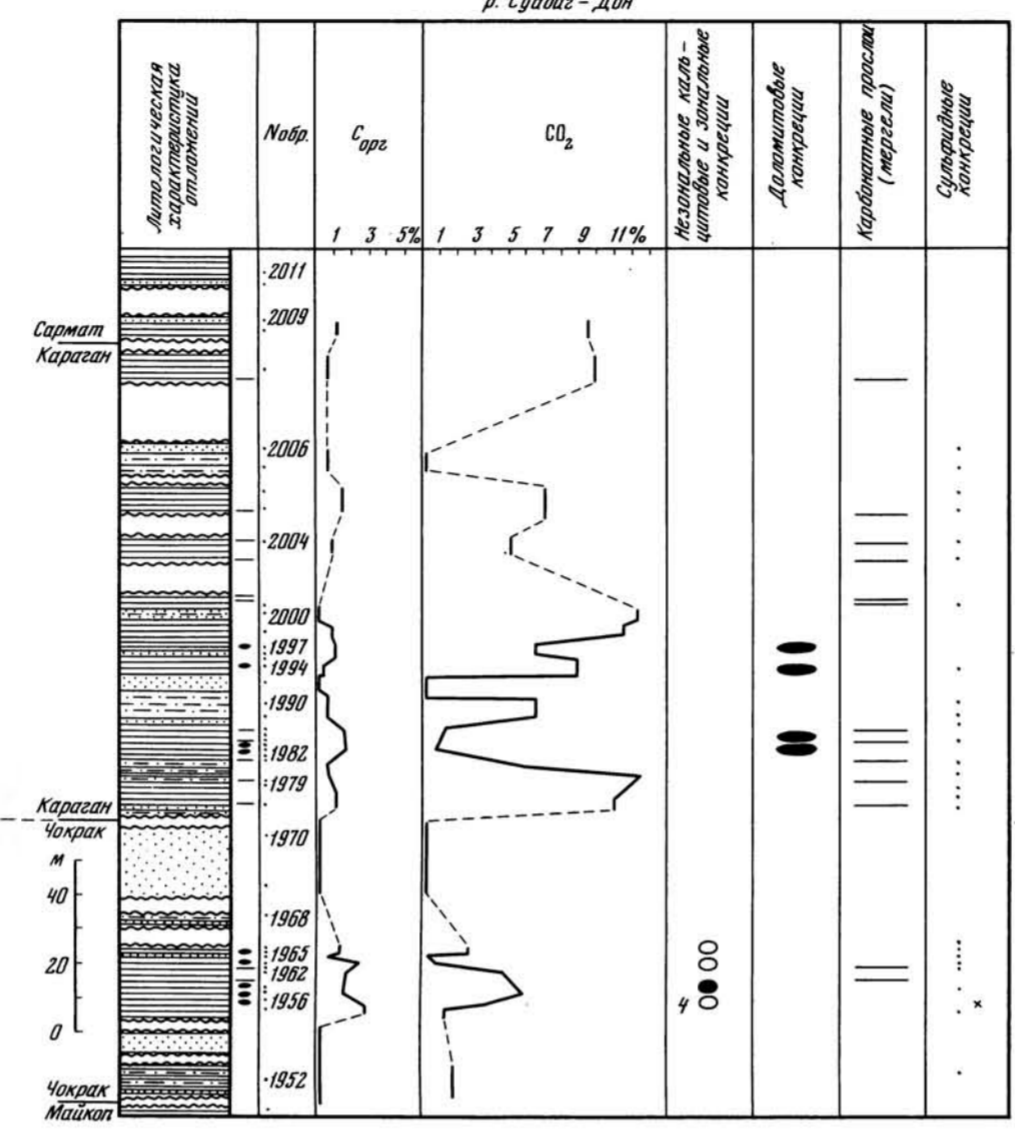
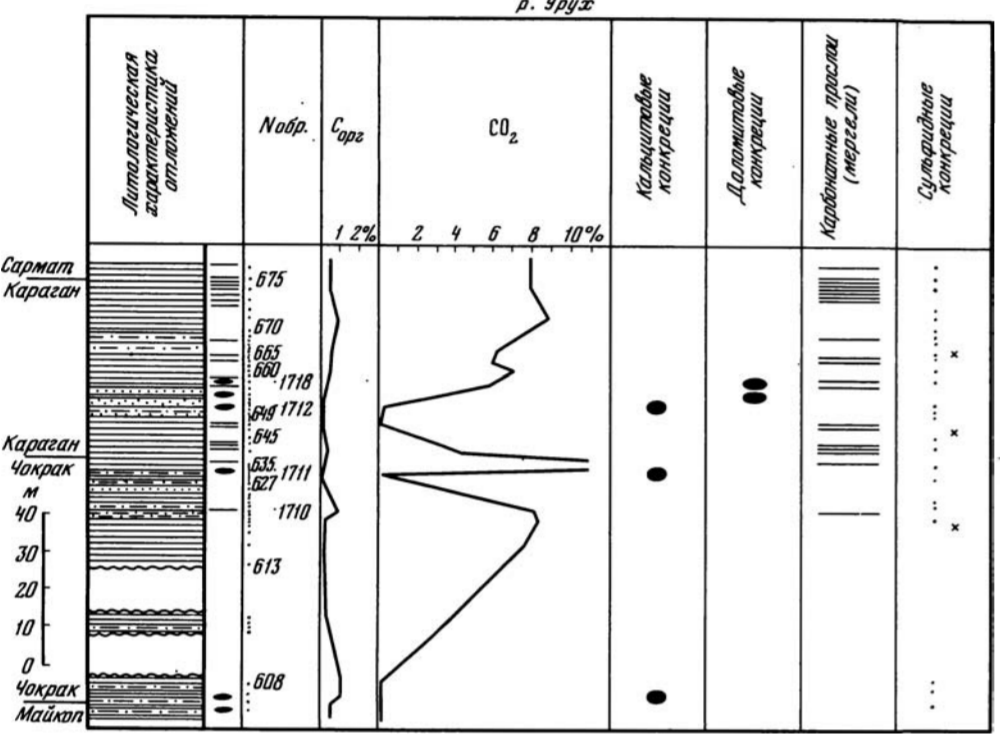
Чокракский горизонт содержит до 10 пластов песчаников, достигающих значительной мощности – до 20 м и более; им присвоены индексы Σ_1 – Σ_{10} . Песчаные пласты имеют некоторое стратиграфическое значение при сопоставлении

¹ В связи с изоляцией морских бассейнов Восточной Европы в продолжение всей неогеновой эпохи региональная стратиграфическая схема, разработанная Н.И.Андрусовым, отличается от международной и сопоставление двух различных схем в общем условно.



Р и с. 5. Литолого-геохимические колонки изученных разрезов и распределение в них конкреций различного минерального состава
 1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — алевритистые глины; 4 — глины; 5 — глины с прослоями гипсов; 6 — карбонатные прослои и конкреции (без разделения на типы), приведены справа от литологической колонки в отдельной графе; 7 — прослои мергелей; конкреции; 8 — кальцитовые (цифрами обозначено количество прослоев в конкреционной пачке), 9 — зональные кальцит-сидеритовые; стяжения; 10 — сидеритовые (а — линзовидные, б — прослои), 11 — сульфидные (а — отмеченные в шлифах, б — найденные в обнажениях), 12 — сидеритовые пирамидальные, 13 — кальцитовые субвертикальные; 14 — закрытые участки в разрезе; 15 — места отбора и номера образцов

Р и с. 2. Положение среднемиоценовой толщи в разрезе третичных отложений, вскрывающихся в долине р. Сулак, по А. Г. Эберзину и Н. С. Шатскому



Р и с 5. (окончание)

соседних разрезов, а также в связи с тем, что в них по разрезу меняется ассоциация аксессуарных минералов (эпидот, дистен, стравролит), по которой производится расчленение горизонта.

Южной границе караганских отложений является кровля маркирующего мергеля "а". Верхняя граница карагана гораздо менее четко выражена и часто проводится по кровле первого сверху пласта песчаника, который в некоторых районах выклинивается. Поэтому единого регионального литологического критерия для проведения границы нет и ее можно установить лишь по тщательному анализу фауны.

В толще пролеживается 13 песчаных пластов (S_1-S_{13}). В караганских отложениях отсутствуют характерные для чокрака спириалисы — здесь весьма широкое распространение получают пелециподы рода *Spaniodontella*. Мощность горизонта достигает 300—350 м.

Между караганскими и сарматскими отложениями залегает конкский горизонт мощностью около 30 м, отличающийся от караганского иным комплексом фауны, но близкий ему по литолого-петрографическим характеристикам. Так как для наших целей точное биостратиграфическое расчленение толщи не имело первостепенного значения, маломощный конкский горизонт рассматривался в составе караганского.

Среднемиоценовое море представляло собой обширный водоем, протянувшийся в широтном направлении от районов Закаспия до Предкарпатья. Изучавшиеся нами отложения накапливались к северо-востоку от располагавшегося в центре бассейна крупного Кавказского острова, с которого происходил снос обломочно-го материала. Кроме того, значительную роль в поставке сюда терригенного материала, и в частности, кварцевых песков играла крупная река, впадающая в водоем с северо-востока. Влияние этой реки сказывалось также на формировании в бассейне системы течений [Жижченко, 1940; Батурин, 1944; Вассоевич, Гроссгейм, 1951].

Изученный профиль включает в себя разрезы чокракско-караганских отложений образовавшихся как в удалении от берега (р. Сулак — р. Фортанга), так и накапливавшихся в непосредственной близости от береговой линии Кавказского острова (р. Урух).

Сравнение разрезов (см. рис. 5) показало, что вдоль профиля с востока на запад происходит сокращение мощности среднемиоценовой толщи, одновременно меняется облик слагающих ее пород. Учитывая эти изменения, в пределах профиля можно выделить три типа разрезов: I — р. Сулак — р. Фортанга (р. Асса); II — р. Кодахджин — р. Суадаг—Дон; III — р. Урух.

Для разрезов междуречья Сулак — Фортанга характерно развитие бурых и черных тонкослоистых слабокислотных глин, часто лишенных не только бентосной фауны, но и любых других остатков организмов. Совокупность присутствующих этим отложениям признаков свидетельствует о накоплении их (отложений) в центральных частях водоема, в удалении от берега, а отдельных горизонтов (черные глины) — в глубоководных затишных условиях. Прослеживающиеся в пластах кварцевых песчаников горизонты с косой однонаправленной слоистостью указывают на их принадлежность к литофациям морских придонных течений. Только в самых верхах карагана (конка?) появляются единичные глинистые горизонты с маломощными и редкими прослоями ракушечников, накопление которых, видимо, происходило в условиях сравнительно мелководного водоема. Мощность разрезов достигает 800—1000 м.

К западу от р. Фортанга (см. рис. 5) мощность среднемиоценовой толщи значительно сокращается (до 200 м) и одновременно меняется характер развитых здесь отложений. Наиболее полно чокракско-караганские отложения представлены в разрезе р. Суадаг—Дон. Здесь чокрак с размывом залегает на майкопских слюдястых алевритистых глинах. По единодушному мнению различных исследователей, нижняя часть чокракского горизонта в этом разрезе выклинивается.

В разрезе р. Суадаг—Дон отсутствуют глубоководные литофации: сходство с глинистыми отложениями восточных разрезов обнаруживает только пачка глин с конкрециями в чокраке, но и она, судя по заключенным в ней раковинкам двусторонне, накапливалась в более мелководных условиях по сравнению с ее аналогами на востоке. Караганские отложения представлены литофациями морского мелководья, для которых характерны прослои ракушечников, фрагменты аллохтонной углефицированной древесины, единичные горизонты строматолитовых известняков.

Наименьшая мощность среднемиоценовой толщи (около 100 м) характерна для крайнего западного на профиле разреза по р. Урух. Так же как и в разрезе р. Суадаг-Дон, разрез чокрака здесь неполный, отсутствуют весь нижний, а также нижние горизонты верхнего чокрака. Среднемиоценовые отложения с глубоким размывом залегают на средней части майкопа.

В целом разрез чокракско-караганских отложений по р. Урух характеризуется широким распространением литоральных литофаций, на что указывают обилие прослоев ракушечников, наличие строматолитов и, напротив, полное отсутствие горизонтов глин, накопившихся хотя бы в относительно глубоководных условиях.

Как видим, от восточной части профиля к западной происходит смена литофаций от сравнительно глубоководных к прибрежным, литоральным. Сравнительный анализ отложений, распространенных в различных частях профиля, позволил В.Н.Холодову [Холодов, Недумов, 1981] выделить три структурно-фациальные зоны: одна из них соответствует Чеченско-Грозненской впадине, где развиты наиболее мощные разрезы, сложенные отложениями, накопившимися в центральных частях бассейна, в удалении от берега, другая — южной части Осетинской впадины, характеризуемой сокращенными по мощности разрезами и более мелководными отложениями, наконец, третья соответствует Кабардинской котловине, в которой распространены мелководные литоральные отложения. В каждой структурно-фациальной зоне чокракско-караганские отложения испытывают незначительные изменения, в то время как их фациальный состав и мощность толщи заметно меняются при переходе от одной зоны к другой.

В.Н.Холодов считает, что подобные изменения становятся понятными, если предположить существование на границах разных зон конседиментационных разломов. Такая трактовка согласуется с представлениями Е.Е.Милановского и В.Е.Хаина [1963; Милановский, 1968] о блоковом строении южной части Терского предгорного прогиба, причем блоки сопряжены друг с другом глубинными разломами.

Сокращение мощности среднемиоценовой толщи вдоль профиля с востока на запад обуславливается также трансгрессивным залеганием чокракских отложений на частично размытых глинах майкопа в пределах Северной Осетии: весь нижний чокрак от р. Фортанга к р. Урух выклинивается. Характер караганских отложений в разрезах западной части профиля не исключает возможности миграции береговой линии с временным отступлением моря.

Чокракский и караганский горизонты слагаются сходными породами — песками, алевролитами, глинами, мергелями. Согласно данным Н.Б.Вассоевича [1959], подсчитавшего баланс породы, на долю глинистых отложений приходится от 60 до 80% общей мощности толщи. В связи с тем что диагенетические процессы особенно интенсивно протекали в глинах, охарактеризуем эти отложения наиболее подробно.

Т.пизация глинистых пород представляет определенную трудность из-за существования многочисленных разностей, отличающихся друг от друга количеством примеси песчано-алевритового материала, карбонатностью, обогащенностью ОВ, характером слоистости, наличием тех или иных аутигенных образований.

Используя совокупность различных признаков, можно выделить три типа глин: черные глины; бурые глины и серые карбонатные глины.

Черные глины сложены наиболее тонким пелитовым материалом, песчано-алевритовая примесь в них отсутствует. Л.П.Гмид [1955] отмечала, что в этих породах преобладает глинистая фракция менее 0,001 мм. Характерной особенностью черных глин является их высокая обогащенность ОВ ($C_{орг}$ от 3,5 до 10%). На кривой распределения в породах $C_{орг}$ (см. рис. 5) они выделяются по резким пикам. В глинах прослеживается тонкая миллиметровая выдержанная слоистость, которая обусловлена послойным распределением ОВ — (рис. 3, а, б, см. вкл. между с. 68—69).

Черные глины слабокарбонатные (2—5%), в некоторых горизонтах рассеянный карбонат в породе вовсе отсутствует. Особенностью этих отложений является обратная зависимость в них между содержанием $C_{орг}$ и карбонатностью глин: как видно из рис. 5, наиболее интенсивным максимумам $C_{орг}$ соответствуют минимальные количества CO_2 (карбонатного).

Черные глины чрезвычайно бедны фауной, лишь изредка встречаются остатки раздавленных раковин спиралисов и фораминифер, но преимущественно это "немые" отложения. Вместе с тем в карбонатных конкрециях из тех же слоев хорошо сохранившиеся раковинки птеропод присутствуют в большом количестве.

Повсеместно в черных глинах отмечаются многочисленные стяжения аутигенного пирита, что позволило Н.Б.Вассоевичу [1959] рассматривать эти отложения как сероводородную (сульфидную) геохимическую фацию. Мелкие выделения сульфидов, располагаясь вдоль слоев, обогащенных ОВ, в поверхностных условиях окисляются с образованием кристалликов гипса, что обуславливает расщепление породы и появление дресвы в виде тонких пластинок.

Черные глины получают наибольшее развитие в основании среднемиоценовой толщи, где они перекрывают тарханский мергель. Мощность слагаемого горизонта достигает нескольких десятков метров. В одних разрезах он представляет собой сравнительно однородную толщу (реки Малая Рошня, Фортанга, Асса), в других же разделяется пачками алевритистых глин на несколько слоев (реки Сулак, Элистанжи). Этот горизонт в пределах Северного Дагестана и Чечено-Ингушетии протягивается почти на 150 км; слои из более высоких частей разреза маломощны — от 1 до 4 м, но также выдержаны по простиранию и прослеживаются на несколько десятков километров.

В разных частях разреза чокрака — карагана характер черных глин не остается постоянным. Наибольшие содержания $S_{орг}$ (до 10%) и низкая карбонатность присущи глинам из основания толщи. В верхнем чокраке содержание $S_{орг}$ в них не поднимается выше 4%, а карбонатность возрастает до 4–7%. В караганской толще черные глины несколько отличаются от чокракских: содержание $S_{орг}$ в них не превышает 3–3,5%, ОВ более равномерно распределено в породе, слоистость выражена хуже.

Накопление черных глин происходило в затишных условиях, на участках, куда поставлялся наиболее тонкий глинистый материал; миллиметровая выдержанная слоистость без следов взмучивания свидетельствует о спокойной гидродинамике придонных вод. По всей вероятности, такие условия существовали в наиболее глубоководных частях бассейна, в которых осадконакопление происходило очень медленно. Низкие темпы аккумуляции терригенного материала, обусловили относительное возрастание роли биогенного материала в накапливающихся осадках, что и привело к значительному обогащению черных глин ОВ.

Бурые глины являются менее отсортированными отложениями, чем черные разности. В них часто содержится примесь песчано-алевритового материала (см. рис. 3, в–е), которая либо равномерно распределяется по всей массе глины, либо образует тонкие (1–2 см), невыдержанные по простиранию прослои и линзочки. В последних повсеместно прослеживается косая слоистость.

Органического вещества в породе содержится сравнительно немного ($S_{орг}$ от 1,5 до 2,5%). В бурых глинах, так же как и в черных, прослеживаются тонкие (1–2 мм) обогащенные ОВ слои. Однако их особенностью является то, что они менее четко выделяются на фоне основной массы глины и располагаются на гораздо большем расстоянии друг от друга (0,5–1 см), чем в черных глинах (рис. 3, в). Послойное распределение ОВ в породе, а также наличие удлиненных алевритовых линзочек обуславливают слоистый облик отложений. Карбонатность глин достигает 10–15%.

Существенное различие в содержании $S_{орг}$ и карбонатности бурых и черных глин отчетливо прослеживается в нижнечокракской толще р. Элистанжи, где наблюдается переслаивание пачек, слагаемых этими отложениями (рис. 5). Кривые распределения в породе $S_{орг}$ и CO_2 (карбонатного) показывают, что при переходе от черных глин к бурым содержание $S_{орг}$ уменьшается от 5–6 до 1,5–2%, в то время, как карбонатность глин, напротив, возрастает от 1–3 до 10–15%. В результате соответствующие кривые становятся зубчатыми.

В бурых глинах нередко встречаются следы жизнедеятельности илоедов, раковинки двусторок (1–2 см), хотя и немногочисленны, но не являются редкостью.

Мощность пачек, слагаемых описываемыми отложениями, достигает 10–20 м и более. Однако эти пачки менее выдержаны по простиранию, чем слои черных глин. Например, прослеживающиеся в нижнечокракской толще в разрезе р. Элистанжи пачки бурых глин в более западных разрезах (р. Малая Рошня, Фортанга) не встречаются, т.е. на протяжении менее 20 км они выклиниваются.

По сравнению с черными глинами накопление бурых разностей происходило в условиях гораздо более активной гидродинамики, что обусловило усиленный привнос не только тонкого пелитового, но и песчано-алевритового материала, а также явилось причиной появления в алевритовых линзочках косой слоистости. Высокие темпы аккумуляции осадков привели к формированию мощных горизонтов бурых глин.

В тех отложениях, в которых прослеживается послойное распределение ОВ, обогащенные им слои образуют микроритмы (фиг. 3, а, б). Появление этих слоев, очевидно, связано с периодическим сезонным усилением накопления ОВ. Причем, если в черных глинах расстояние между слоями измеряется долями миллиметров, то в бурых оно достигает 0,5–1 см. Это обстоятельство обусловливается тем, что при накоплении бурых глин, по сравнению с черными разностями, возрастали темпы аккумуляции терригенного материала, и соответственно происходило относительное уменьшение содержания в них ОВ.

Среди *серых глин* есть как слоистые, так и неяснослоистые, комковатые разности; в породе часто присутствует примесь алевроитового материала. Характерными особенностями серых глин являются слабая обогащенность их ОВ ($C_{орг} < 1\%$) и; напротив, высокая карбонатность, достигающая 30–40%. В пределах восточной части профиля эти глины слагают редкие и маломощные (1–2 м) прослои, залегающие преимущественно вблизи от пластов песчаников, прослои не выдержаны по простиранию. В серых глинах встречаются раковинки двустворок, образующие иногда тонкие (1–2 см) прослои ракушечников, отмечены скопления плодов наземных растений; в западных разрезах профиля, в области преимущественного развития этих отложений, с ними ассоциируют биогермы строматолитов.

Совокупность присущих серым глинам признаков свидетельствует об их накоплении в условиях мелководья (на западе вблизи от берега) и активной гидродинамики. С влиянием волновой деятельности на осадок и его взмучиванием, вероятно, связано отсутствие четко выраженной слоистости и комковатость отложений; слоистые разности отлагались в более спокойной обстановке. Скорость накопления серых глин была намного выше, чем черных, и в этом отношении они, видимо, приближались к бурым глинам.

Выделенные типы глин значительно отличаются друг от друга по литолого-геохимическим характеристикам. Однако некоторые глинистые отложения не могут быть отнесены к какому-либо одному типу и являются промежуточными, переходными между ними разностями.

В связи с тем что черные и бурые глины преобладают в восточных разрезах профиля, а серые — в западных, содержание $C_{орг}$ в отложениях увеличивается с запада на восток (закономерность, установленная А.Д.Архангельским [1927]). Эта тенденция отчетливо прослеживается при сопоставлении кривых распределения $C_{орг}$ в породе, приводимых на рис. 5. В восточной части профиля в некоторых горизонтах содержание $C_{орг}$ повышается до 10%, на фоне 2–3%, характерных для основной массы пород. На западе — в разрезе р. Суадаг-Дон количество $C_{орг}$ везде ниже 2,5%, а в разрезе р. Урух — менее 1%. Результаты наших исследований согласуются также с приводимыми А.Д.Архангельским данными, указывающими на уменьшение содержания $C_{орг}$ в караганских глинах по сравнению с чокракскими.

На рис. 5 показано также, как меняется в породах содержание CO_2 , отражающее изменения количества рассеянного карбоната¹. Карбонатность глин не остается постоянной в разных частях профиля: увеличивается в западных разрезах, что особенно ярко проявляется в караганских отложениях.

Несмотря на существующие различия между разными типами глин, они состоят из сходных минералов. Изучение распределения глинистых минералов в отложениях профиля показало, что представлены они гидрослюдой, смешанослойными гидрослюда-монтмориллонитовыми образованиями, каолинитом и хлоритом [Холодов и др., 1977]. Подсчеты количественных соотношений минералов, проведенные по методике Бискайя-Бредли [Biscaie, 1964], показали, что в породах присутствует 40–60% гидрослюды, 20–40% монтмориллонитового компонента, 10–20% каолинита + хлорита.

В западной части Чечено-Ингушетии в низах верхнего чокрака между пластами песчаников Σ_6 и Σ_7 залегают *гипсоносная толща*, сложенная глинами с частыми и тонкими (2–3 мм) прослойками гипса. Глины серые, с низким содержанием $C_{орг}$ (0,5%), карбонатность 4–10%. Мощность толщи, достигающая в разрезе р. Фортанга 55–60 м, к западу и к востоку постепенно уменьшается, а гипсоносные отложения замещаются пестроцветными — пачками глин красноватого и зеленоватого цвета (р. Малая Рошня). В разрезе р. Элистанжи между пластами Σ_6 и Σ_7 залегают толща переслаивающихся глин, алевролитов, песков.

¹ Пересчет CO_2 на какой-либо определенный карбонат не производился, так как диагенетические процессы в каждом конкретном случае могли обусловить образование минералогически различных карбонатов, а соответственно, менялся бы коэффициент пересчета.

Гипсоносные и пестроцветные отложения появляются к западу от р. Аргун и протягиваются до р. Сунжа; на севере их граница, судя по палеогеографическим картам Н.Б.Вассоевича [1959], проходит по широте Терского хребта. Формирование этой толщи, видимо, происходило в лагунных условиях, на временно-изолированном от остальной части бассейна участке моря.

Песчаники и алевриты играют значительную роль в чокракско-караганской толще, на их долю, по подсчетам Н.Б.Вассоевича, приходится от 20 до 40% ее мощности. Песчаники часто более чем на 90% слагаются кварцем (рис. 4, а, б, см. вкл. между с. 68—69), в подчиненных количествах встречаются глауконит, полевые шпаты, разнообразные акцессорные минералы (дистен, ставролит и др.).

Песчаниковые пачки неоднородны по гранулометрическому составу — есть крупно-, средне- и мелкозернистые разности. Степень окатанности зерен возрастает в средне- и крупнозернистых породах.

Цементированность песчаников, особенно в мощных пластах, слабая — они легко рассыпаются в песок. Цемент можно определить как контактовый. В мелкозернистых песчаниках и в алевритатах цементация лучше, что обуславливается развитием здесь глинистого и иногда карбонатного цемента (см. рис. 4, в).

В слоях песчаников часто прослеживаются горизонты с косою слоистостью, чаще однонаправленной, но иногда перекрестной, запутанной (см. рис. 4, д); отмечаются также следы волновой деятельности (см. рис. 4, е). Эти признаки указывают на накопление песчаников в обстановке активной гидродинамики.

Песчаники часто слагают мощные пласты, образующие в долинах рек уступы и обрывы (см. рис. 4, з); у подошвы и чаще у кровли песчаных горизонтов наблюдается переслаивание песков и глин, но местами глинистые прослои встречаются и в центральных частях пачек.

В песчаниках содержится либо очень незначительное количество $S_{орг}$ — доли процента, либо он отсутствует вовсе. Так, в разрезе р. Ярык-су в крупно- и среднезернистых и в мелкозернистых песчаниках чокрака количество $S_{орг}$ соответственно составляет 0,01 и 0,2%, а в караганских его вовсе нет [Холодов, Гаврилов, 1974].

Мощность песчано-алевритовых пачек различна — от нескольких дециметров до нескольких десятков метров (см. рис. 4, з). Некоторые пласты песчаников выдержаны по простиранию и имеют коррелятивное значение при сопоставлении соседних разрезов, но на большой площади использование их в качестве стратиграфических реперов затруднено.

Карбонатные породы в среднемиоценовых отложениях имеют подчиненное значение, в сумме составляя всего несколько процентов от общей мощности толщи, но вместе с тем прослои, слагаемые ими, многочисленны и широко распространены. Поскольку в карбонатных породах всегда в большей или меньшей степени имеется примесь глинистого материала, будем условно именовать их мергелями.

Мощность прослоев от 1—2 до 40 см. Самые тонкие (1—4 см) обычно невыдержаны по простиранию и могут рассматриваться как своеобразные конкреционные образования. Мергели мощностью 10—20 см наиболее выдержаны, и некоторые из них, протягиваясь на сотни километров, играют роль маркирующих горизонтов. В мергелях встречаются остатки карбонатных раковин, алевритовая примесь, выделения сульфидов. Происхождение карбонатных прослоев различно: одни, как и конкреции, являются результатом перераспределения вещества в диагенезе (сидеритовые), другие образовались седиментационным путем, на что указывают прослеживающиеся в них текстуры оползания, следы брекчирования карбонатных прослоев в результате волновой деятельности.

На рис. 5 в специальной графе отмечено распространение седиментационных мергелей в разрезах. Как видим, в карагане их значительно больше, чем в чокраке.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

СТРОЕНИЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КОНКРЕЦИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКОЙ ТОЛЩЕ

Рассмотрению вопросов диагенеза, связанных с конкрециеобразованием в древних толщах и современных осадках, посвящено много работ отечественных и зарубежных исследователей. Различные аспекты этой проблемы рассматривались в трудах Н.М.Страхова [1960], П.В.Зарицкого [1959, 1970, 1971 а], А.В. Мадоннова [1966].

Описание конкреций из мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа содержится в трудах многих геологов. Однако специальные исследования по конкрециеобразованию начали проводиться в 50-х годах, что, несомненно, было стимулировано работами Н.М.Страхова, в которых изучение диагенеза рассматривалось как одна из важнейших задач литологии. Наиболее изученными на Большом Кавказе оказались юрские отложения, из которых тоарские, ааленские, байосские и батские песчано-глинистые толщи конкрециеносны в пределах всего региона. Особый интерес геологов вызвал район Дагестана, где сидеритовые стяжения местами образуют рудные скопления, а хорошо прослеживаемые фациальные переходы слоев позволяют выяснить специфику диагенетических преобразований в различных отложениях.

Рассмотрению этих вопросов посвящены работы Г.Н.Бровкова [1960, 1962], Д.В.Дробышева [1932], З.В.Тимофеевой [1961, 1963а, б, 1968], З.В.Тимофеевой и П.П.Кузнецовой [1964], Г.И.Тимофеева и Н.С.Ильиной [1959], В.Т.Фролова [1958, 1965], Ч.М.Халифа-Заде [1959, 1962а, б], Ч.М.Халифа-Заде, С.М.Аббасовой [1963]. По другим районам имеются данные Г.А.Чихрадзе [1969] — Сванетия, Е.А.Похвисневой [1964], Г.И.Теодоровича и Е.А.Похвисневой [1964] — западное погружение Большого Кавказа; по Северному Кавказу — Ю.П.Гирина [1967], В.С.Старикова и Г.П.Ольховского [1961], Н.В.Ренгартен и З.М.Старостиной [1956], З.В.Тимофеевой [1966], Г.В.Хетагурова [1968]; отдельные аспекты диагенеза в районе Юго-Восточного Кавказа рассматривались В.П.Акаевой [1955], А.Г.Алиевым и В.П.Акаевой [1957], Э.А.Даидбековой и соавторами [1968] и др. В этих работах обсуждены закономерности приуроченности конкреций различного минерального состава к разным группам отложений, последовательность минералообразования, влияние диагенеза на возникновение рудных концентраций металлов, диагенетическая подвижность малых элементов, стадийность диагенеза.

Исследований, посвященных диагенетическому конкрециеобразованию в более молодых, чем юрские, отложениях, немного. Изучением майкопских карбонатных конкреций занимались Ю.А.Пряхина [1958], В.В.Калиненко [1967] на Северном Кавказе, в Ставрополье и Г.А.Шаповалова [1955] в Восточной Грузии. Конкреции позднеплейстоценового возраста, но залегающие не в морских, а во флювиогляциальных отложениях, были описаны З.В.Тимофеевой [1960] на Северном Кавказе.

Таким образом, наш объект исследования — среднемиоценовые отложения — являются самой молодой морской толщей, в которой были изучены процессы диагенеза. Наиболее информативными образованиями для реконструкции условий диагенеза в чокракско-караганских отложениях являются карбонатные конкреции, что обусловлено их широким распространением в разрезах и по профилю, разнообразием минерального состава, хорошо прослеживающимися взаимоотношениями с вмещающими отложениями, относительной длительностью формирования, позволяющей судить о последовательной смене в диагенезе геохимической обстановки.

Карбонатные конкреции

Сочетание особенностей морфологии стяжений, их внутреннего строения и минерального состава обуславливает существующее разнообразие карбонатных конкреций.

По взаимоотношению с вмещающими породами выделяются две резко различные группы диагенетических образований: залегающие согласно со слоистостью и секущие ее. Среди первых можно выделить незональные и зональные конкреции. Незональные сложены однородным карбонатным веществом, у зональных стя-

жений центральная и внешняя части резко отличаются как по текстурным особенностям, так и по составу. Согласно со слоистостью залегают также диагенетические стяжения в виде сравнительно выдержанных, тонких (несколько сантиметров) прослоев, которые прослеживаются на десятки и даже сотни метров.

Немногочисленной, но морфологически весьма обособленной группой конкреций являются субвертикальные карбонатные тела, секущие слоистость вмещающих отложений. Поскольку образовались они в специфических условиях, целесообразно привести описание этих стяжений при обсуждении их генезиса.

Конкреции различаются по минеральному составу. По преобладающему карбонатному минералу незначительные стяжения можно подразделить на кальцитовые, сидеритовые, доломитовые, магнезитовые; в зональных разностях ядро сложено кальцитом (иногда с примесью доломита), а периферическая часть — сидеритом (в единичном случае — магнезитом).

Как видно из литологических колонок (рис. 5, а—д, см. вкладку), общей ярко выраженной тенденцией в распространении карбонатных конкреций является их тяготение к глинистым интервалам, и лишь изредка они встречаются в алевролитах и в песчаниках. Причем в последних стяжения обычно приурочены к прослоям с глинистым цементом, обогащенным ОВ.

Вместе с тем в самой глинистой части толщи конкреции также распространены неравномерно. Например, в разрезе р. Элистанжи в основании нижнего чокрака на протяжении 120 м прослеживается около 35 прослоев конкреций, группирующихся в 9 конкрециеносных пачек. В то время как в залегающей выше песчано-глинистой толще мощностью 200 м карбонатные стяжения гораздо более редки.

Распределение карбонатных стяжений в пределах профиля также неравномерно: если в пределах восточной части профиля (разрезы рек Сулак, Ярык-су, Элистанжи, Фортанга, Асса) конкреции многочисленны и представлены различными типами, то в западной (реки Суадаг-Дон, Урух) их меньше, и они более однообразны.

Кальцитовые конкреции. Эти конкреции слагаются однородной темно-коричневой карбонатной массой, плотной, раскалывающейся с неровным, иногда раковистым изломом. Порода микрозернистая, размер карбонатных зернышек, как правило, менее 0,01 мм. Стяжения бывают почти правильной шаровидной формы, но чаще встречаются эллипсоидальные, с отношением высоты к наибольшему диаметру 1:2 или 1:3, для особенно крупных конкреций отношение уменьшается (рис. 6, 7, см. вкл. между с. 68—69). Размер стяжений меняется от очень мелких — 1—2 см, до 0,5 м и более в диаметре и до 20—30 см в высоту, но преобладают тела от 10 до 25 см в диаметре. Слойки вмещающих глин облекают конкреции с резким изгибом.

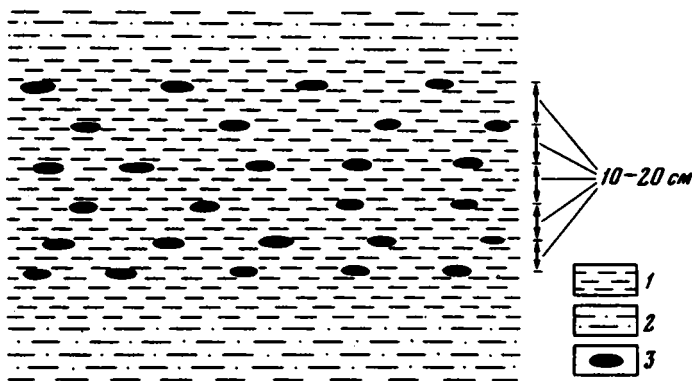
Внутри кальцитовых конкреций отчетливо прослеживается слоистость (см. рис. 7), обусловленная существовавшей слоистостью осадка в момент их роста. Хорошо видна изначальная неровность слоев, исчезнувшая в уплотнившейся вмещающей глине, мелкие текстуры, осложняющие слоистость (складочки, микронадвиги). Слойки внутри конкреций обычно параллельны друг другу, но иногда наблюдается их незначительное сближение от центра к краю.

В кальцитовых стяжениях повсеместно встречаются раковинки фораминифер, птеропод-спириалисов хорошей сохранности (см. рис. 9, ж), в то время как во вмещающей глине они либо сильно деформированы, раздавлены, либо их вовсе нет. Почти во всех конкрециях присутствуют мелкие (1—2 мм) вкрапленники сульфидов (пирита), которые преимущественно располагаются вдоль слоев, обогащенных ОВ (рис. 8, см. вкл. между с. 68—69); включения более или менее крупных сформировавшихся сульфидных стяжений не отмечены.

В конкрециях часто прослеживаются мелкие септариевые трещинки (рис. 8, 9, см. вкл. между с. 68—69), толщина которых не превышает 1—3 мм. Заполняются трещинки, как правило, белым кальцитом, иногда пиритом, редко халцедоном (см. рис. 9, в—д).

Состав конкреций из горизонтов черных глин довольно постоянен. В табл. 1 приведены данные химического анализа этих стяжений.¹ Как видим, резко преобладающим компонентом в их составе является CaCO_3 , количество которого превышает 65%. Подчиненную роль играют остальные карбонаты: содержание MgCO_3 составляет в основном 5—10% и лишь изредка более, количест-

¹ Методика химического анализа карбонатных пород и схема пересчета данных анализа на состав солей приведена в статьях Э.С. Залманзон [1957], Э.С. Залманзон и Н.М. Страхова [1957], Э.С. Залманзон, Н.В. Захаровой и Е.С. Шишовой [1955].



Р и с. 10. Ритмичное строение конкреционной пачки с кальцитовыми стяжениями
Глины: 1 — черные, 2 — бурые алевритистые; 3 — кальцитовые конкреции

во FeCO_3 почти всегда меньше 5%, а MnCO_3 достигает только десятых долей процента или же вовсе отсутствует. Наличие в конкрециях ОВ, окрашивающего в коричневый цвет основную массу карбоната, подтверждается прямыми определениями $\text{C}_{\text{орг}}$, который фиксируется во всех образцах, где он анализировался. Для стяжений этого типа характерно невысокое содержание заключенного в них минерального нерастворимого остатка (МНО), количество которого колеблется в пределах 5–8% и лишь в единичных случаях превышает 10%. В конкрециях обнаруживаются также полуторные окислы (R_2O_3) — Al_2O_3 и Fe_2O_3 , причем содержание последнего достигает нескольких процентов. В дальнейшем, при рассмотрении минерального состава конкреций, будет показано, что главным породообразующим минералом в стяжениях этого типа является магниезальный кальцит.

Пространственное расположение кальцитовых конкреций в горизонтах черных глин строго закономерно: они образуют прослои. Вне прослоев одиночные стяжения встречаются крайне редко и появление их связано с нарушением нормального течения диагенетических процессов. Расстояние между конкрециями в прослое зависит от их величины: мелкие (10–15 см) отстоят друг от друга на 0,5–1 м, крупные (диаметром до 1–1,5 м) на несколько метров. В конкреционных пачках обычно прослеживается от четырех до шести прослоев. Расстояние между ними от 10–20 до 60–80 см и более; иногда обнаруживается тенденция к увеличению расстояния между прослоями с одновременным ростом размера конкреций. Залегая через промежутки приблизительно равной мощности, прослои придают конкреционным пачкам облик ритмично построенных (рис. 10).

Кальцитовые конкреции приурочены к черным глинам, значительно обогащенным ОВ ($\text{C}_{\text{орг}} > 5\%$). Поскольку этот тип глин получает наибольшее развитие в нижнечокракских отложениях, именно здесь кальцитовые стяжения распространены наиболее широко (рис. 5, а–в). В верхнем чокраке их значительно меньше, а в карагане они почти полностью отсутствуют.

В связи с исчезновением черных глин в западных разрезах профиля здесь нет и кальцитовых стяжений, аналогичных тем, которые распространены в восточных разрезах. Только в одной маломощной (0,6 м) пачке коричневых алевритистых глин в чокраке р. Суадаг-Дон залегают стяжения того же состава. Единичные крупные (до 1,5 м) известняковые линзы из глинистых алевролитов разреза р. Урух с кальцитовыми конкрециями из восточных разрезов не имеют никаких общих черт.

Зональные конкреции. Между зональными конкрециями, распространенными в чокракских и в караганских отложениях, существуют некоторые различия, поэтому охарактеризуем вначале чокракские стяжения, а затем в сравнении с ними караганские.

Чокракские и зональные конкреции отличаются от незональных кальцитовых тем, что у них появляется сидеритовая внешняя зона. Последняя сложена коричнево-серой карбонатной массой, такой же микрозернистой, как и в кальцитовом ядре. Граница между разными зонами резкая и отчетливо прослеживается (см. рис. 6, е, ж; 7, з, и; 9, а, б), при ударе кальцитовая и сидеритовая части сравнительно легко отделяются друг от друга. Для зональных конкре-

Таблица 1

Химический состав карбонатных (незональных) конкреций из горизонтов черных глин, %

№ образца	MHO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	C _{орг}
		R ₂ O ₃ *							
1777	10,27	2,27	Нет	38,87	3,63	3,67	нет	34,60	0,6
2036	7,77	3,05	"	43,09	3,44	2,28	0,01	38,00	1,39
2021	7,53	1,30	"	40,56	4,86	1,86	0,01	37,20	1,09
1821	6,49	4,20	"	36,50	7,11	2,96	0,31	37,10	0,82
2176	10,88	2,36	"	38,20	5,32	2,43	0,03	35,70	0,71
1034	5,20	0,80		43,95	3,26	2,16	Нет	38,10	Не опр.
1035	5,76	1,38		44,19	3,46	1,87	"	38,35	"
1052	5,32	2,03		43,20	3,56	2,59	"	38,10	"
159	6,90	3,68		43,63	2,55	Нет	"	37,40	"
685	6,38	2,44		44,65	1,84	2,57	0,26	36,00	"
740	12,01	0,62		38,72	4,61	2,58	0,14	35,10	"

* В части образцов определено суммарное количество полуторных окислов Fe₂O₃ + Al₂O₃ (R₂O₃).

Пр и м е ч а н и е. В числителе дробей приведено процентное содержание CaO, MgO, FeO и MnO в пересчете на карбонаты, в знаменателе — количество карбонатов в пересчете на 100%.

Таблица 2

Химический состав чокракских карбонатных зональных конкреций, % *

№ образца	MHO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	C _{орг}
		R ₂ O ₃							
2173а	10,24	3,20	Нет	38,18	4,90	3,24	0,07	35,00	1,09
2173б	22,33	0,20	0,54	9,75	4,35	28,50	0,21	23,40	2,65
2023а	10,11	3,39	Нет	36,51	6,62	2,31	0,02	36,55	1,30
2023б	13,23	1,62	0,28	7,87	10,82	25,12	0,14	32,25	0,91
1803а	4,86	1,25	Нет	40,24	4,90	2,67	0,09	37,90	Нет
1803б	5,57	0,46	1,02	9,12	12,92	26,02	0,14	36,80	"
1799а	6,07	1,73	0,37	40,05	5,46	2,22	0,07	37,80	"
1799б	16,10	6,92	1,28	9,99	8,81	19,41	0,14	27,85	"
2035а	7,63	1,54	Нет	39,29	6,16	2,05	Нет	38,00	1,44
2035б	20,77	1,42	"	5,99	11,18	21,95	0,07	28,30	2,36
2085а	7,56	1,02	1,03	37,68	5,10	2,92	0,03	34,65	1,09
2085б	10,74	0,07	1,65	4,81	12,43	28,66	0,21	34,15	0,78
5а	5,73	1,76		44,96	2,89	2,15	0,64	37,55	Не опр.
5б	15,54	7,00		9,04	12,02	21,70	0,21	32,05	0,83

*См. примечание к табл. 1.

P ₂ O ₅	Σ	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	изб. MgO	изб. FeO	Место отбора образца
1,85	95,76	4,03	65,49 83,82	7,27 6,87	5,37 9,31	Нет	0,15	0,34	р. Элистанжи
0,78	99,81	1,70	75,27 87,86	6,73 7,86	3,67 4,28	Следы	0,22	—	Там же
0,50	94,91	1,09	71,34 85,61	9,00 10,80	2,99 3,59	"	0,56	—	"
0,09	95,58	Следы	65,15 79,12	13,61 16,54	3,04 3,7	0,50 0,62	0,60	1,07	р. Асса
0,53	96,16	1,16	67,06 84,20	10,08 12,66	2,50 3,14	Следы	0,50	0,88	"
1,14	94,61	2,49	76,04 88,50	6,40 7,45	3,48 4,05	Нет	0,20	—	р. Ярык-су
0,92	95,93	2,01	76,93 89,03	6,46 7,48	3,02 3,49	"	0,37	—	"
0,95	95,75	2,01	75,77 87,53	6,61 7,64	4,18 4,83	"	0,40	—	"
Следы	94,16	Следы	77,88 93,59	5,33 6,41	Нет	"	—	—	"
1,56	95,70	3,40	76,42 92,92	1,26 1,53	4,14 5,03	0,42 0,51	1,24	—	р. Фортанга
0,60	94,38	1,30	67,87 85,76	6,90 8,72	4,15 5,24	0,22 0,28	1,31	—	Там же

P ₂ O ₅	Σ	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	изб. MgO	изб. FeO	Место отбора образца
0,54	96,46	1,18	67,01 85,43	8,49 10,82	2,83 3,61	0,11 0,14	0,84	1,48	р. Асса
0,09	92,02	0,20	17,21 25,25	7,22 10,59	43,38 63,66	0,34 0,50	0,89	1,59	"
0,45	97,26	0,98	64,22 79,13	13,22 16,29	3,72 4,58	Следы	0,30	—	р. Элистанжи
0,39	92,63	0,85	13,23 17,73	21,81 29,22	39,37 52,75	0,23 0,30	0,39	0,70	"
1,57	93,48	3,42	68,52 82,32	10,25 12,32	4,31 5,18	0,15 0,18	—	—	"
0,01	92,06	Следы	16,28 19,30	26,55 31,47	41,30 48,96	0,23 0,27	0,23	0,40	"
0,01	93,78	Нет	71,49 84,67	10,46 12,39	2,39 2,83	0,09 0,11	0,46	0,73	"
0,01	90,51	"	17,83 27,79	16,91 26,35	29,20 45,50	0,23 0,36	0,72	1,29	"
0,50	96,61	1,09	69,08 81,80	12,54 14,86	2,82 3,34	Нет	0,16	0,30	"
0,91	92,95	1,98	8,78 13,55	22,19 34,23	33,74 52,05	0,11 0,17	0,52	1,02	"
0,60	91,68	1,31	65,99 85,20	9,02 11,65	2,44 3,15	Нет	0,78	1,40	р. Фортанга
Нет	93,50	Нет	8,58 10,85	25,10 31,72	45,10 57,00	0,34 0,43	0,43	0,71	"
0,92	96,60	2,00	78,33 91,61	2,68 3,13	3,46 4,05	1,03 1,21	1,61	—	"
0,32	98,71	0,70	15,46 21,18	23,90 32,74	33,29 45,61	0,34 0,47	0,59	1,05	"

ций характерна эллипсоидальная форма (см. рис. 6, е, ж), преобладающий размер — 15–30 см в диаметре, но иногда до 0,6 м.

В конкрециях отчетливо прослеживается слоистость. В ядрах, как и в кальцитовых стяжениях, слои параллельны, но при переходе к внешней части резко изгибаются, сближаются и в несколько раз утоньшаются. В сидеритовой зоне конкреций по сравнению с ядром встречается гораздо меньше карбонатных раковин, причем последние обычно бывают раздавленными. Если в кальцитовых ядрах выделения сульфидов присутствуют в виде мелких (1–2 мм) сгустков, то в сидеритовой части встречаются небольшие (до 1 см), но вполне сформировавшиеся округлые пиритовые стяжения. Септариевые трещинки из ядра в периферическую зону не протягиваются, затухая на границе между ними (см. рис. 9, а, б).

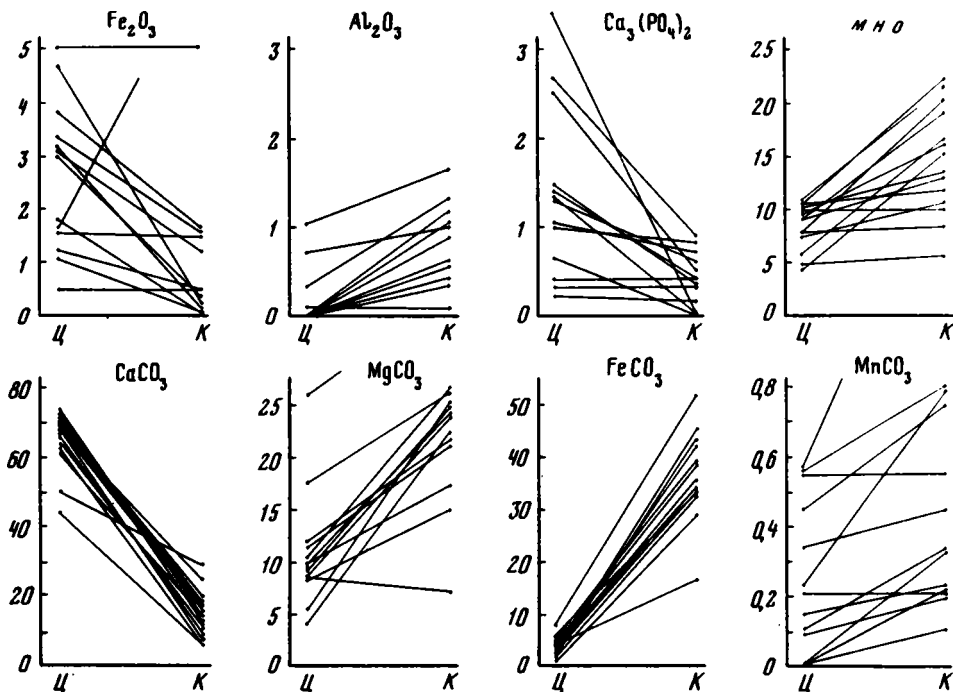
Различия между центральными и внешними частями зональных конкреций особенно ярко проявляются при сравнении их состава. В табл. 2 приведены результаты химических анализов; причем состав каждой конкреции охарактеризован двумя анализами: а — ядро стяжения, б — его внешняя зона. При сравнении этих данных с табл. 1 обращает на себя внимание полное сходство составов незональных кальцитовых конкреций и ядер зональных стяжений и, напротив, резкое их отличие от состава внешней зоны. То, как ведут себя различные компоненты, слагающие конкреции при переходе от одной части к другой, можно хорошо проследить на диаграмме (рис. 11), на которой представлены результаты анализов.

Как видим, диаграммы образуют две различные группы — для одной характерно уменьшение того или иного компонента от центра к краю конкреции, для другой же, наоборот, увеличение. Причем эти тенденции выражены очень четко и отклонения от них наблюдаются в единичных случаях. К первой группе — с максимумами в центре — относятся CaCO_3 , $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, Fe_2O_3 ; вторую группу с наибольшими содержаниями во внешней зоне и наименьшими в центре образуют FeCO_3 , MgCO_3 , MnCO_3 , Al_2O_3 , MnO . Наиболее контрастно ведут себя породообразующие компоненты CaCO_3 , FeCO_3 и MgCO_3 : содержание CaCO_3 во внешней зоне опускается от 65–75 до 8–20%, а FeCO_3 , наоборот, резко возрастает от 2–5 до 30–50%, несколько менее стремительно увеличивается количество MgCO_3 , достигающее 20–25%. От центра к краю стяжений наблюдается устойчивый рост примеси минерального нерастворимого остатка, причем в некоторых случаях довольно значительный — в 2–3 раза. Существенное изменение содержания различных компонентов в разных частях конкреций указывает на закономерную смену геохимических условий, существовавших в осадках на стадии диагенеза.

В отличие от кальцитовых стяжений, которые залегают в глинах с наибольшими количествами O_B ($\text{C}_{\text{орг}}$ от 5 до 10%), зональные кальцит-сидеритовые конкреции приурочены к тем разностям сланцеватых глин, которые содержат не более 4–4,5% $\text{C}_{\text{орг}}$. Как указывалось ранее, характер черных глин несколько меняется в разрезе среднемиоценовой толщи. Эти изменения контролируют распространение конкреций; если в нижнем чокраке наиболее многочисленны кальцитовые стяжения, то в верхнем чокраке преобладают зональные. Отмеченная тенденция отчетливо прослеживается в разрезах рек Элистанжи и Фортанга (см. рис. 5, б, в).

Зональные конкреции не характерны для разрезов западной части профиля: в чокраке р. Суадаг-Дон отмечен единичный прослой мелких конкреций, схожих с зональными, в разрезе р. Урух они вовсе отсутствуют.

В караганских зональных конкрециях, так же как и в чокракских, выделяются две части: ядро и внешняя зона. Центральная часть в зависимости от цвета вмещающих пород сложена темно-коричневым или лилово-серым карбонатом, хрупким, при ударе колющимся с образованием выровненных поверхностей, несколько напоминающих плоскости спайности. Внешняя часть слагается светлым кремовато-серым карбонатом, менее хрупким и твердым, чем из ядра. В обоих случаях в шлифах карбонат выглядит как однородная, очень мелкозернистая масса. Форма конкреций эллипсоидальная, с отношением высоты к диаметру 1:2 — 1:4, в некоторых случаях стяжения приобретают вид сильно уплощенных линз. Размер стяжений меняется незначительно, высота 3–10 см, диаметр 6–25 см; таких крупных тел, какие встречаются в чокраке, здесь нет. Взаимоотношение со слоистостью прослеживается хуже, чем в чокракских стяжениях, вследствие менее четкой слоистости вмещающих глин, но тем не менее хорошо видно, как конкреции, залегающие в чистых глинах, облекаются слой-



Р и с. 11. Диаграммы химического состава чокракских зональных конкреций, %
 Ц — центр, кальцитовое ядро; К — край, внешняя сидеритовая зона

ками с резким изгибом. В самих стяжениях слоистость намечается в основном за счет примазочек алевритового материала. Граница между ядром и коркой нерезкая, в отличие от чокракских стяжений эти две части разделяются с трудом. Включения в основном представлены алевритовой примесью в виде тонких миллиметровых линзочек; раковинки организмов редки, лишь иногда встречаются мелкие двусторонки: выделения сульфидов образуют расплывчатые сгустки из мельчайших вкраплеников. Септариевые трещинки встречаются гораздо реже, чем в однотипных чокракских стяжениях и отмечены в единичных образцах.

Так же как и для чокракских зональных конкреций, результаты химического анализа караганских стяжений приведены в табл. 3 и представлены в виде диаграмм (рис. 12). Сравнение последних с чокракскими указывает на имеющееся общее сходство между ними — здесь также диаграммы можно подразделить на аналогичные две группы, соответствующие возрастанию и убыванию компонентов породы от центра к краю конкреций. Из этих диаграмм видно, что в карагане возрастает количество стяжений, в которых содержания Fe_2O_3 , Al_2O_3 , $MnCO_3$ и других компонентов ведут себя иначе, чем в основной массе конкреций. Лишь у карбонатов Ca и Fe, как и в чокраке, наблюдается устойчивая тенденция в их поведении. Однако, если на диаграммах чокракских конкреций линии имеют близкие углы наклона, то караганским присущи гораздо более широкие пределы изменения углов наклона. Причем в некоторых случаях углы очень незначительны, что указывает на сравнительно слабое изменение количества компонента при переходе от одной зоны к другой.

Особо следует остановиться на поведении $MgCO_3$. Для караганских зональных конкреций характерно общее увеличение содержания Mg, количество которого возрастает как в ядре, так и во внешней зоне. Если в центральных частях чокракских стяжений содержание $MgCO_3$ в подавляющем большинстве случаев колеблется в пределах 7–13%, то во многих караганских однотипных образованиях его количество достигает 20–33%. Причем в тех случаях, когда в ядре $MgCO_3$ относительно мало (7–15%), переход к внешней зоне сопровождается значительным возрастанием количества этого компонента — до 20–30%. Если же $MgCO_3$ в центральной части содержится много (20–30%), такой четкой закономерности не наблюдается, а в отдельных случаях обнаруживается даже незначительное его уменьшение.

Таблица 3

Химический состав караганских карбонатных зональных конкреций, %*

№ обр.	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	C _{орг}
1840а	4,53	3,56	Нет	39,91	7,33	1,28	0,05	40,55	0,51
1840б	8,09	1,08	"	14,84	12,97	19,16	0,01	36,75	1,09
1856а	7,52	3,99	"	33,14	12,30	1,73	0,07	29,20	0,24
1856б	24,28	3,02	0,05	15,94	11,00	9,78	0,11	28,00	1,12
2102а	6,64	0,54	1,68	34,86	10,44	1,52	0,35	39,15	0,35
2102б	6,95	Нет	3,39	9,70	15,91	21,04	0,44	36,90	0,64
2108а	13,73	0,95	0,74	34,48	4,02	3,26	0,32	30,75	0,52
2108б	19,28	0,18	0,91	22,24	11,69	3,58	0,18	31,80	0,45
2120а	9,86	0,07	Нет	32,18	9,51	2,88	0,10	37,15	0,35
2120б	13,32	0,44	0,85	12,01	12,74	19,13	0,21	32,95	0,23
2168а	5,26	0,78	0,42	31,39	13,75	2,53	0,08	41,05	0,03
2168б	8,53	0,14	Нет	14,15	13,03	18,01	0,34	35,85	0,75
2166а	5,70	2,31	"	39,25	5,86	2,39	0,05	37,65	0,82
2166б	7,46	0,04	"	24,84	11,45	7,45	0,18	36,00	1,65

*См. примечание к табл. 1.

Таблица 4

Химический состав сидеритовых конкреций, %*

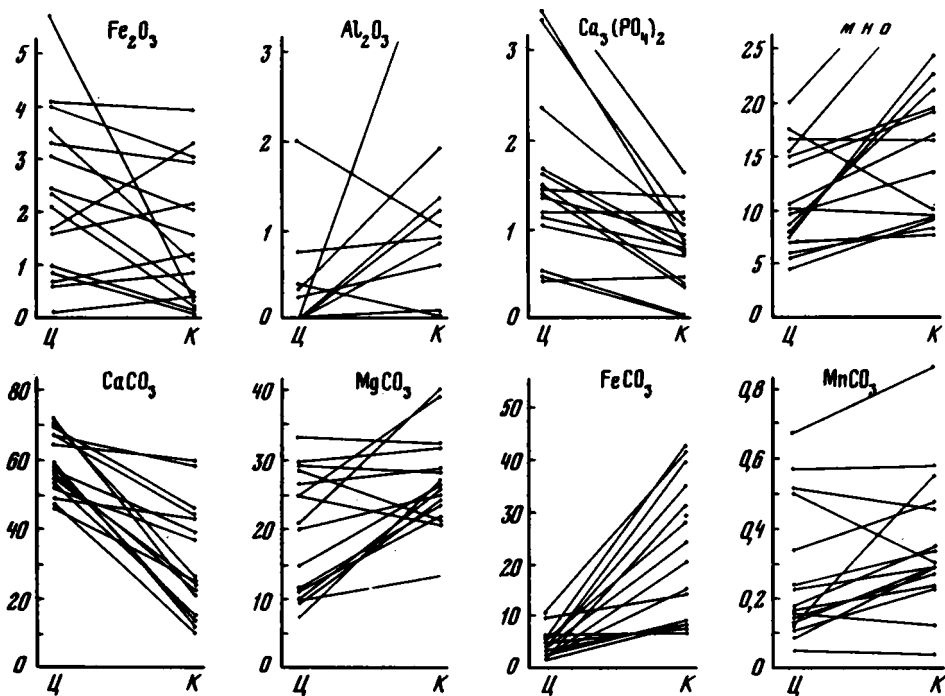
№ обр.**	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	C _{орг}
		R ₂ O ₃							
1782	30,41	Нет	1,60	5,55	7,72	23,00	0,14	24,00	Нет
1783	23,85	0,17	1,01	5,28	8,77	24,64	0,14	26,20	"
1784	23,34	Нет	1,29	3,54	9,26	25,34	0,14	26,50	0,84
2052	15,82	2,43	Нет	4,06	12,85	25,54	0,17	30,70	0,26
1001	26,26	2,42		4,82	7,60	26,06	0,21	27,05	Не опр.
2139	18,60	0,43	0,55	3,91	10,52	28,90	0,14	29,95	0,27
2151	20,35	2,53	Нет	4,15	12,08	25,85	0,14	30,10	0,17
2161	25,69	0,83	0,54	4,78	11,51	23,01	0,07	28,65	0,36
884	19,07	Нет	Нет	8,65	11,83	24,44	0,50	34,51	Не опр.
1796	51,97	"	2,24	2,35	7,78	14,41	0,07	17,25	Нет
1798	50,80	2,74	2,58	1,77	6,99	13,85	0,07	15,40	"
2071	38,11	2,78	Нет	1,77	8,02	20,73	0,08	21,15	0,35

*См. примечание к табл. 1

** Образцы 1782–884 – конкреции из горизонтов бурых глин, обр. 1796–2071 – из алевритистых глин из печек переслаивания с песками.

P_2O_5	Σ	$Ca_3(PO_4)_2$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	изб. MgO	изб. FeO	Место отбора образца
0,50	98,22	1,09	<u>71,24</u> 80,36	<u>15,33</u> 17,32	<u>2,06</u> 2,32	Следы	—	—	р. Элистанжи
0,32	94,31	0,70	<u>25,81</u> 30,83	<u>27,01</u> 32,26	<u>30,89</u> 36,91	"	0,06	—	Там же
0,23	88,42	0,50	<u>58,67</u> 69,15	<u>24,57</u> 28,95	<u>1,50</u> 1,77	0,11 0,13	0,55	0,86	"
0,02	93,32	Следы	<u>28,45</u> 46,23	<u>20,54</u> 33,37	<u>12,38</u> 20,11	0,18 0,29	1,18	2,10	"
0,67	96,20	1,46	<u>60,78</u> 71,21	<u>21,55</u> 25,25	<u>2,45</u> 2,87	0,57 0,67	0,14	—	р. Фортанга
0,18	95,15	0,39	<u>16,94</u> 20,58	<u>32,15</u> 39,06	<u>32,51</u> 39,48	0,71 0,86	0,54	0,87	Там же
1,56	92,33	3,40	<u>58,26</u> 80,41	<u>8,41</u> 11,61	<u>5,26</u> 7,26	0,52 0,72	—	—	"
0,37	90,68	0,81	<u>38,91</u> 56,63	<u>23,74</u> 34,55	<u>5,77</u> 8,40	0,29 0,42	0,34	—	"
0,51	92,61	1,11	<u>56,37</u> 69,54	<u>19,89</u> 24,54	<u>4,64</u> 5,72	0,16 0,20	—	—	"
0,37	92,25	0,81	<u>20,85</u> 27,83	<u>24,84</u> 33,48	<u>28,36</u> 38,23	0,34 0,46	0,86	1,54	"
0,68	95,97	1,48	<u>54,60</u> 62,34	<u>28,77</u> 32,85	<u>4,08</u> 4,66	0,13 0,15	—	—	р. Ярык-су
0,45	91,25	0,98	<u>24,31</u> 30,17	<u>26,67</u> 33,10	<u>29,04</u> 36,04	0,55 0,68	0,28	—	"
1,55	95,58	3,38	<u>66,79</u> 80,49	<u>12,26</u> 14,77	<u>3,85</u> 4,64	0,08 0,10	—	—	"
0,50	89,57	1,09	<u>43,29</u> 54,70	<u>23,55</u> 29,76	<u>12,01</u> 15,18	0,29 0,37	0,19	—	"

P_2O_5	Σ	$Ca_3(PO_4)_2$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$	изб. MgO	изб. FeO	Место отбора образца
1,37	93,79	2,99	<u>7,02</u> 12,4	<u>14,52</u> 25,64	<u>34,85</u> 61,55	0,23 0,41	0,78	1,38	р. Элистанжи
0,68	90,74	1,48	<u>7,99</u> 12,97	<u>16,37</u> 26,58	<u>37,00</u> 60,07	0,23 0,37	0,94	1,69	Там же
0,27	90,52	0,59	<u>5,75</u> 9,24	<u>17,69</u> 28,43	<u>38,56</u> 61,96	0,23 0,37	0,80	1,42	"
1,37	93,20	2,99	<u>4,35</u> 6,18	<u>25,93</u> 36,82	<u>39,87</u> 56,61	0,28 0,4	0,45	0,81	"
0,92	95,34	2,01	<u>6,66</u> 10,34	<u>15,40</u> 23,91	<u>42,01</u> 65,22	0,34 0,53	0,24	—	р. Ярык-су
0,47	93,74	0,98	<u>6,03</u> 8,53	<u>20,29</u> 28,71	<u>44,12</u> 62,43	0,23 0,33	0,83	1,53	Там же
0,41	95,78	0,89	<u>6,55</u> 9,43	<u>23,46</u> 33,79	<u>39,19</u> 56,45	0,23 0,33	0,86	1,54	"
0,19	95,63	0,41	<u>8,14</u> 12,39	<u>22,58</u> 34,37	<u>34,87</u> 53,07	0,11 0,17	0,78	1,38	"
0,46	99,46	1,00	<u>14,48</u> 18,24	<u>24,75</u> 31,18	<u>39,35</u> 49,57	0,81 1,02	—	—	р. Фортанга
Нет	96,07	Нет	<u>4,19</u> 10,64	<u>14,40</u> 36,58	<u>20,67</u> 52,50	0,11 0,28	0,89	1,59	р. Элистанжи
0,02	94,22	Следы	<u>3,16</u> 8,94	<u>12,57</u> 35,56	<u>19,51</u> 55,19	0,11 0,31	0,98	1,75	Там же
0,78	93,77	1,70	<u>1,52</u> 3,07	<u>15,79</u> 31,89	<u>32,07</u> 64,7	0,13 0,26	0,49	0,84	"



Р и с. 12. Диаграммы химического состава караганских зональных конкреций, %
Ц — центр; К — край

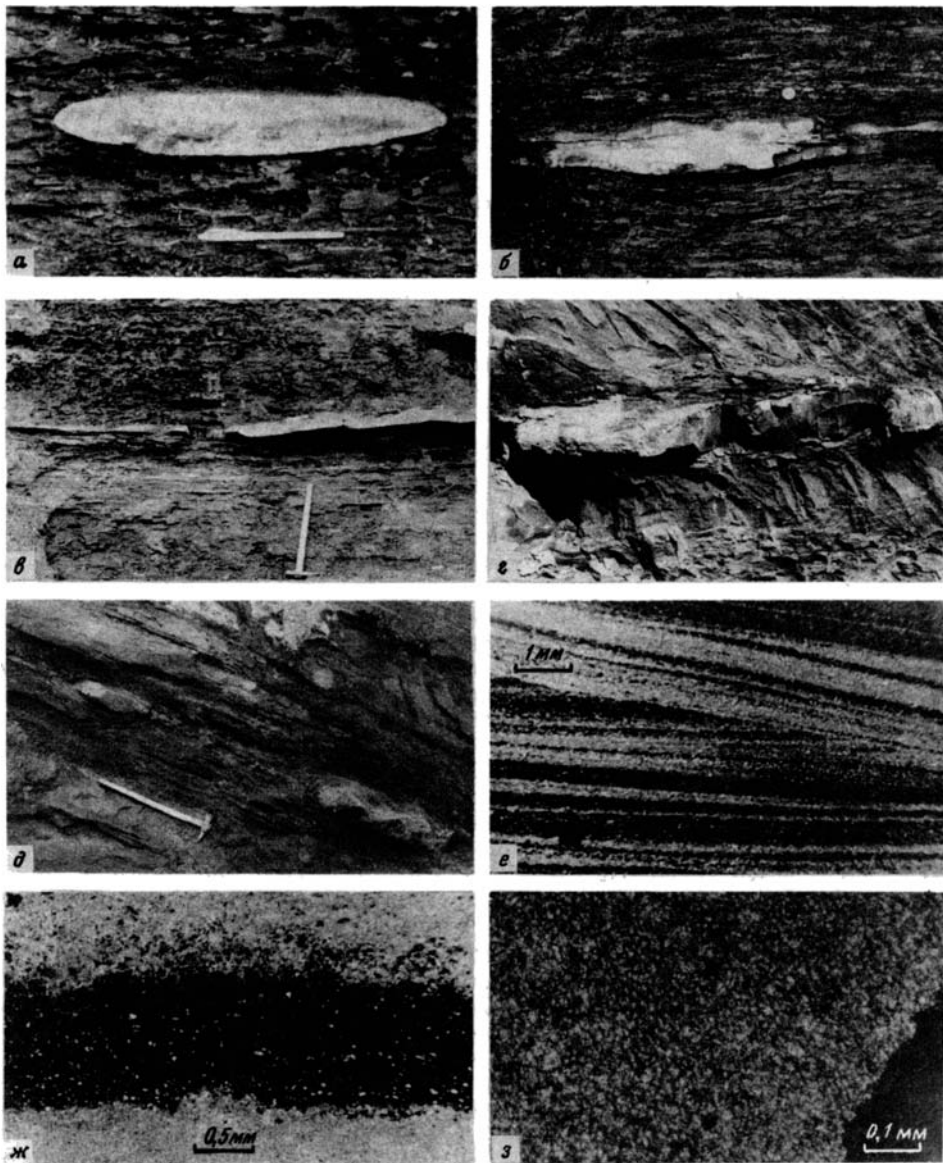
Глины, вмещающие конкреции, отличаются от чокракских тем, что в них количество $S_{орг}$, как правило, не превышает 3%, содержание же рассеянного карбоната, напротив, увеличивается.

Как видно из рис. 5, зональные конкреции неравномерно распределены вдоль профиля: к западу от р. Ярык-су их количество постепенно возрастает и в разрезе р. Фортанги достигает максимума, но далее на запад — в разрезах р. Суадаг-Дон и р. Урух, в области преимущественного развития серых глин — они полностью исчезают.

Сидеритовые стяжения. Эти образования являются широко распространенной в среднемиоценовых отложениях группой конкреций. Они встречаются в чистых бурых глинах, в пачках глин с песчано-алевритовыми линзочками и прослоями в горизонтах переслаивания песчаников и алевритистых коричневых глин. Сидеритовые конкреции морфологически подразделяются на линзовидные и пластовые. Первые, залегая в слоистых глинах, представляют собой уплощенные линзы 0,2–0,4 и до 1 м в диаметре (рис. 13), толщина 3–6 см, редко больше, т.е. отношение диаметра к высоте намного больше, чем у кальцитовых стяжений. В комковатых, неслоистых, алевритистых глинах они иногда приобретают более изометричную эллипсоидальную форму.

Сидеритовые прослои в пределах обнажений протягиваются на значительное расстояние — на несколько десятков и более метров, но в соседние разрезы, удаленные на расстояние в несколько километров, они не прослеживаются. Прослои также можно рассматривать как своеобразные конкреции. Толщина их обычно 2–4 см.

Сидеритовые стяжения сложены плотным коричневато-серым карбонатом, который в шлифах выглядит однородной, очень мелкозернистой массой (см. рис. 13, ж, з). Слойки вмещающей глины плавно огибают стяжения (см. рис. 13, а, б). Слоистость внутри конкреций прослеживается, но гораздо менее отчетливо, чем в кальцитовых; от центра к краю слоики постепенно сближаются. Внутри стяжений иногда встречаются остатки толстостенных раковинок пелеципод и гастропод, спирализисы же, столь характерные для кальцитовых конкреций, отсутствуют. Важно подчеркнуть, что в сидеритовых конкрециях отмечаются включения сульфидных стяжений в виде шариков или линзочек (см. рис. 13, ж, з). Септариевых трещинок нет.



Р и с. 13. Сидеритовые конкреции

а — конкреция в чистых бурых глинах; *б–г* — линзы в глинах, обогащенных песчано-алевритовым материалом; *д* — стяжения в пачках переслаивания песков и глин; *е–з* — внутреннее строение конкреций: *е* — косая слоистость в алевритовой линзочке, запечатанной в конкреции, *ж–з* — пиритовые прослой и стяжения в конкрециях

О составе конкреций этого типа можно судить по приведенным в табл. 4 результатам химических анализов. Как видим, главным компонентом здесь является карбонат закиси Fe, количество которого достигает 35–43%, а в пересчете карбонатов на 100% превышает иногда 60%; $MgCO_3$ содержится 15–25%, а $CaCO_3$ в большинстве случаев — 5–8%. Характерно то, что состав стяжений из бурых глин и из прослоев глин пачек переслаивания их с песками в целом очень схож. Различие состоит только в еще меньшем содержании $CaCO_3$ в конкрециях из пачек переслаивания и, напротив, в увеличении в них содержания MnO (до 35–50%).

Сравнение данных, приведенных в табл. 4, с аналогичными определениями для других типов конкреций показывает их большое сходство с составом внешних частей зональных стяжений.

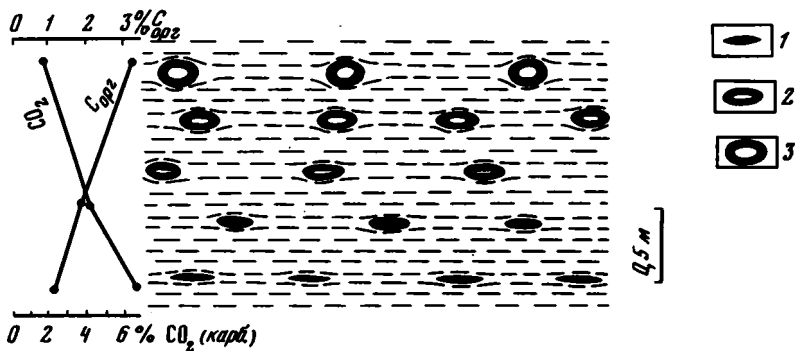


Рис. 14. Строение конкреционной пачки в разрезе караганской толщи р. Фортанги

1 — сидеритовые конкреции; 2 — то же со слабо выраженным известковым ядром; 3 — конкреции с четко выраженной зональностью: известковистое ядро и сидеритовая внешняя зона

В конкреционных пачках характер залегания сидеритовых стяжений не всегда одинаков. В чистых бурых глинах, не содержащих песчано-алевритовой примеси, стяжения залегают послойно, образуя ритмично построенные конкреционные пачки, цепочки; прослои в них отстоят друг от друга на 0,3–1 м. При появлении в глинах тонких алевритовых прослоечков или линзочек стяжения начинают тяготеть к ним, зачастую захватывая эти прослои и прилегающую к ним глину (см. рис. 13, з): В пачках переслаивания песков и алевритистых глин конкреции располагаются в глинистых слоях, иногда на контакте с песчаником (см. рис. 13, в) и очень редко — в песках. Причем в последнем случае всегда можно проследить пространственную связь между стяжениями из песков и расположенными поблизости глинистыми слоями. Сидеритовые прослои распространены в отложениях, сходных с теми, в которых залегают линзовидные стяжения, но тяготеют к слоистым глинам с небольшим количеством песчано-алевритовой примеси. Многочисленны эти прослои в нижнем чокраке р. Элистанжи. На рис. 5, б хорошо видно, что они приурочены к слоям алевритистых глин, разделяющим пачки глинистых отложений с кальцитовыми конкрециями. Для характеристики условий залегания сидеритовых прослоев показательным является интервал под песчаником Σ_2 в разрезе верхнего чокрака р. Элистанжи. Здесь чистые бурые глины по мере приближения к пласту песчаника постепенно становятся алевритистыми, одновременно появляются тонкие (1–2 см), длинные (до 10 м и более) сидеритовые прослои. Но вблизи песчаника — там, где песчано-алевритовый материал начинает преобладать, прослои исчезают.

Распределение сидеритовых стяжений в пределах восточной части профиля сравнительно равномерное. Можно лишь отметить уменьшение их количества в верхнем чокраке р. Фортанги и, наоборот, появление многочисленных стяжений в нижнем чокраке Сулака. В серых глинах разрезов рек Суадаг-Дон и Урух сидеритовые конкреции отсутствуют.

Кальцитовые и зональные кальцит-сидеритовые конкреции приурочены к черным глинам, в то время как сидеритовые — к бурым разностям. Эти отложения резко отличаются друг от друга (табл. 5). Присутствие в них стяжений разного типа свидетельствует о том, что существовали значительные различия в течении диагенетических процессов в черных и бурых глинах.

Характерной чертой, присущей конкреционным пачкам чокракско-караганской толщи, является то, что в них, как правило, присутствуют конкреции только одного типа: либо кальцитовые, либо зональные, либо сидеритовые (смешанные пачки — единичны). Это объясняется относительно резкими границами между различными пачками, внутри которых отложения более или менее однородны. Особенно хорошо чередование пачек, слагаемых разными типами глин, прослеживается на примере нижнечокракской толщи разреза р. Элистанжи (см. рис. 5, б). Несколько иная картина наблюдается в разрезе карагана р. Фортанги. Здесь зачастую отмечаются постепенные переходы между различными отложениями. Один из таких интервалов изображен на рис. 14. Из схемы видно, что по мере изменения содержания в породе $C_{орг}$ появляются и другие стяжения: в коричневатых-серых глинах основания пачек, в которых количество $C_{орг}$ сравнительно невелико (1,3%), залегают сидеритовые стяжения; в верхней части, где количество $C_{орг}$ увеличивается, появляются зональные стяжения, в промежуточной же зоне присутствуют

Таблица 5

Сравнительная характеристика отложений, вмещающих конкреций различного минерального состава (А — кальцитовые и зональные, Б — сидеритовые)

Характерные признаки	Отложения, вмещающие конкреции	
	А	Б
Слоистость	Отчетливая, тонкая миллиметровая, выдержанная по простиранию, обусловлена резким послойным обогащением ОВ; в глинах с зональными конкрециями менее четко выраженная, толщина микроритмов, т. е. расстояние между слоями, обогащенными органикой, увеличивается	Хорошо прослеживается в наиболее чистых глинах, иногда за счет обогащения отдельных слоев ОВ; в комковатых глинах из пачек переслаивания с песчаниками, слоистость в основном отсутствует
Примесь песчано-алевритового материала	Встречается очень редко в виде тонких и коротких линзочек, в глинах с кальцитовыми конкрециями отсутствует	Широко распространена в виде линзочек или прослоев, в которых часто прослеживается косая слоистость
Органическое вещество	Интенсивное послойное обогащение, в глинах с кальцитовыми конкрециями $C_{орг} > 5\%$, с зональными — 3—4,5%	Гораздо более равномерное распределение ОВ по всему объему породы; количество $C_{орг}$ — 1,5—2,5%
Рассеянное карбонатное вещество	Минимальное содержание (1—2%) до полного исчезновения в глинах с кальцитовыми конкрециями; с зональными — 4—6%	Невысокое содержание (7—12%), но отмечается всегда
Остатки раковин	Мелкие — 1—2 мм раковинки птеропод-спиралисов, всегда раздавлены; в горизонтах с зональными конкрециями — иногда мелкие (0,5 см) двустворки	Часто встречаются раковинки двустворок (1—3 см) и деформированных гастропод
Стяжения сульфидов	Присутствуют повсеместно в значительных количествах	Присутствуют, но гораздо в меньших количествах, чем в черных глинах
Следы жизнедеятельности илоедов	Иногда отмечаются в горизонтах с зональными конкрециями	Встречаются часто
Скорость осадконакопления	Низкие темпы аккумуляции осадков	Скорость осадконакопления гораздо выше, чем у черных глин

конкреции, похожие на сидеритовые уплощенные линзы, но у которых начинает обособливаться центральная, более известковистая часть. Эти стяжения из-за их переходного характера нельзя отнести ни к тому, ни к другому типу. Такая картина в караганских отложениях р. Фортанги наблюдалась неоднократно. В связи с тем что четко классифицировать конкреции в этом разрезе трудно, на рис. 5, в они изображены в одной графе.

Доломитовые конкреции. В эту группу объединены немногочисленные стяжения из чокракско-караганской толщи, существенно отличающиеся от остальных своими крупными размерами и приуроченностью к определенному типу отложений, названному нами ранее "серыми глинами". Наиболее крупные линзы (обр. 2078 — Фортанга, 2157 — Ярык-су) достигают в толщину 0,6—0,8 м и протягиваются на 10 м и более, сохраняя при этом постоянную мощность и замыкаясь тупыми закругленными окончаниями. Залегают они в пластах серых алевритистых глин (0,8—1 м мощности), заключенных в песчаниковых пачках.

Несколько слоев с доломитовыми стяжениями встречены в слоях слоистых глин, залегающих непосредственно над песчаниковыми пачками (обр. 2103, 2115 — Фортанга; 1829, 1840 — Элистанжи) или вблизи от них (обр. 1867 — Элистанжи); лишь единичные слои с крупными доломитовыми линзами находятся в удалении от песчаных пластов (обр. 2096 — Фортанга). Диаметр этих конкреций достигает 2—6 м, толщина 0,2—0,3 м, им присуща линзовидная форма — к краям они сужаются. Внутри стяжений прослеживается слоистость, причем слойки у края сближаются плавно, без резкого изгиба переходят во вмещающие отложения.

Таблица 6

Химический состав карбонатных конкреций, %*

№ обр.	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	Cорг
1829	15,49	0,75	0,70	22,52	13,15	5,78	0,14	34,25	0,29
1867	11,05	1,95	Нет	24,79	15,69	4,30	0,04	38,30	0,40
2096а	18,79	0,98	0,54	21,40	14,05	4,45	0,11	33,50	0,03
2096б	24,82	1,04	1,08	20,79	11,02	5,16	0,18	29,40	0,16
2115а	13,33	1,69	0,11	27,45	15,36	1,16	0,18	37,85	0,14
2115б	27,71	2,34	Нет	22,28	8,55	3,30	0,21	28,50	0,22
2078а	36,28	3,90	"	17,03	12,21	1,50	0,07	26,60	0,52
2078б	56,20	2,57	"	11,41	9,04	0,79	0,07	17,95	0,14
1983	20,62	3,10	"	23,22	13,45	1,33	0,07	33,00	Нет
1993	21,38	6,41	"	21,96	12,76	2,69	0,11	32,15	0,07
1997	16,37	7,01	"	24,25	14,84	1,35	0,11	34,50	0,23
1718	10,76	1,42	"	29,19	15,81	0,72	Нет	39,70	0,14
2077-I	11,19	2,00	0,22	1,48	24,42	18,14	0,28	38,50	0,51
2077-II	10,63	1,84	0,07	1,79	24,26	18,41	0,41	38,95	0,33
2070а	9,30	1,77	Нет	24,67	16,17	2,87	0,21	39,35	0,75
2070б	19,31	0,07	1,16	4,06	22,38	10,35	0,28	33,05	0,83
1891	34,71	2,58	Нет	17,73	11,83	3,02	0,14	27,15	0,01

* См. примечание к табл. 1.

Конкреции слагаются серой плотной микрозернистой карбонатной массой. В них отмечены раковинки двустворок, встречаются мелкие (1–2 мм) выделения сульфидов.

Данные химических анализов этих конкреций (табл. 6, 1829–1718) свидетельствуют о преобладании в их составе CaCO₃ и MgCO₃. Причем такого значительного количества MgCO₃ в известковистых стяжениях, описанных ранее, не встречалось.

В конкрециях отсутствует видимая зональность. На то же указывают приведенные данные. Были проанализированы центральные и периферические части стяжений (обр. 2096 а, б; 2115 а, б; 2078 а, б). Как видим, в целом состав различных частей очень схож, меняется только содержание минерального нерастворимого остатка в сторону увеличения его количества в краевой зоне. Это свидетельствует об отсутствии на протяжении длительного времени заметной эволюции геохимических условий в уплотняющемся осадке, в котором формировались эти конкреции.

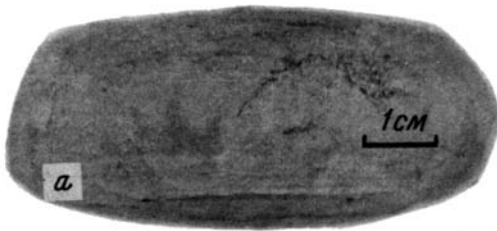
P ₂ O ₅	Σ	Ca ₃ (PO ₄) ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	изб. MgO	изб. FeO	Место отбора образца
0,37	93,44	0,81	<u>39,41</u> 52,53 43,57	<u>26,89</u> 35,84 32,20	<u>8,49</u> 11,32 6,08	<u>0,23</u> 0,31 0,06	0,34	0,51	р. Элистанжи, караган
0,32	96,84	0,70	<u>53,16</u>	<u>39,34</u>	<u>7,43</u>	<u>0,07</u>	0,29	Нет	То же
0,14	93,99	0,31	<u>37,89</u> 52,86	<u>28,14</u> 39,26	<u>5,47</u> 7,63	<u>0,18</u> 0,25	0,59	1,05	р. Фортанга, караган
0,18	93,83	0,39	<u>36,74</u> 57,67	<u>21,07</u> 33,07	<u>5,61</u> 8,80	<u>0,29</u> 0,46	0,94	1,68	То же
0,18	97,45	0,39	<u>48,62</u> 60,19	<u>29,99</u> 37,13	<u>1,87</u> 2,32	<u>0,29</u> 0,36	1,02	—	“
0,20	93,31	0,44	<u>39,34</u> 63,11	<u>17,34</u> 27,82	<u>5,32</u> 8,52	<u>0,34</u> 0,55	0,26	—	“
0,14	98,25	0,31	<u>30,09</u> 53,35	<u>23,78</u> 42,16	<u>2,42</u> 4,29	<u>0,11</u> 0,20	0,84	—	То же, чокрак
0,18	98,35	0,39	<u>19,99</u> 52,72	<u>16,55</u> 43,64	<u>1,27</u> 3,35	<u>0,11</u> 0,29	1,13	—	“
0,41	95,20	0,89	<u>42,38</u> 60,10	<u>25,88</u> 36,70	<u>2,14</u> 3,04	<u>0,11</u> 0,16	0,33	—	р. Суадаг-Дон, караган
0,23	97,76	0,50	<u>38,72</u> 56,34	<u>26,18</u> 38,10	<u>3,64</u> 5,30	<u>0,18</u> 0,26	0,24	0,43	То же
0,27	98,93	0,59	<u>42,71</u> 58,01	<u>28,53</u> 38,76	<u>2,18</u> 2,96	<u>0,2</u> 0,27	1,20	—	“
0,10	97,84	0,21	<u>52,10</u> 61,59	<u>31,33</u> 37,04	<u>1,16</u> 1,37	Нет	0,83	—	р. Урух
0,11	96,85	0,24	<u>2,41</u> 2,93	<u>50,12</u> 60,95	<u>29,25</u> 35,57	<u>0,45</u> 0,55	0,46	—	р. Фортанга, конк-реционная пачка из гипсоносной толщи
0,14	96,83	0,30	<u>2,91</u> 3,51	<u>50,42</u> 60,58	<u>29,23</u> 35,12	<u>0,66</u> 0,79	0,15	0,28	Конкреционная пачка, подстилающая гипсоносную толщу
0,09	95,18	0,20	<u>43,84</u> 53,05	<u>33,83</u> 40,94	<u>4,63</u> 5,60	<u>0,34</u> 0,41	—	—	То же
0,08	91,57	0,17	<u>7,09</u> 10,32	<u>45,84</u> 66,70	<u>15,35</u> 22,33	<u>0,45</u> 0,65	0,46	0,83	То же
0,14	97,31	0,31	<u>31,34</u> 54,22	<u>23,32</u> 40,34	<u>2,91</u> 5,03	<u>0,23</u> 0,41	0,68	1,21	р. Малая Рошня, пестроцветная толща

Большая часть горизонтов с доломитовыми конкрециями приурочена к карагану. В разрезе р. Суадаг-Дон, в отличие от разреза р. Фортанга, исчезают все другие типы конкреций и остаются только доломитовые.

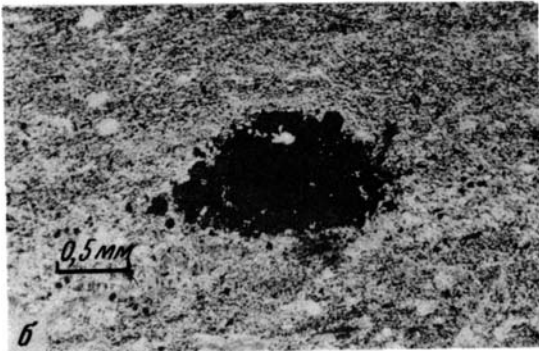
Конкреции гипсоносной толщи. К этой группе относятся конкреции, встречающиеся только в одном слое глин (видимая мощность 1,5 м), залегающем в середине гипсоносной толщи. Но специфичность их состава и узкая фаціальная приуроченность конкреций говорят в пользу выделения этих конкреций в особую группу.

Глины, вмещающие конкреции (обр. 2077), серые, с буроватым оттенком, слоистость намечается слабая, примеси более грубого материала нет, ОВ равномерно распределено по всей массе породы, содержание $S_{орг} = 1,6\%$.

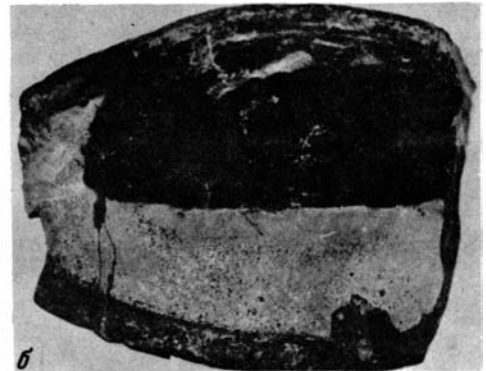
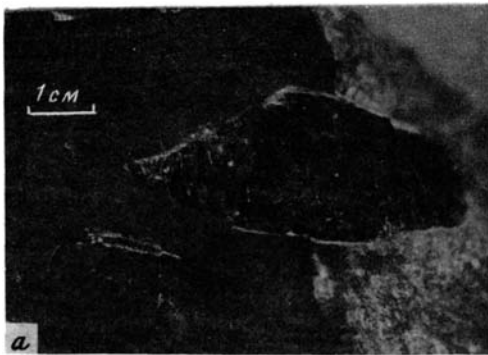
К верхней половине пласта приурочены пять прослоев со стяжениями. Расстояние между прослоями 7–25 см. По форме конкреции — уплощенные линзы (рис. 15, а), в толщину 2–3 см, диаметр 5–15 см; сложены светло-кремовым карбонатом. Слоистость отчетливо видна внутри стяжений — слойки к краю



Р и с. 15. Карбонатные конкреции из гипсоносной толщи
 а — внешний вид конкреции; б — сульфидное стяжение в конкреции из гипсоносной толщи (шлиф)



Р и с. 16. “Битумные” стяжения в сидеритовой (а) и кальцитовой (б) конкрециях



сближаются. Глина на простирании слоя с конкрециями в некоторых слоях обогащена карбонатным материалом, что хорошо заметно по ее кремовой окраске. В конкрециях не отмечается посторонних примесей за исключением мелких бесформенных стяжений сульфидов (см. рис. 15, б).

Состав конкреций из гипсоносной толщи (см. табл. 6, обр. 2077 — I, II) резко отличает их от других типов стяжений: только в них главным компонентом становится $MgCO_3$, достигающий 50%, в несколько меньших количествах — около 30% — содержится $FeCO_3$.

Гипсоносная толща подстилается сравнительно маломощным слоем черных глин, содержащих прослойки зональных конкреций, столь характерных для чокракских отложений такого типа. Однако специфической чертой стяжений из этого горизонта, отличающей их от всех других подобных образований, также является высокая магнизиальность: в ядре количество $MgCO_3$ достигает 33,83%, а в периферической части — 45,84%. Причем в последнем случае $MgCO_3$ является компонентом, преобладающим над другими. Как видно, все карбонатные диагенетические стяжения, пространственно связанные с гипсоносной толщей, в значительной степени обогащены Mg (см. табл. 6, обр. 2070 а, б).

В пестроцветной толще, замещающей по простираанию гипсоносную, также встречаются редкие конкреционные образования, представленные желваками изометричной, но часто неправильной формы. Состав их также характеризуется сравнительно высокой магнизиальностью (табл. 6, обр. 1891).

Битумные линзы в карбонатных конкрециях¹. Органическое вещество в про-

¹ Мы не определяли состав этих стяжений, поэтому название “битумные” условно.

цессах диагенеза играет огромную роль, поэтому важно отметить те факты, которые могут помочь представить его поведение в осадке. Наблюдения показывают, что ОВ в ряде случаев в диагенезе подвергалось перераспределению, свидетельством чему являются битумные стяжения. Эти образования встречаются в карбонатных конкрециях, а также в прослоях (рис. 16); в глинах они, очевидно, не менее редки, чем в конкрециях, но наблюдать их там гораздо труднее. Битумные линзочки в длину достигают 5–6 см, в толщину — 2–3 см, в мергелях их размеры не превышают 2 см. Линзы, залегающие в конкрециях, сложены черной блестящей массой, легко крошащейся, в мергелях она обычно бурая и рыхлая; в шлифах видно, что это изотропное вещество (черное при скрещенных николях). Битумные стяжения чаще встречаются в кальцитовых конкрециях, но отмечены также в сидеритовых и доломитовых. С ними ассоциируют мелкие выделения сульфидных и карбонатных минералов, образующих оторочку вокруг линзочки или заполняющих редкие трещины. Во всех случаях, когда можно было проследить взаимоотношение слоистости вмещающей породы с линзочками, отмечалось интенсивное огибание их слоями.

Битумные конкреции, видимо, не являются редкими образованиями — отмечались они и в других районах. Л.Г.Орьев [1960] описал сходные стяжения в среднетриасовых отложениях Челябинского и Анохинского грабен.

Сульфидные конкреции

Выделения сульфидов, будучи полифациальными образованиями, распространены очень широко и встречаются в глинах, алевролитах, песках, карбонатных прослоях и конкрециях. Однако в зависимости от того, в каких отложениях они залегают, меняется количество сульфидных стяжений, их морфология.

В глинах пиритовые микроконкреции, как это видно из рис. 5, фиксируются почти повсеместно. Наибольшее количество выделений сульфидов приурочено к черным глинам, интенсивно обогащенным $S_{орг}$. Размер стяжений достигает 10–15 мм и более, но преобладают мелкие — 1–3 мм. Чем меньше стяжения, тем они более округлые, у крупных форма сложнее и разнообразнее. Наиболее крупные конкреции залегают в черных глинах в основании чокрака. Эти стяжения, размером 1–4 см, имеют изометричную форму, но очень неровную поверхность с многочисленными небольшими бугорками и выступами (рис. 17, см. вкл. между с. 68–69). Морфологически идентичные конкреции распространены в древнечерноморских отложениях [Волков, Остроумов, 1957]. На поперечном срезе у чокракских стяжений отчетливо прослеживается зональное строение — в центре ядро из сплошной массы чистого сульфида, по краям — более пористая масса с примесью несulfидных минералов. Благодаря сравнительно крупным размерам стяжений отчетливо прослеживается их взаимоотношение с вмещающей глиной, слойки которой с резким изгибом облекают конкреции (см. рис. 17).

В бурых глинах стяжения пирита гораздо менее многочисленны, чем в черных разностях. Характерной особенностью поведения пирита в бурых глинах является его тяготение к мелким алевроитовым линзочкам, которые он частично или полностью заполняет, цементируя слагающий их материал (обычно кварцевый). В результате возникают линзовидные стяжения, на сколе которых отчетливо видна первичная косая слоистость (рис. 18, в, см. вкл. между с. 68–69). Причем в глине, вмещающей алевроитовые линзочки, заметных выделений сульфида может не быть. Следует отметить, что приуроченность сгустков пирита к участкам, содержащим алевроитовый материал, — довольно распространенное явление в бурых глинах. В чистых разностях бурых глин (без примеси крупнозернистого материала) пирит образует мелкие (1–4 мм) изометричной формы стяжения (см. рис. 18, в, ж), сравнительно равномерно рассеянные в глинистой массе.

В серых глинах с низким содержанием $S_{орг}$ пирита мало, и он, как правило, стяжений не образует, а фиксируется в шлифах в виде небольших бесформенных сгустков, равномерно рассеянных в породе или концентрирующихся около остатков раковин организмов. Лишь в единичных случаях (разрез р. Урух) отмечалось появление в серых глинах стяжений, возникших в результате заполнения пиритом алевроитовых линзочек.

Обращает на себя внимание, прослеживаемая в глинах отчетливая прямая корреляция между содержанием в породе $S_{орг}$ и количеством сульфидных стяжений. Но наряду с разной обогащенностью пиритом различных типов отложений следует отметить его повсеместное распространение в отличие от другого железистого минерала — сидерита.

В пластах олигомиктовых кварцевых песчаников с мизерными содержаниями $S_{орг}$ пирит почти полностью отсутствует. Если же в песчаниках встречаются сульфидные стяжения, то они неизменно обнаруживают пространственную связь с глинистыми прослоями, обогащенными ОВ, залегающими поблизости. Эта тенденция хорошо прослеживается в мощных пластах кварцевых песчаников Σ_7 и Σ_6 в разрезе р. Элистанжи, в Σ_5 р. Фортанги и в других местах. В основной массе песчаников выделения сульфидов отсутствуют, но появляются в верхних приконтактных с перекрывающей глиной частях. Залегающие в песках сульфидные стяжения часто имеют каплевидную или близкую к ней форму (см. рис. 18, б).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ КОНКРЕЦИЙ

Вещество, слагающее конкреции, представляет собой многокомпонентную систему, в которой чистые разности минералов практически отсутствуют. В связи с этим правильное определение состава конкреций возможно при использовании различных аналитических методов, таких, как химический, оптический, рентгеновский, термический анализ, окрашивание. Однако вследствие чрезвычайной мелкозернистости карбонатного вещества возможность применения оптического метода для диагностики минералов ограничена. Определенные сложности появляются и при использовании окрашивания, так как широко развитый в карбонатах изоморфизм, приводит к изменению окрасок характерных для чистых разностей минералов; нежелательное влияние также оказывают присутствующие всегда в образцах — и часто в значительных количествах — глинистые минералы. В связи с этим основой для выяснения минералогии конкреций явились данные химического, рентгеновского и термического анализов. Причем в связи с тем, что при проведении термического анализа трудно соблюсти строго идентичные условия для всех исследуемых образцов, термограммы использовались в основном для качественных оценок.

Конкрециям восточной (р. Сулак — р. Асса) и западной (реки Суадаг-Дон, Урух) частей профиля присущи свои особенности, в связи с чем целесообразно рассмотреть их по отдельности.

Поскольку минеральный состав чокракских и караганских конкреций в свою очередь также несколько различается, охарактеризуем прежде чокракские, а затем в сравнении с ними караганские карбонатные образования.

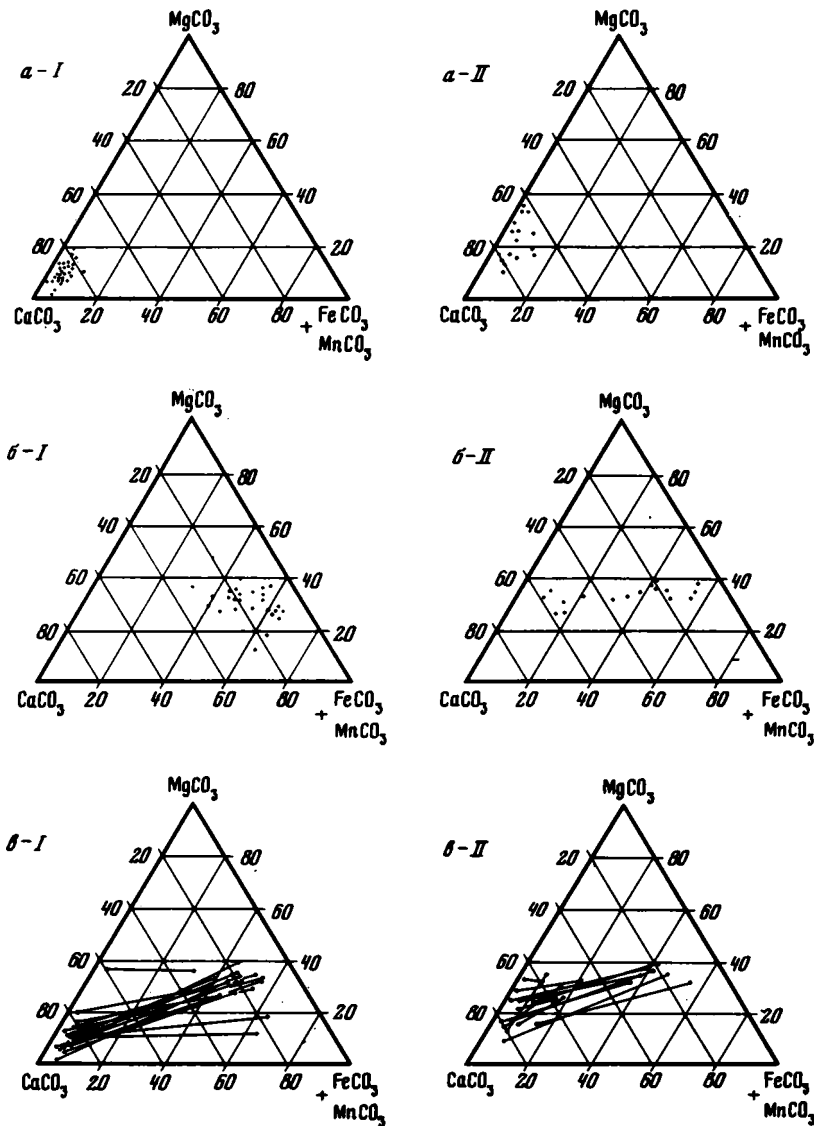
Карбонатные конкреции восточной части профиля

Чокракские конкреции. Как отмечалось в предыдущей главе, ядра зональных конкреций и незональные стяжения из горизонтов черных глин сложены одинаковым карбонатным веществом. На диаграмму $a-l$ (рис. 19) нанесены данные химического анализа их карбонатной части. Как видим, для всех проб характерно прежде всего подавляющее преобладание $CaCO_3$, количество которого достигает 90%. Но вместе с тем ни в одном случае не встречено чистого кальцита — постоянно присутствует примесь $MgCO_3$ и $FeCO_3$; $MnCO_3$ в этих стяжениях мало, либо он вовсе отсутствует.

В полном соответствии с данными химических анализов находятся и результаты рентгенометрических исследований. Так, на всех дифрактограммах прослеживаются интенсивные рефлексы, принадлежащие минералу, близкому к кальциту, но с несколько заниженными параметрами (рис. 20, табл. 7). Для чистого кальцита В.И. Михеев [1957] приводит величину d/n (1014), равную 3,029 Å, Д.Л.Граф [Graф, 1961] — 3,035 Å, для большинства же исследованных образцов соответствующий рефлекс отвечает значению d/n около 3,000 Å. Таким образом, мы имеем дело с кальцитом, у которого часть Ca^{++} замещена ионами меньшего радиуса. Но такими ионами могут быть как Fe^{++} , так и Mg^{++} , размеры которых меньше, чем у Ca^{++} , — соответственно 0,80 и 0,74 против 1,04 Å — по данным Г.Б.Бокия [1960].

Результаты термического анализа подтверждают присутствие в образцах кальцита, что выражается в появлении на термограммах крупного эндотермического пика в пределах 910–950°, обусловленного диссоциацией этого минерала (см. рис. 20).

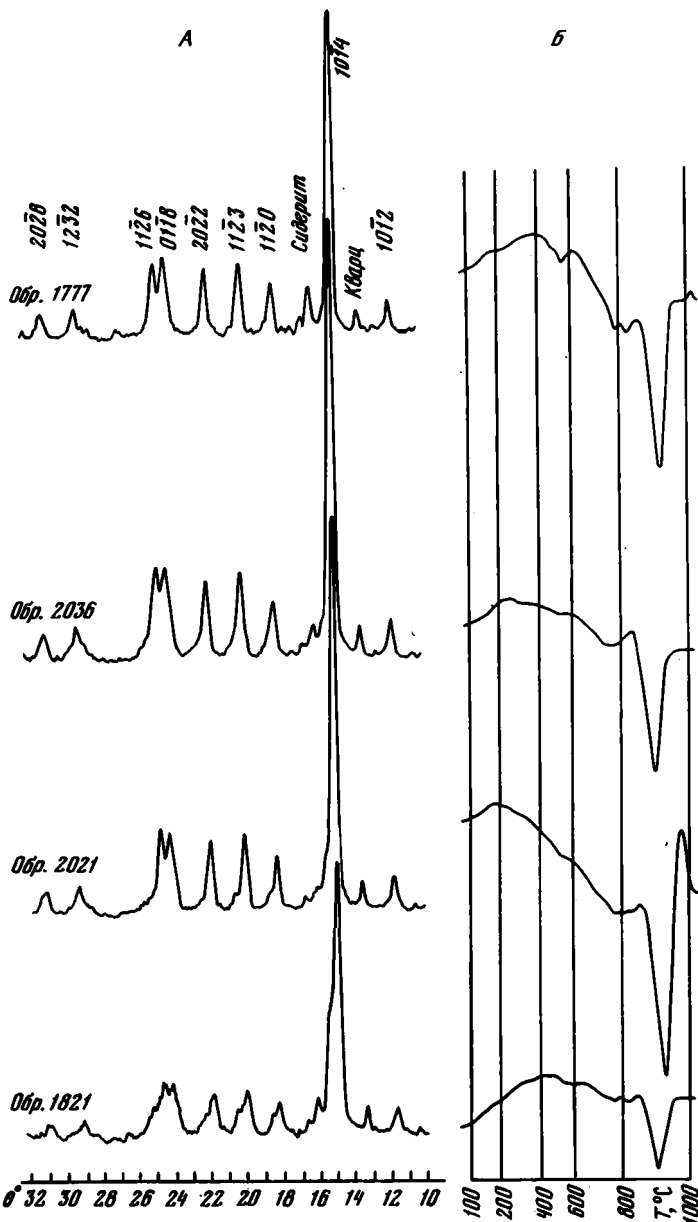
Самостоятельная фаза $MgCO_3$ ни на одной дифрактограмме не фиксируется, хотя количества этого компонента, по данным химического анализа, вполне достаточно, чтобы в случае присутствия свободного магнетита наблюдался его рефлекс высшего порядка (2,74 Å).



Р и с. 19. Треугольные диаграммы карбонатных компонентов чокракских (а-е - I) и карганских (а-е - II) конкреций
 а - "кальцитовые" незональные стяжения и ядра зональных конкреций; б - "сидеритовые" незональные стяжения и внешние части зональных конкреций; е - зональные конкреции; точки, соответствующие составу центральной и внешней части одного стяжения, соединены

С другой стороны, на некоторых дифрактограммах (обр. 1777, 1821, 2036 на рис. 20 и 2023 а, 2173 а на рис. 21) отмечается небольшой по интенсивности пик (2,78–2,79 Å) отвечающий сидериту, несмотря на меньшее содержание в образцах FeCO_3 , чем MgCO_3 . Следует отметить отсутствие четкой корреляции между количеством углекислого Fe, обнаруживаемого химическим анализом и наличием сидеритовых рефлексов на дифрактограммах. Присутствие небольших количеств свободного сидерита иногда можно отметить и на термограммах, где он проявляется в виде перегибов термической кривой в пределах 610–620°. Причем обнаружение FeCO_3 термическим анализом в основном совпадает с появлением его на дифрактограммах.

Характерной особенностью рассматриваемых образцов является появление на их дифрактограммах перегибов, осложняющих ветви пиков со стороны больших углов. Такое осложнение обнаруживается как на рефлексах первого порядка, так и на более слабых. Точка перегиба соответствует значению d/n , равным примерно 2,90–2,92 Å. Подобная картина отмечается у большей части про-



Р и с. 20. Дифрактограммы (А) и термограммы (Б) чокракских карбонатных конкреций

анализированных конкреций. В обр. 2091/7а этот эффект достигает максимального своего выражения — появляется четко выраженный рефлекс (2,91 Å), по интенсивности незначительно уступающий кальцитовому (см. рис. 21). Вместе с тем иногда этот пик отсутствует (обр. 2036, 2173 а, 1777).

Отметим также некоторые характерные особенности термограмм исследованных образцов. Во-первых, обращает на себя внимание своеобразное поведение термической кривой в температурном интервале 800–860° (см. рис. 20). Здесь в одних случаях прослеживаются два небольших, но отчетливых эндотермических прогиба (обр. 1777), в других кривая приобретает волнистый, "неустойчивый" характер (обр. 2021).

Другой особенностью является появление отчетливого экзотермического максимума, следующего за эндотермическим опусканием кривой, соответствующим диссоциации кальцита. По всей видимости, его следует связывать с окислением небольшого количества закиси Fe, изоморфно входящего в решетку каль-

Таблица 7
Рентгенограммы кальцитовых конкреций

hkl	Кальцит				Обр. 1777		Обр. 1821		Обр. 2021		Обр. 2036	
	[Михеев, 1957]		[Graf, 1961]		i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n
	i	d/n	i	d/n								
1012	2	3,849	12	3,8551	1	3,812	1	3,811	1	3,817	1	3,811
1014	10	3,029	100	3,0369	10	3,00	10	3,00	10	3,00	10	3,006
0006			3	2,8440								
1120	5	2,490	14	2,4949	1	2,469	1	2,469	1	2,470	1	2,469
1123	6	2,277	18	2,2848	2	2,261	2	2,263	2	2,260	2	2,258
2022	7	2,088	18	2,0946	2	2,074	1	2,073	2	2,071	2	2,070
0224			5	1,9275								
0118	8	1,912	17	1,9127	2	1,892	2	1,890	2	1,891	2	1,889
1126	9	1,869	17	1,8755	2	1,856	2	1,854	2	1,855	2	1,854
2131	2	1,626	4	1,6259								
1232	6	1,601	8	1,6042	1	1,590	1	1,590	1	1,590	1	1,586
2028	6	1,520	4	1,5180	1	1,503	1	1,504	1	1,506	1	1,504

Состав карбонатной части конкреций*

CaCO ₃	83,82	79,12	85,61	87,86
	83,20	77,22	84,32	87,10
MgCO ₃	9,31	16,54	10,80	7,86
	10,93	19,16	12,62	9,23
FeCO ₃	6,87	3,7	3,59	4,28
	5,87	3,13	3,06	3,67
MnCO ₃	Нет	0,62	Нет	Нет
		0,49		

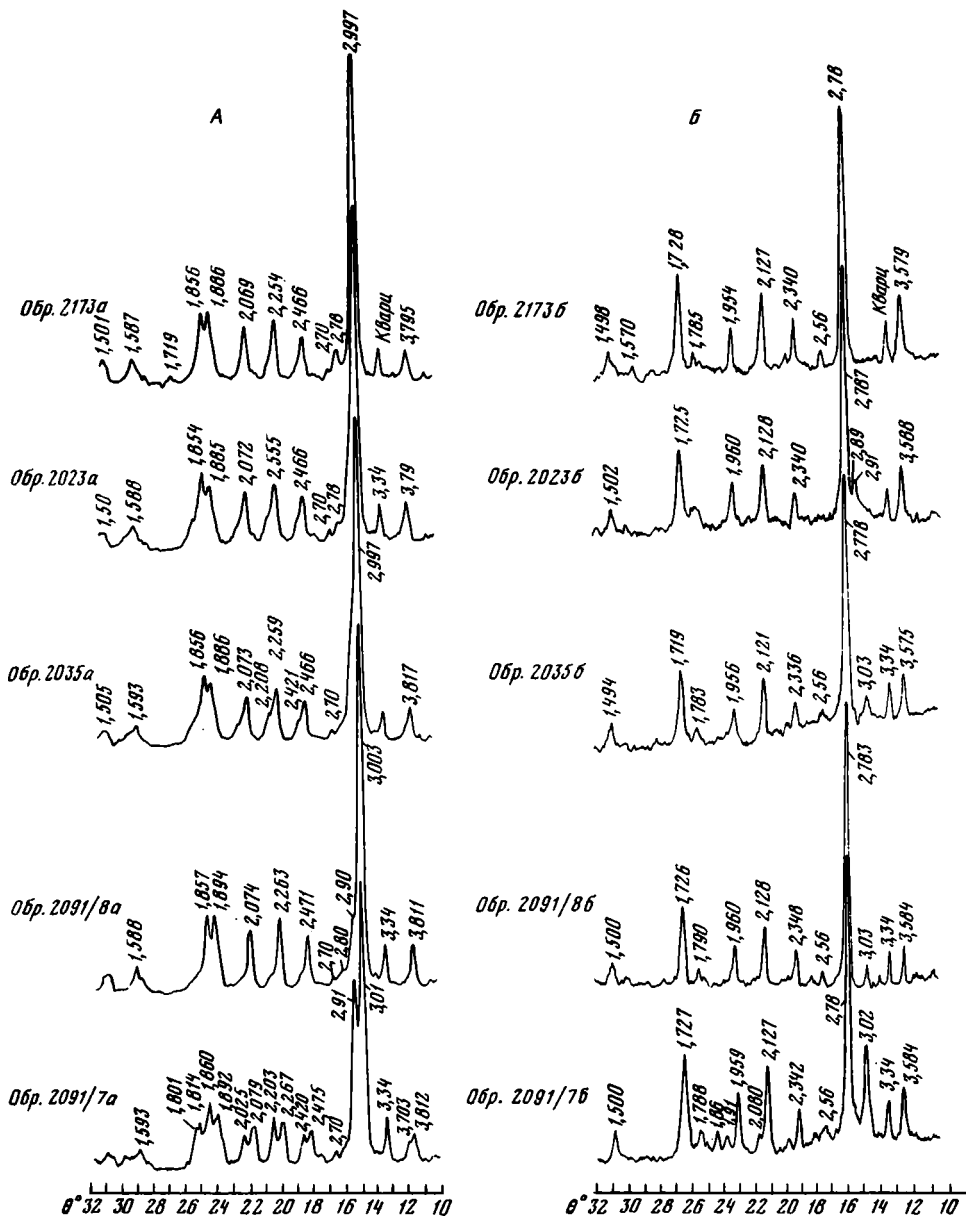
* В числителе — в весовых процентах, в знаменателе — в молекулярных.

цита. Этот эффект может также обуславливаться окислением примеси Mn⁺⁺, но в данном случае корреляции между появлением экзотермического эффекта и присутствием в породе MnCO₃ нет.

Наконец, прослеживающийся на многих термограммах пологий экзотермический подъем кривой с максимумом около 400°С, по всей вероятности, связан с присутствием в породе сульфидных минералов (пирита), которые хорошо прослеживаются в шлифах этих пород, а также на дифрактограммах в виде слабого рефлекса I порядка — 2,696 Å (200). Способствовать усилению этого эффекта может содержащаяся в образцах небольшая примесь ОВ.

Таким образом, общий обзор имеющихся данных различных анализов показывает, что в образцах присутствует смесь из трех карбонатных минералов. При широком развитии изоморфизма такая многокомпонентность затрудняет определение минералогического состава. Чтобы по возможности точнее диагностировать главный компонент, слагающий конкреции этого типа, а также выяснить, какой минерал обуславливает появление на дифрактограммах рефлекса с d/n, равным 2,90–2,92 Å, рассмотрим два наиболее отличающихся друг от друга образца — конкрецию 2036 и ядро зонального стяжения 2091/7а.

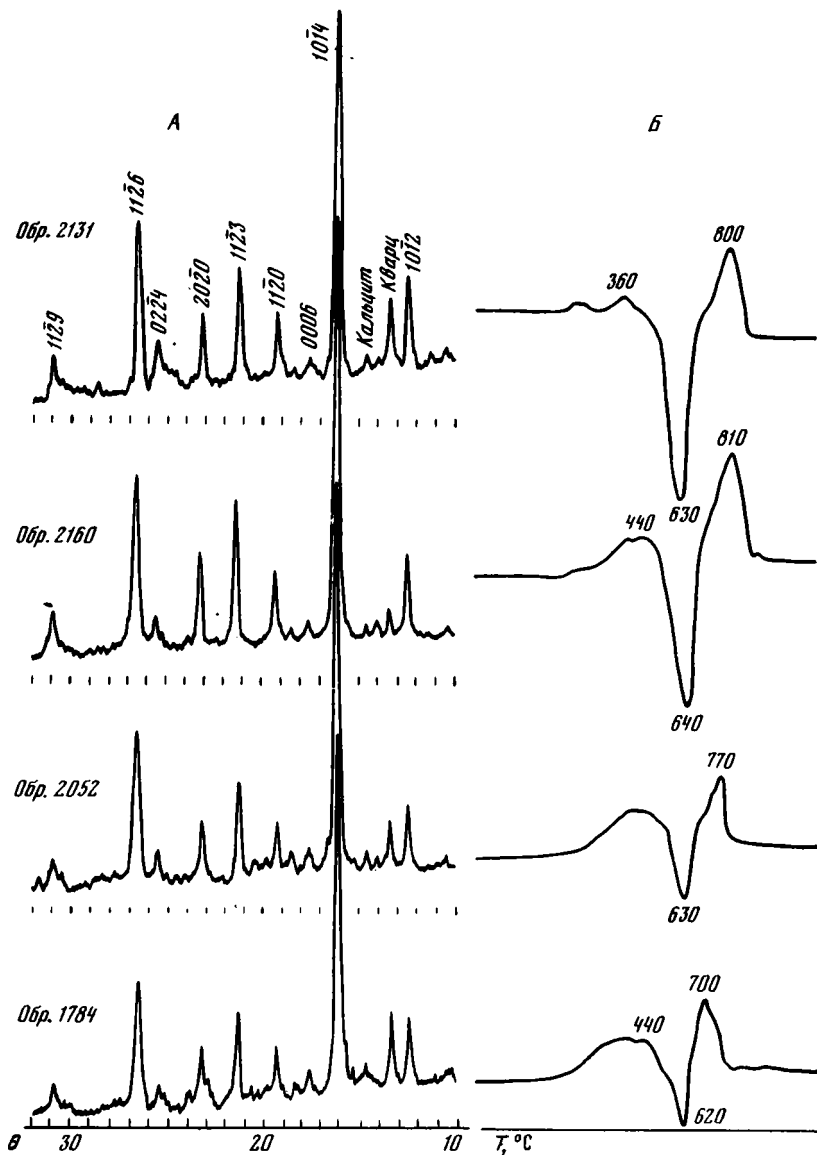
Образец 2036 (см. рис. 20) характеризуется тем, что в его составе отмечается только кальцит и очень незначительная примесь сидерита. Третьего карбонатного минерала практически нет, поскольку небольшое выполаживание у основания левой ветви кальцитового рефлекса так слабо, что им можно пренебречь. По данным химического анализа, количество FeCO₃ невелико — 4,28%, но сидерит проявляет себя как на термо-, так и на дифрактограммах; причем, судя по отсутствию экзотермического пика после эндотермического, соответствующего диссоциации кальцита — все закисное Fe связано этим минералом. Значение d/n = 2,79 Å указывает на достаточно чистую его разность, и вхождение в него Mg маловероятно. Но даже если захваченный им Mg⁺⁺ компенсируется одно-временным вхождением ионов Ca⁺⁺, то все равно из-за небольшого количества самого сидерита доля связываемого им Mg очень мала. Таким образом, следует считать, что основная часть Mg входит в структуру кальцита.



Р и с. 21. Дифрактограммы чокракских зональных конкреций
 А — внутренняя часть; Б — внешняя зона

Сравнивая значения рефлексов кальцита в конкрециях с эталонными (табл. 7), видим, что в исследуемых образцах они занижены. Это вполне понятно, если принять во внимание изоморфное замещение Ca^{++} меньшими по размеру ионами Mg^{++} . Используя правило Вегарда, согласно которому параметры элементарных ячеек кристаллов с изоморфными замещениями линейно изменяются с изменением их химического состава, оценим насколько должны измениться параметры в кальците из обр. 2036. Легко рассчитать, что вхождение 1 мол. % MgCO_3 в кальцит будет уменьшать его параметры на $0,0028 \text{ \AA}$ (исходя из величины d/h (1014), равной $3,029 \text{ \AA}$ для кальцита и $2,74 \text{ \AA}$ — для магнезита), а 9 мол. % MgCO_3 — на $0,0252 \text{ \AA}$. Соответственно значение рефлекса 1 порядка должно уменьшиться до $3,0038 \text{ \AA}$, но эта величина очень близка к полученной экспериментальным путем.

Таким образом, есть все основание считать основным конкрециеобразующим минералом магнезиальный кальцит. Этот вывод согласуется и с данными терми-



Р и с. 22. Дифрактограммы (А) и термограммы (Б) сидеритовых конкреций

ческого анализа. На термограммах в интервале 800–950°С прослеживаются два последовательных эндотермических максимума — первый слабый, без резкого перегиба, а второй — интенсивный, отчетливо выраженный. Такое поведение термической кривой также указывает на магниезильную разность кальцита.

Химический состав ядра конкреции 2091/7а сходен с составом стяжения 2036 (см. табл. 3) и отличается от последнего небольшим уменьшением содержания CaCO_3 и увеличением MgCO_3 и FeCO_3 . Как и в рассмотренном выше случае, главным компонентом является магниезильный кальцит (d/n от 1014 — 3,01 Å). Но здесь появляется и, судя по интенсивности его проявления, в значительных количествах, минерал с $d/n = 2,91$ Å (см. рис. 21). Возникает как бы двойной пик, что отчетливо прослеживается и у рефлексов более низких порядков.

Образованиями, наиболее близкими по дифракционной картине к рассматриваемому минералу, являются доломит, а также его железистая разность — анкерит. Однако значение $d/n = 2,91$ — для рефлекса I порядка несколько выше, чем у чистого доломита и даже анкерита. Так, по данным Д.Л.Графа [Граф, 1961], для анкерита величина d/n соответствующего рефлекса — 2,899 Å, а теоретически вычисленное значение 2,914 характерно для крайнего члена ряда —

Таблица 8

Рентгенограммы карбонатных конкреций

hki1	Сидерит				Глинистые пачки								
	[Михеев, 1957]		[Graf, 1961]		Обр. 1782		Обр. 1734		Обр. 1778		Обр. 1819		
	i	d/n	i	d/n	i	d/N	i	d'n	i	d/n	i	d/n	
1012	6	3,592	25	3,5903	2	3,575	2	3,575	2	3,589	2	3,584	
1014	10	2,791	100	2,7912	10	2,781	10	2,778	10	2,781	10	2,781	
0006	1	2,572	—	2,5622	1	2,559	1	2,555	1	2,559	1	2,56	
1120	6	2,348	20	2,3443	1	2,341	1	2,337	2	2,34	2	2,338	
1123	7	2,135	27	2,1318	2	2,126	2	2,125	3	2,127	3	2,128	
2022	6	1,966	30	1,9629	2	1,9555	2	1,958	2	1,959	2	1,96	
0224	5	1,799	15	1,7952	1	1,785	1	1,794	1	1,7845	1	1,7911	
0118	9	1,733	35	1,7369									
1126			44	1,7296	3	1,722	3	1,727	3	1,723	3	1,727	
2131	2	1,527	—	1,5271									
1232	4	1,505	19	1,5050	1	1,500	1	1,498	1	1,499	1	1,505	
1011			—	1,4377									
2134	4	1,426	16	1,4253	1	1,418	1	1,422	1	1,417	1	1,428	

Состав карбонатной части конкреций*

FeCO ₃	61,55	61,96	62,67	44,0
	55,19	55,33	55,77	38,11
MgCO ₃	25,64	28,43	29,82	30,86
	31,54	34,85	36,49	36,71
CaCO ₃	12,4	9,24	7,16	24,65
	12,86	9,51	7,42	24,67
MnCO ₃	0,41	0,37	0,35	0,54
	0,41	0,31	0,31	0,50

*См. сноску к табл. 7.

CaFe(CO₃)₂. З.В.Тимофеева и П.П.Кузнецова [1964] для довольно чистого анкерита указывают d/n (1014) = 2,901 Å. То, что полученные нами значения выше по сравнению со всеми минералами этой группы, кроме кальцита, может объясняться только внедрением в структуру доломита избыточных количеств крупных ионов Ca⁺⁺.

Достаточно точно оценить количество закиси Fe, входящего в этот минерал, трудно, так как, с одной стороны, какая-то часть Fe⁺⁺, видимо, связана с кальцитом, на что указывает небольшой экзотермический пик после кальцитового эндотермического эффекта, а с другой — нельзя исключать возможности присутствия в образце примеси сидерита, не фиксируемой физическими методами. Вместе с тем, вполне возможно, какая-то часть Fe⁺⁺ входит в рассматриваемый минерал, с чем можно связать появление на термограмме пиков, похожих на анкеритовые. На то, что в результате не образуется настоящей анкерит, указывает следующее обстоятельство. По данным Р.А.Хауи и Ф.М.Броудхарста [Howie, Broadhurst, 1958], интенсивность рефлексов анкерита (меньшего, чем I порядка) очень мала и по 100-бальной шкале ни в одном случае не превышает 10. Интенсивности рефлексов в обр. 2091/7а достаточно сильны и сопоставимы с соответствующими пиками, характерными для доломита. Исходя из изложенного выше, рассматриваемый минерал следует считать доломитом кальциевым, слабоанкеритизированным.

Таким образом, в конкрециях описываемого типа главным конкрециеобразующим минералом является магниальный кальцит; в виде незначительной примеси иногда отмечается присутствие доломита, характеризующегося несколько увеличенными параметрами решетки, и следы сидерита.

Охарактеризуем теперь минералогический состав внешних частей зональных стяжений и аналогичных им по составу незональных конкреций из пачек бурых глин. Эти образования так же, как и рассмотренные выше, слагаются карбонатами Ca, Mg, Fe, Mn, однако, соотношение их в породе существенно иное. На

Глинистые пачки						Сидеритовые прослои				Песчано-глинистые пачки			
Обр. 2131		Обр. 1802		Обр. 2052		Обр. 1733		Обр. 1743		Обр. 1796		Обр. 2071	
i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n
2	3,565	2	3,589	2	3,578	2	3,575	2	3,579	2	3,584	2	3,579
10	2,774	10	2,783	10	2,780	10	2,778	10	2,775	10	2,780	10	2,778
1	2,55	1	2,559	1	2,555	1	2,56	1	2,557	1	2,55	1	2,55
2	2,333	2	2,342	1	2,338	1	2,341	1	2,340	2	2,336	2	2,336
3	2,117	3	2,130	2	2,127	3	2,123	3	2,123	3	2,126	3	2,120
2	1,951	2	1,96	2	1,957	2	1,956	1	1,962	2	1,960	2	1,954
1	1,783	1	1,793	1	1,787	1	1,788	1	1,788	1	1,788	1	1,782
4	1,720	3	1,725	4	1,724	3	1,723	3	1,722	3	1,723	4	1,720
1	1,497	1	1,500	1	1,499	1	1,496	1	1,499	1	1,499	1	1,497
1	1,421	1	1,422	1	1,421	1	1,419	1	1,418	1	1,418	1	1,418

Состав карбонатной части конкреций*

64,28	51,90	56,61	55,96	56,35	52,50	64,7
57,63	45,12	49,34	49,34	49,54	45,53	57,63
27,58	34,44	36,82	30,12	32,14	36,58	31,89
33,96	41,19	44,10	36,47	38,76	43,62	38,97
7,80	13,44	6,18	13,67	11,27	10,64	3,07
8,10	13,49	6,26	13,99	11,50	10,65	3,20
0,34	0,22	0,4	0,24	0,24	0,28	0,26
0,31	0,20	0,30	0,20	0,20	0,20	0,21

диаграмму б-1 (см. рис. 19) нанесены данные химического анализа исследованных образцов. Как видим, главным компонентом является FeCO_3 (45–65%), в значительных количествах присутствует MgCO_3 (25–35%), в гораздо меньших CaCO_3 – (3–15%), редко больше. Содержание MnCO_3 – 0,4–0,5%, но в отличие от кальцитовых конкреций примесь его фиксируется всегда.

Как и в предыдущем случае, важно выяснить являются ли три главных карбонатных компонента самостоятельными минералами либо они представляют собой более сложные изоморфные смеси?

Анализ дифрактограмм (см. рис. 21, 22) показывает, что в образцах присутствует два карбонатных минерала – один из них близок к сидериту, а другой является кальцитом. Несмотря на большое количество MgCO_3 , рефлексов соответствующих магнезиту не отмечено. Весь Mg, очевидно, входит в виде изоморфной примеси в имеющиеся минералы.

Из-за небольших количеств кальцит на дифрактограммах улавливается только по наличию рефлекса l порядка. Значение d/n указывает на то, что в кальцит ионы меньшего по сравнению с Ca размера не входят, а если это и происходит, то в ничтожных количествах. Зато иногда наблюдается противоположная тенденция – завышение значений d/n у кальцита; при этом нельзя исключать возможности появления в виде изоморфной примеси крупных ионов таких элементов, как Sr.

Таким образом, небольшое количество кальцита и его относительная чистота говорят о том, что в данном случае этот минерал не связывает сколько-нибудь заметных количеств Mg.

Напротив, все значения сидеритовых пиков на дифрактограммах указывают на уменьшенные межплоскостные расстояния. Как видно из табл. 8, величины d/n занижены на 0,009 – 0,017 Å по сравнению с эталонными значениями, приводимыми В.И. Михеевым [1957] – 2,791 Å и Д.Л. Графом [Graf, 1961] – 2,7912 Å, и равны 2,774–2,783 Å. В рассматриваемом случае единственным ионом, который

может обусловить подобный эффект, является Mg^{++} , изоморфно замещающий Fe^{++} в сидерите.

Используя правило Вегарда, оценим, насколько уменьшится величина d/n , считая, что приблизительно 35–40% ионов Fe^{++} замещено Mg^{++} . Получим — 2,771–2,774 Å. Такое сравнительно небольшое отклонение объясняется близостью размеров ионов Fe^{++} и Mg^{++} (соответственно 0,80 и 0,74 Å). Однако зачастую наблюдаемое уменьшение параметров минерала меньше ожидаемого. Это, по всей видимости, связано с входением в структуру сидерита одновременно с Mg небольшого количества Ca . На возможность такого явления в диагенетических карбонатах указывали различные исследователи: Б.Г.Эренбург [1962], П.В.Зарицкий [1964а,б, 1965, 1966а,б], Н.В.Логвиненко и соавторы [1964]. Как показал Б.Г.Эренбург, входение 1% $MgCO_3$ понижает параметр "а" ячейки на 0,0006КХ, в то время как 1% $CaCO_3$ повышает его на 0,003КХ, т.е. влияние эквивалентных количеств $MgCO_3$ и $CaCO_3$ отличается в 5 раз. Поэтому в тех случаях, когда в исследуемых конкрециях Fe^{++} изоморфно замещается Ca^{++} , происходит это в весьма ограниченных масштабах. В рассматриваемых стяжениях замещается, видимо, не более 1–3% Fe^{++} , хотя, по мнению П.В.Зарицкого, изоморфизм этого типа может достигать 8–10%.

Показательным является сравнение результатов анализов конкреций с различными количествами $CaCO_3$. В обр. 1796 содержится около 3% $CaCO_3$, в обр. 1819 — 25%, однако на фоне этих значительных изменений химического состава конкреций, появления разностей сидерита, обогащенных Ca , так называемых кальциевых сидеритов, не наблюдается.

Отмеченное ограниченное входение $CaCO_3$ в сидерит может объясняться, во-первых, трудностью замещения крупным ионом Ca^{++} , гораздо меньшего по размерам иона Fe^{++} , а во-вторых, разновременностью образования кальцита и сидерита в диагенезе.

В связи с входением в структуру сидерита значительных количеств Mg , мы имеем дело уже не с собственно сидеритом, а с минералом ряда $FeCO_3 - MgCO_3$. Причем по составу часть образцов отвечает сидероплезиту, а часть — пистомезиту. В настоящей работе мы не проводили разграничения между этими минералами, а объединяли их, вслед за В.Б. Татарским [1955], под названием магнисиодериты.

Термический анализ для выяснения особенностей минерального состава магнисиодеритовых конкреций по сравнению с химическими и рентгеновскими данными новой информации не дает, а подтверждает общие выводы о карбонатных минералах. На термограммах (см. рис. 22) изображены кривые, характерные для сидерита. Экстремумы эндотермических пиков диссоциации $FeCO_3$ во всех проанализированных пробах превышают $600^\circ C$ и колеблются в основном в интервале $600-650^\circ C$. Такой сдвиг в область больших температур следует, видимо, связывать с высоким содержанием в сидерите Mg . Имеются указания [Цветков и др., 1964], что начало эндотермического эффекта наблюдается около $450^\circ C$ для образцов с малым содержанием ионов Mg и Mn и доходит до $550^\circ C$ в случае пистомезита.

Экзотермические пики, соответствующие окислению закиси Fe , возникшей в процессе диссоциации сидерита, в одних случаях следуют непосредственно за эндотермическими максимумами, в других же бывают несколько сдвинуты в область больших температур. Наблюдаемое отличие термограмм магнисиодеритов, очевидно, объясняется воздействием на процессы, идущие при нагревании карбонатных минералов, примеси алевритового и главным образом глинистого материала, а также трудностью соблюдения строго идентичных условий при проведении термического анализа.

Многие исследователи при изучении сидерита отмечают раздвоение рефлексов на дифрактограммах, т.е. появление дублетов [Эренбург, 1962; Зарицкий, 1965; Перозин, Мандрикова, 1966; Pearson, 1974а,б]. Подобное явление связывается с существованием двух фаз — обычного сидерита и кальциевого сидерита. Г.Н.Перозин и Н.Т.Мандрикова считают, что образование кальциесидерита происходит при перекристаллизации пелитоморфного сидерита в яснокристаллический при наличии в породе Ca . Действительно, все упомянутые исследователи изучали сидериты из палеозойских и мезозойских отложений, подвергшихся воздействию катагенетических процессов. В чокракско-караганских отложениях отмеченного эффекта ни в одном из проанализированных образцов не наблюдается. Вполне возможно, что это объясняется сравнительной молодостью изучаемых отложений, в которых отсутствуют следы катагенетических изменений. Следует, однако, отметить, что П.В.Зарицкий [1971а] считает более вероятным образование двухфазного сидерита в диагенезе.

Т а б л и ц а 9

Состав карбонатной части майкопских конкреций, %

Место отбора образца	№ обр.	FeCO ₃	MgCO ₃	CaCO ₃	MnCO ₃
р. Сулак	2122	67,58	4,68	6,72	21,02
р. Ярык-су	2144	71,91	18,01	7,98	2,11
р. Элистанжи	1720/1	74,17	20,47	4,59	0,78
"	1720/2	70,81	18,01	9,9	1,28
р. Асса	2172	86,54	5,48	6,04	1,95

П р и м е ч а н и е. Содержание МНО варьирует от 5 до 17%.

Т а б л и ц а 10

Состав карбонатной части конкреций, %

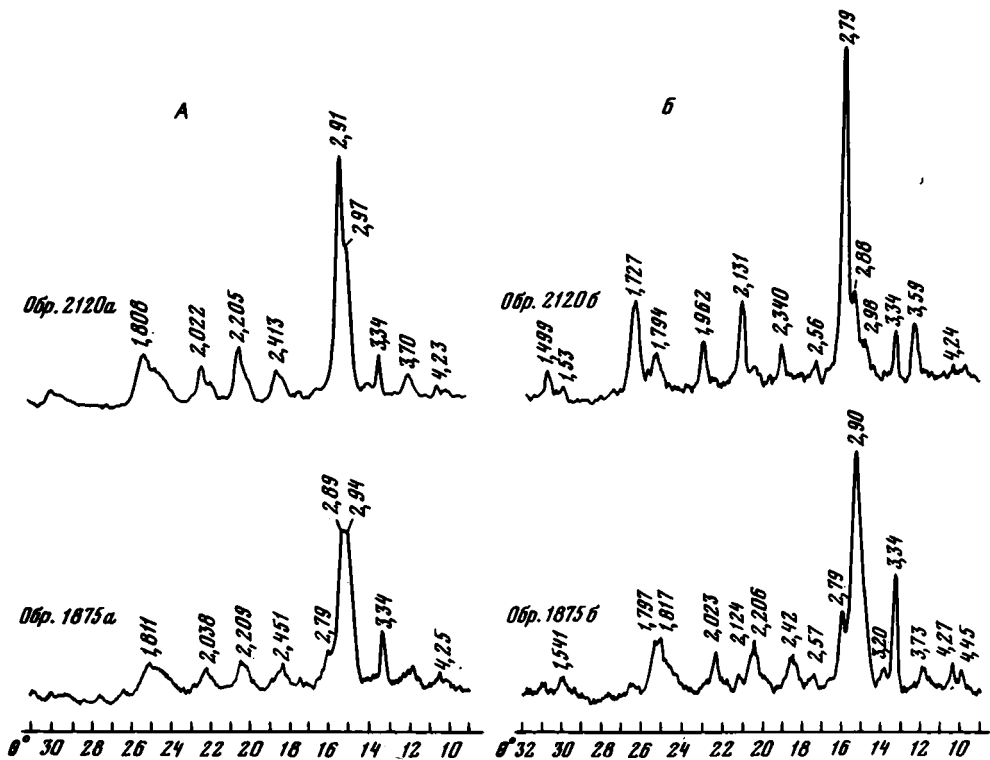
№ обр.	CaCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	MnCO ₃
2120/а	69,54	5,72	24,54	0,20
2120/б	27,83	38,23	33,48	0,46
1875/а	66,54	9,91	23,39	0,16
1875/б	58,76	14,24	26,76	0,23

Подстилающая чокракские отложения майкопская толща также содержит многочисленные конкреции. Для того чтобы выяснить отразился ли переход от майкопских отложений к чокракским, на минеральном составе стяжений было проанализировано пять майкопских конкреций, отобранных из горизонта, непосредственно подстилающего тарханский мергель в разрезах по рекам Сулак, Ярык-су, Элистанжи, Асса. Конкреции представляют собой эллипсоидальные тела диаметром 0,3–0,7 м и толщиной 0,15–0,25 м, сложенные серой однородной карбонатной массой.

Соотношение компонентов, слагающих эти конкреции (табл. 9), несколько иное, чем в чокракских сидеритовых стяжениях. Увеличивается содержание FeCO₃ (до 70–80%), количество MgCO₃ наоборот уменьшается, не превышая 20% и даже опускаясь до 5–6%, чего в чокраке никогда не отмечалось; значительно уменьшается также содержание МНО. Кроме того, обнаруживается тенденция к повышению содержания Mn. Если в чокракских стяжениях количество MnCO₃, как правило, не превышает 0,4–0,5%, то в исследованных майкопских оно находится на уровне 1,5–2%, а в сулакских конкрециях достигает 20%. Как показывают данные дифрактометрии, самостоятельный марганцевый минерал не фиксируется, а Mn изоморфно входит в структуру FeCO₃ (в обр. 2122 $d/n = 2,81 \text{ \AA}$).

Таким образом, не считая локального резкого возрастания содержания Mn в конкрециях разреза р. Сулак, региональной закономерностью является увеличение магнезиальности железистых карбонатов, слагающих диагенетические стяжения, при переходе от майкопской толщи к чокракской.

Караганские конкреции. Отличия между чокракскими и караганскими конкрециями, выраженные в текстурно-структурных особенностях, находят свое отражение и в их минеральном составе. Это подтверждается данными химических, рентгеновских и термических анализов. Сравнение диаграмм а-I и а-II (см. рис. 19) указывает на то, что главное отличие караганских конкреций заключается в увеличении магнезиальности карбонатов слагающих стяжения и, прежде всего, их ядра. В результате более широкое распространение, чем в чокраке, получает доломит. На рис. 23 приведены дифрактограммы весьма типичной для карагана зональной конкреции (обр. 2120, р. Фортанга). Как видим, главным компонентом в ядре стяжения является доломит с несколько завышенными значениями рефлексов (2,91 Å). Помимо него, присутствует еще один карбонатный минерал, вызывающий перегиб на правой ветви пика и соответствующий высокомагнезиальному кальциту (2,97 Å). Обращает на себя внимание тот факт, что по сравнению с чокракскими (однотипными) стяжениями имеется тот же набор минералов, но они как бы меняются ролями — главным компонентом здесь становится доломит, а кальцит находится в подчиненном количестве. Преобладание



Р и с. 23. Дифрактограммы караганских зональных конкреций

доломитовой фазы в этих конкрециях подтверждается данными химического анализа (табл. 10) — происходит увеличение магниальности пород до 25–35% $MgCO_3$ по сравнению с 7–15% в однотипных образованиях в чокраке.

Пример обр. 2120 свидетельствует о проявлении в караганских карбонатах, так же как и в чокракских, интенсивного изоморфизма. Используя те же аргументы, которые были изложены ранее, следует считать, что главным компонентом в анализируемом стяжении является кальциевый слабоанкеритизированный доломит. Содержащегося в породе $FeCO_3$ (5,72% — см. табл. 10) явно недостаточно, чтобы его вхождение в структуру доломита могло ощутимо повлиять на изменение d/n и увеличение его с 2,886 Å до 2,91 Å. Так, например, значение d/n — 2,899 Å относится к анкериту с формулой $Ca_{1,03}Mg_{0,63}Fe_{0,33}(CO_3)_2$, т.е. к минералу, в котором треть Mg^{++} замещена Fe^{++} [Howie, Broadhurst, 1958].

Вместе с тем следует отметить, что вследствие более широкого распространения самого доломита в карагане явление анкеритизации здесь было более развито, чем в чокраке.

С образованием кальциевого доломита связан один интересный эффект, иллюстрацией которому служит дифрактограмма обр. 1875/а (см. рис. 23). Доломитовый пик на ней характеризуется не острой, а зубчатой, уплощенной вершиной, соответствующей интервалу 2,88–2,93 (2,94) Å. Дж.Р.Голдсмит и Д.Л.Граф [Goldsmith, Graf, 1958], отмечали, что в нескольких образцах доломитов, отобранных из мезозойско-кайнозойских отложений, имеет место избыток $CaCO_3$, входящего в структуру минерала. Причем у этих образцов наблюдались широкие и размытые пики рефлексов. Думается, что наблюдаемое нами явление по своей природе аналогично случаю, описываемому Дж.Р.Голдсмитом и Д.Л.Графом.

Преобладание доломита в центральных частях зональных конкреций наблюдается не всегда. Так, например, из трех конкреционных прослоев в карагане р. Ярык-су в ядрах нижних двух основным компонентом был магниальный кальцит, а доломит присутствовал в меньших количествах.

Карбонат, слагающий внешние части караганских конкреций и аналогичные им по составу незональные стяжения, несколько отличается от карбоната из однотипных конкреций чокрака. Сравнивая диаграммы б-I и б-II (см. рис. 19),

видим, что поле, образуемое точками, соответствующими составу караганских конкреций, довольно расплывчато и располагается не только в тех частях диаграмм, которые отвечают магнезиальности, но по некоторым точкам сдвинуто влево к доломиту. Это разнообразие минерального состава иллюстрируется приводимыми на рис. 23 дифрактограммами (обр. 2120/6, 1875/6). Внешняя часть конкреции 2120 сложена преимущественно минералом, близким к сидериту — 2,79 Å. Данные химического анализа (см. табл. 10) указывают на присутствие в породе значительного количества $MgCO_3$. Выше было показано, что Mg^{++} в исследуемых образцах изоморфно входит в сидерит, образуя магнезиальный сидерит, что сопровождается уменьшением значений рефлексов. Несомненно, Fe^{++} аналогично замещается Mg^{++} и в обр. 2120/6. Однако ожидаемого уменьшения величин рефлексов нет. По всей видимости, это вызвано вхождением в структуру сидерита, помимо Mg^{++} , некоторого количества крупных ионов Ca^{++} . Появление среди магнезиальных карбонатов кальцийсодержащих разновидностей является отличительной особенностью караганских карбонатных пород.

На той же дифрактограмме прослеживаются отчетливые пики, свидетельствующие о присутствии в образце доломита и небольшой примеси магнезиального кальцита. Отмечено также вхождение доломита во внешнюю зону конкреций и иногда в значительных количествах. Показательным в этом отношении является обр. 1875/6, в котором доломит является основным компонентом породы, а сидерит находится в подчиненном количестве.

Однообразие минерального состава не свойственно также и зональным стяжениям, морфологически схожим с магнезиальными конкрециями чокракскими. Некоторые из них полностью идентичны чокракским, другие же заметно отличаются, будучи сложены двумя компонентами — кальцийсодержащим магнезиальным сидеритом и доломитом, к которым иногда добавляется примесь магнезиального кальцита.

Отличие составов чокракских и караганских зональных конкреций весьма наглядно проявляется при сравнении диаграмм θ -I и θ -II (см. рис. 19). Каждая конкреция на диаграмме представлена двумя точками, которые отражают состав внутренних и внешних частей; точки соответствующие одному стяжению соединены. Сходство зональных конкреций состоит в характерном для всех анализировавшихся образцов увеличении содержания $FeCO_3$ во внешней части, что сопровождается повышением магнезиальности. Причем имеются стяжения, состав которых в обоих случаях почти тождествен. Разница же заключается в гораздо большем отличии составов центральных и внешних частей у чокракских зональных конкреций, чем у караганских. Точки, соответствующие составу чокракских конкреций, образуют два поля — магнезиальнокальцитовое и магнезиальное, которые на диаграмме значительно отстоят друг от друга. Напротив, поля караганских стяжений заметно сближены и даже пересекаются, включая в себя в одном случае магнезиальный кальцит и доломит, а в другом — магнезиальный сидерит и доломит.

Доломитовые конкреции. Между конкрециями этого типа из чокракских и караганских отложений нет различий. На треугольной диаграмме (рис. 24) точки, соответствующие составу конкреций этого типа, образуют довольно компактное поле, отвечающее доломиту. Такой состав конкреций подтверждается рентгенометрическими и термическими данными. На рис. 24 и в табл. 11 приведены характерные для доломитов этих конкреций дифрактограммы и величины d/n . В общем они близки к эталонным, указываемым В.И.Михеевым [1957] и Д.Л.Графом [Graf, 1961], лишь в небольшой степени превышая их. Последнее, видимо, связано с дополнительным вхождением в доломит незначительного количества Ca^{++} и Fe^{++} .

В некоторых случаях (обр. 1867) карбонат закиси Fe появляется в виде самостоятельной сидеритовой фазы (см. рис. 24). Как видно из данных химических анализов, в образцах имеет место небольшой избыток $CaCO_3$ по сравнению с необходимым его количеством для полного связывания в доломит с $MgCO_3$. Действительно, на дифрактограммах отмечаются слабые пики, соответствующие магнезиальному кальциту (обр. 1867, 2115).

Таким образом, для этого типа конкреций характерно резкое преобладание доломита над другими карбонатными компонентами; доломит в данном случае играет роль конкрециеобразователя.

Конкреции гипсоносной толщи. Состав конкреций, связанных с гипсоносной толщей, значительно отличается от состава всех остальных чокракско-караганских стяжений. На треугольной диаграмме (рис. 25, Б) точки, соответствующие со-

Таблица 11

Рентгенограммы доломитовых конкреций

Доломит				Обр. 1867		Обр. 2078		Обр. 2096		Обр. 2115	
[Граф. 1961]		[Михеев, 1957]									
i*	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n
	5,3366										
3	4,0297	1	(4,46)	1	4,454	3	4,45	2	4,45	2	4,46
5	3,6939	3	4,10	2	4,04	4	4,04	2	4,04	2	4,04
		2	3,683	7	3,692	9	3,682	9	3,702	7	3,70
		3	3,174	4	3,18	9	3,18	4	3,20	3	3,185
100	2,8855	10	2,883	100	2,890	100	2,892	100	2,89	100	2,893
10	2,6683	2	2,664	5	2,665	9	2,686	5	2,668	5	2,678
8	2,5382	1	2,531	4	2,538	4	2,536	6	2,543	4	2,538
		1	2,461				2,46				
10	2,4039	2	2,402	10	2,401	13	2,403	17	2,403	14	2,403
		1	2,229			4	2,229				
30	2,1918	5	2,191	27	2,191	27	2,192	40	2,193	27	2,193
5	2,0645	2	2,062	4	2,059	3	2,060	4	2,066	4	2,063
15	2,0149	4	2,015	16	2,012	16	2,014	25	2,016	17	2,015
15	2,0046										
5	1,847	1	1,841	6	1,843	5	1,848	8	1,846	7	1,846
20	1,8037			20	1,804	21	1,805	23	1,807	20	1,809
30	1,7860	6	1,785	23	1,788	21	1,788	32	1,788	25	1,789
30	1,7789	3	1,768								
—	1,7454										
8	1,5662	1	1,564	4	1,566	4	1,563	3	1,566	3	1,565
10	1,5442	3	1,543	7	1,542	10	1,541	14	1,543	7	1,546

Состав карбонатной части конкреций, вес %

CaCO ₃	53,16	53,35	52,86	60,2
MgCO ₃	39,34	42,16	39,26	37,13
FeCO ₃	7,43	4,29	7,63	2,32
MnCO ₃	0,07	0,19	0,25	0,36

*Интенсивности рефлексов даны по 100-бальной шкале в связи с тем, что многие доломитовые рефлексы слабы, но отличаются друг от друга, а по 10-бальной шкале этих отличий уловить нельзя.

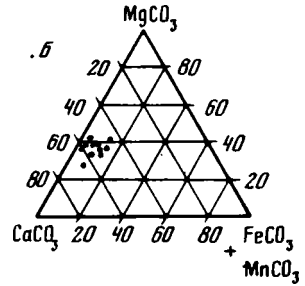
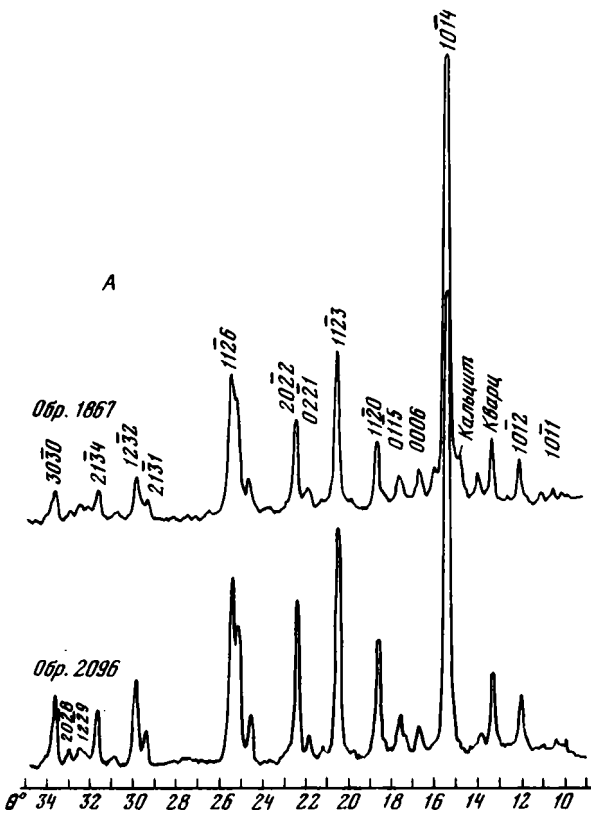
Таблица 12

Состав карбонатной части конкреций из гипсоносной толщи, %

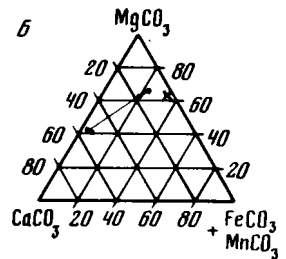
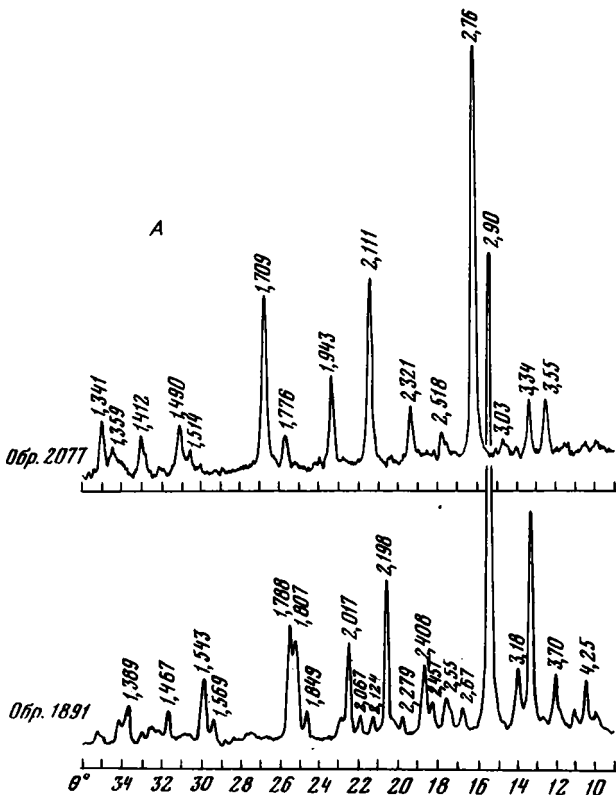
Место отбора образцов	№ обр.	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Вмещающие отложения
р. Фортанга	2077/1	2,93	60,95	35,57	0,55	Серые глины из гипсоносной толщи
	2078/2	3,52	60,65	35,13	0,7	
"	2070/а	53,05	40,94	5,60	0,41	Черные глины из-под подошвы гипсоносной толщи с зональными конкрециями
	2070/б	10,32	66,7	22,33	0,65	
р. Рошня	1891	54,22	40,34	5,03	0,4	Пестроцветная толща

ставу этих стяжений, благодаря значительно увеличенному в них количеству MgCO₃, образуют резко обособленное поле. Как видно из табл. 12, карбонат, слагающий стяжения, более чем на 60% состоит из MgCO₃; FeCO₃ играет подчиненную роль — содержание его почти в 2 раза меньше, чем MgCO₃, а MnCO₃ и CaCO₃ присутствуют в совсем незначительных количествах — доли процентов или несколько процентов.

На дифрактограммах (см. рис. 25, А) фиксируются интенсивный пик I порядка с d/n = 2,76 и слабый рефлекс, соответствующий кальциту. По величине d/n слагающий конкреции минерал занимает промежуточное положение между магнизи-



Р и с. 24. Дифрактограммы (А) и треугольная диаграмма состава карбонатной части (Б) доломитовых конкреций



Р и с. 25. Дифрактограммы (А) и треугольная диаграмма состава карбонатной части (Б) конкреций из гипсоносной и пестроцветной толщ

Образцы: косой крестик — № 2077, прямой — № 1891, точка — № 2070

том (2,741 Å по Д.Л.Графу [Graf, 1961]) и сидеритом, но ближе к первому. В породе отсутствует самостоятельная сидеритовая фаза, поэтому следует считать, что все количество $MgCO_3$ и $FeCO_3$ образует один минерал. Последний по количественному соотношению компонентов расположен вблизи границы брейнерит — мезитит и соответствует магниевым разностям мезитита. В данном случае наблюдается картина, обратная имевшей место в магносидеритах, т.е. ионы Mg^{++} замещаются Fe^{++} .

Это пример лишней раз указывает на легкость взаимозамещений, происходящих в ряду сидерит — магнезит.

С воздействием условий накопления гипсоносной толщи, несомненно, связан необычный для зональных конкреций черных глин состав стяжений из горизонта, непосредственно подстилающего нижний гипсовый прослой (обр. 2070, см. табл. 12). Как видим, карбонат, слагающий внешнюю часть стяжений, близок к составу конкреций из самих гипсоносных отложений. Ядро конкреции (2070/а) — доломитовое, что также совершенно не характерно для однотипных образований чокрака.

Карбонатные желваки из пестроцветной толщи, замещающей по простиранию гипсоносные отложения, близки по составу к чистому доломиту (табл. 12, обр. 1891).

Описанным карбонатным образованиям присуща повышенная магнизиальность, что, видимо, следует рассматривать как характерный признак диагенетических стяжений, залегающих в гипсоносных и ассоциирующих с ними отложениях. Вне этой толщи карбонаты, близкие по составу к магнезиту, не встречаются.

Карбонатные конкреции западной части профиля

Хотя карбонатные стяжения в западной части профиля сравнительно немногочисленны, они достаточно полно характеризуют специфику конкрециеобразования. Прежде всего обращает на себя внимание резко пониженное содержание в конкрециях карбоната закиси Fe. Только в двух чокракских конкрециях сидерит присутствует в значительных количествах (табл. 13) — в обр. 1959, где он достигает 30%, а также во внешней части зональной конкреции 1956/5, в которой $FeCO_3$ является основным компонентом. Причем в обоих случаях мы имеем дело с кальцийсодержащим магносидеритом. В породах р. Урух примесь карбоната закиси Fe всегда меньше 5%. Однако определенно сказать трудно: образует ли эта примесь самостоятельный минерал или изоморфно входит в другие? Лишь на отдельных дифрактограммах можно отметить очень слабые неровности кривой в областях $16^\circ \Theta$, которые, видимо, следует связывать с сидеритом (рис. 26).

Т а б л и ц а 13

Состав карбонатной части конкреций западной части профиля, %

Место отбора и возраст образца	№ обр.	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCO_3$
р. Суадаг-Дон					
чокрак	1956/2	86,43	8,25	5,23	0,10
"	1956/4	87,83	9,33	2,74	0,10
"	1956/5а	85,55	8,11	6,02	0,32
"	1956/5б	22,35	21,14	55,96	0,55
"	1959	50,23	17,23	32,04	0,5
"	1960	87,30	8,35	3,96	0,39
"	1961	94,54	0,78	4,21	0,47
"	1962	90,10	6,87	2,73	0,29
"	1965	95,31	0,59	3,72	0,36
караган	1982	76,09	19,61	3,89	0,41
"	1983	60,10	36,70	3,04	0,16
"	1993	56,34	38,1	5,3	0,26
"	1997	58,01	38,75	2,96	0,27
	607	92,49	1,69	5,49	0,38
р. Урух,					
чокрак, караган	1717	92,27	3,87	3,13	0,74
То же	1718	61,59	37,04	1,37	—

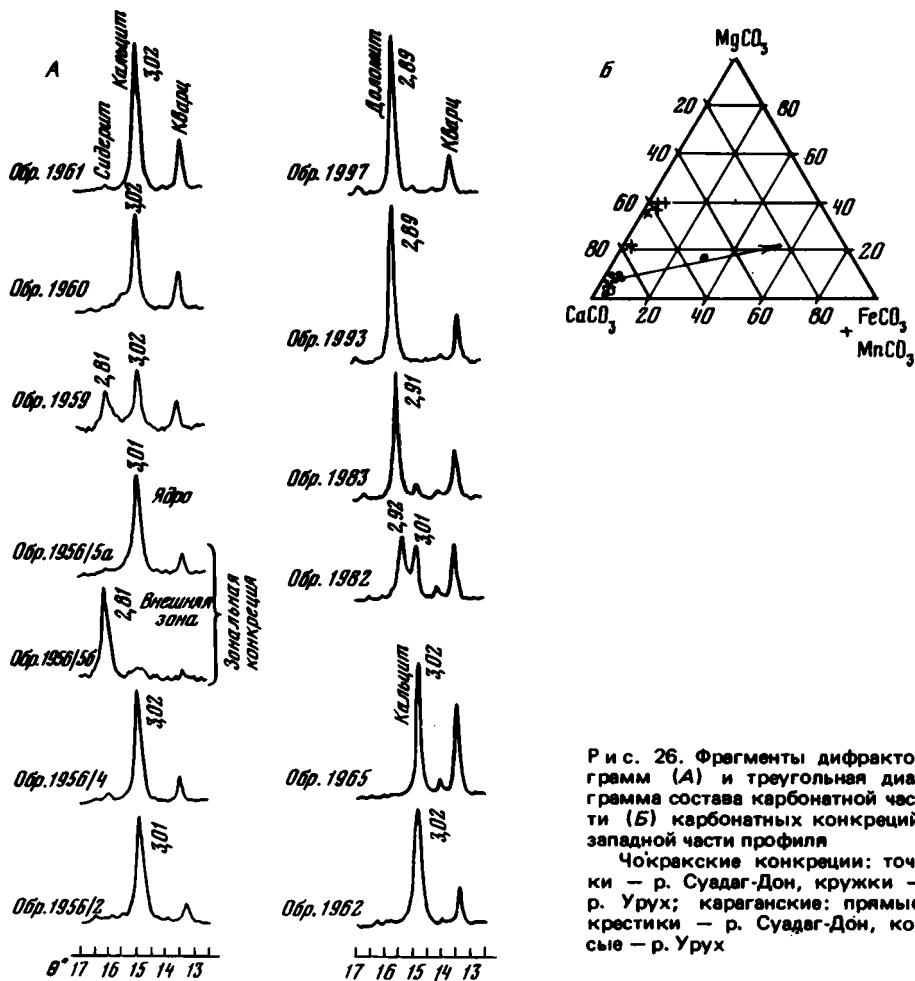


Рис. 26. Фрагменты дифрактограмм (А) и треугольная диаграмма состава карбонатной части (Б) карбонатных конкреций западной части профиля Чокракские конкреции: точки — р. Суадаг-Дон, кружки — р. Урух; караганские: прямые крестики — р. Суадаг-Дон, косые — р. Урух

В разрезе р. Суадаг-Дон магнизиально-кальцитовые конкреции распространены в чокраке, а доломитовые — в карагане. Причем в основном это мономинеральные образования, лишь в обр. 1982/1 кальцит присутствует в сопоставимых с доломитом количествах. Для этого же образца характерно наиболее завышенное значение рефлекса (2,92 Å), что вообще очень часто наблюдается в карбонатах, сложенных доломитом и кальцитом. В данном случае важно отметить очень незначительное количество карбоната закиси Fe в породе, а соответственно невозможность заметного увеличения параметров решетки доломита за счет замещения Mg^{++} ионами Fe^{++} . Несомненно, причиной, обуславливающей наблюдаемый эффект, является вхождение в доломит дополнительных порций крупных ионов Ca^{++} .

В верхней части караганской толщи конкреции сложены достаточно чистым доломитом. Также доломитовый состав имеют стяжения из серых глин карагана р. Урух (обр. 1718).

Стяжения из двух других прослоев сложены более чем на 90% $CaCO_3$, но эти конкреции залегают уже не в глинах, а в алевролитах.

Карбонатные прослой (мергели)

Судя по результатам химического анализа (табл. 14, рис. 27, Б) большинство прослоев мергелей приближается по составу к доломиту. Это подтверждается рентгеновскими данными (см. рис. 27, А). Реже прослой сложены $CaCO_3$. Почти всегда, помимо главного породообразующего минерала, присутствуют в подчиненных количествах и другие. Иногда в мергелях на равных правах сосуществуют три компонента.

Обращает на себя внимание тот факт, что во всех анализировавшихся образцах мергелей восточной части профиля присутствует карбонат закиси Fe, кото-

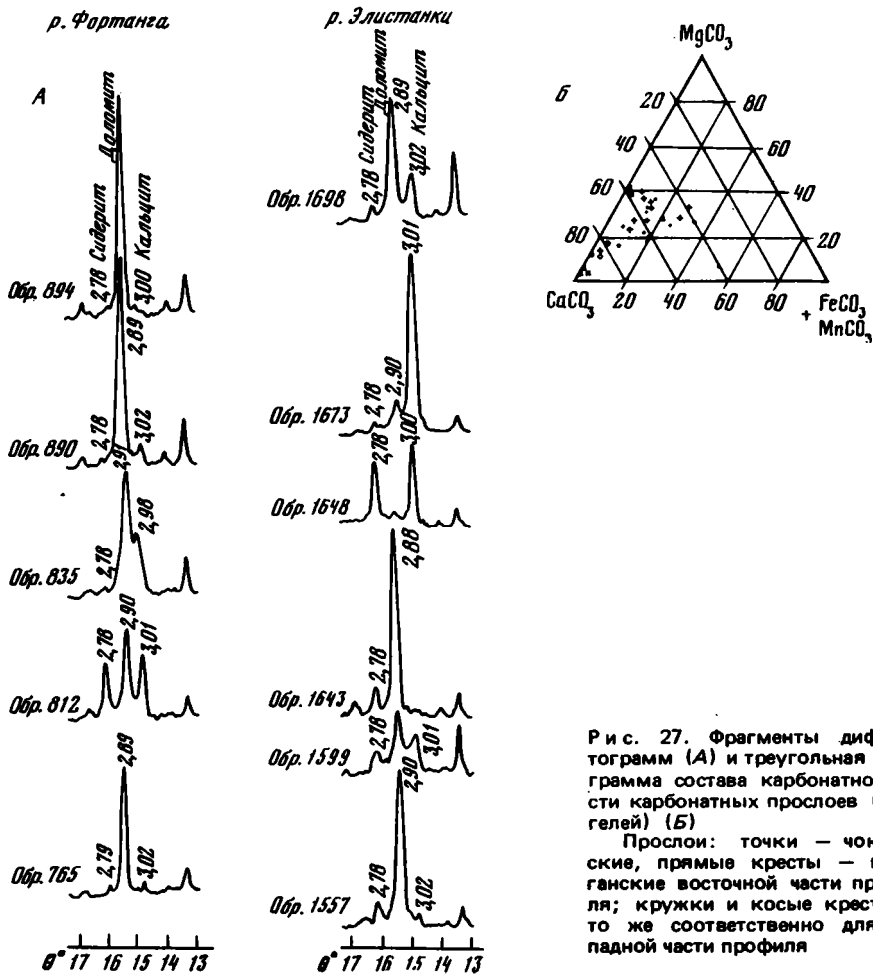


Рис. 27. Фрагменты дифрактограмм (А) и треугольная диаграмма состава карбонатной части карбонатных прослоев (мергелей) (Б)

Прослои: точки — чокракские, прямые кресты — караганские восточной части профиля; кружки и косые кресты — то же соответственно для западной части профиля

рый проявляется на большинстве дифрактограмм в виде небольшого сидеритового пика. Широкое распространение этого минерала в мергелях интересно прежде всего тем, что он явно диагенетического происхождения. Даже в мергеле а (обр. 1648, р. Элистанжи), имеющем региональное распространение и, бесспорно, образовавшемся осадочным путем, содержание сидерита значительно. Вместе с тем в карбонатных прослоях западной части профиля количество $FeCO_3$ весьма невелико и в подавляющем большинстве анализировавшихся образцов либо меньше 5%, либо вовсе отсутствует.

Сравнивая состав мергелей, прослеживающихся в разных разрезах, видим, что состав их не остается постоянным. Например, мергель β (см. табл. 14), также развитый в пределах всего Восточного Предкавказья, в разрезах р. Элистанжи и р. Фортанги характеризуется разным минеральным составом: в первом случае он сложен доломитом с небольшой примесью сидерита, а во втором — трехкомпонентной смесью доломита, магниезиального кальцита и сидерита. Наблюдаемое изменение состава мергелей, несомненно, является результатом воздействия диагенетических процессов.

Сульфидные конкреции

Изучение сульфидных конкреций в аншлифах показало, что в разных частях профиля сульфидное вещество в стяжениях состоит из изотропной массы (черной при скрещенных николях), характерной для минералов кубической сингонии и, в частности, для пирита. Лишь изредка встречаются мелкие кристаллики, которые, видимо, являются вкрапленниками других сульфидных минералов. То, что основная масса сульфида представлена именно пиритом, подтверждается данными дифрактометрии и термического анализа.

Таблица 14

Состав карбонатной части прослоев мергелей, %

№ обр.	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Место отбора и индекс мергеля	Возраст
1157	67,6	25,23	6,92	0,25	р. Сулак, β	Чокрак
1643	50,8	36,49	12,14	0,56	р. Элистанжи β	"
1278	61,17	20,3	17,78	0,75	р. М. Рошня, β	"
812	60,08	18,67	20,17	1,08	р. Фортанга, β	"
1557	54,66	33,43	11,62	0,29	р. Элистанжи	"
1599	60,66	20,00	18,53	0,81	"	"
1616	39,71	26,68	32,95	0,66	"	"
1648	50,41	25,23	23,24	1,13	Там же, α	"
1657	38,17	31,78	28,95	1,10	"	Караган
1661	53,57	33,20	12,58	0,65	"	"
1673	44,29	29,30	25,74	0,66	"	"
1693	82,65	12,38	4,56	0,41	"	"
1698	62,28	27,89	8,93	0,91	"	"
765	55,73	30,83	12,88	0,57	р. Фортанга	Чокрак
835	65,65	25,73	7,88	0,75	"	Караган
855	53,87	39,68	6,04	0,41	"	"
890	57,59	28,41	13,42	0,58	"	"
894	55,24	36,6	7,92	0,24	"	"
902	57,25	32,95	9,51	0,29	"	"
1960	88,26	11,34	Нет	0,4	р. Суадаг-Дон	Чокрак
1973	96,88	2,83	Нет	0,28	"	Караган
1979	51,26	27,77	20,58	0,39	"	"
1987	96,16	3,84	Нет	Нет	"	"
2004	58,04	41,63	Нет	0,32	"	"
623	84,12	10,41	4,96	0,51	р. Урух	Чокрак
637	79,29	16,98	3,35	0,37	"	"
662	92,14	4,18	3,01	0,67	"	Караган
672	58,94	39,43	1,63	Нет	"	"

Рентгенометрически были проанализированы сульфидные конкреции из разных разрезов. На рис. 28 изображены типичные дифрактограммы изучавшихся образцов. Из них видно, что наиболее интенсивные пики принадлежат пириту. Значения пиритовых рефлексов приведены в табл. 15. Они очень близки к величинам, указываемым для пирита В.И.Михеевым [1957], а также приводимым П.В.Зарицким [1970] для пиритовых конкреций каменноугольных отложений Донбасса. Некоторые вариации в значении рефлексов вызваны, видимо, вхождением в решетку пирита различных ионов, образующих изоморфную примесь. Обращает на себя внимание тот факт, что наибольшая интенсивность присуща пикам от отражающей сетки (200), в то время как, по данным В.И.Михеева, интенсивность 10 свойственна рефлексу от плоскости (311), а для (200) — 8. Причем подобная картина наблюдалась во всех случаях. В некоторых образцах такое увеличение интенсивности можно было бы связывать с наложением друг на друга рефлексов пирита и других присутствующих в образцах несulfидных минералов. Но отмечаемое явление, видимо, не является редкостью: П.В.Зарицкий [1970] для некоторых конкреций дисульфида Fe из углей и лагунно-болотных отложений приводит аналогичные данные.

На преимущественно пиритовый состав сульфидных конкреций указывают и результаты термического анализа — термограммы (рис. 29) близки к кривым, полученным для пирита А.И.Цветковым и Е.П.Вальяшихиной [1958]. Некоторые отличия между приводимыми термограммами вызваны присутствующими в конкрециях другими, несulfидными минералами.

Таким образом, есть все основания считать, что главным конкрециеобразующим сульфидным минералом является пирит.

В глинах часто встречаются мелкие выделения сульфидных минералов. Из-за их малых размеров определения минералогического состава затруднены. Однако, учитывая форму наиболее хорошо ограненных кристалликов, имеющих форму кубиков, и принимая во внимание состав сульфидных конкреций, нет оснований сомневаться в том, что они также сложены пиритом.

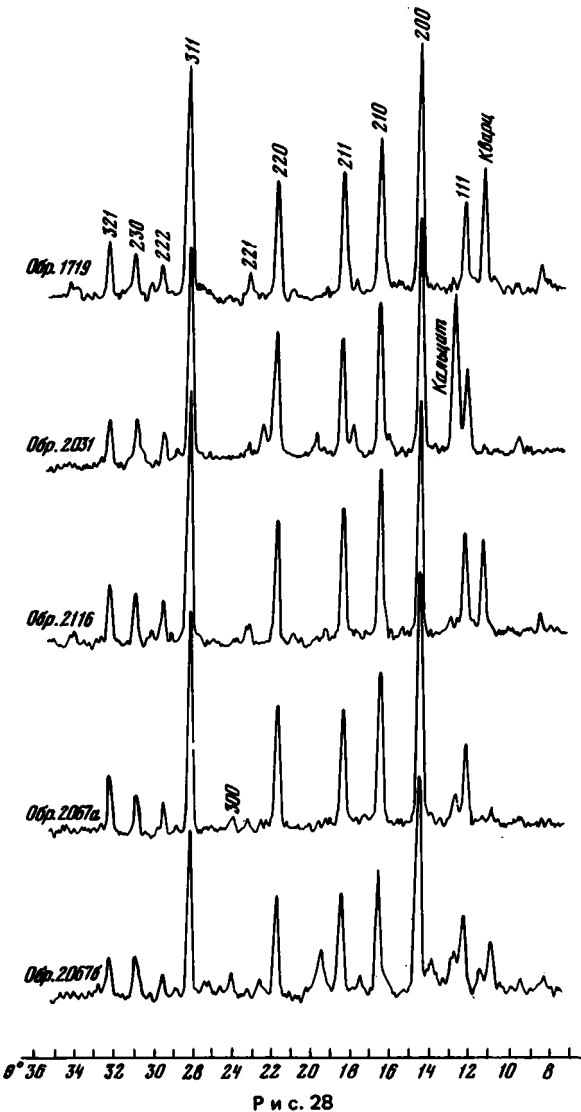
Вместе с тем на дифрактограммах присутствуют менее интенсивные, чем у пирита, рефлексы, принадлежащие другим минералам. В каждом конкретном слу-

Таблицы 15

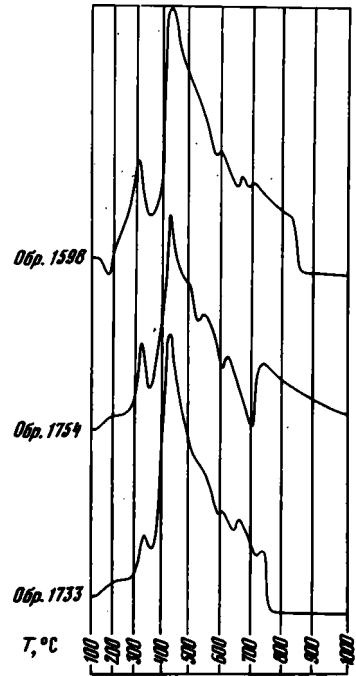
Рентгенограммы сульфидных конкреций

hkl	Пирит [Михеев, 1957]		Обр. 2067/а		Обр. 2067/б	
	i	d/n	i	d/n	i	d/n
111	2	3,102	3	3,116	4	3,116
200	8	2,696	10	2,697	10	2,699
210	8	2,417	6	2,414	6	2,414
211	7	2,206	6	2,206	5	2,205
220	6	1,908	5	1,910	5	1,908
221	4	1,796	1	1,802	1	1,801
300*	—	—	1	1,755	1	1,750
311	10	1,629	9	1,629	8	1,629
222	3	1,560	1	1,560	1	1,559
230	4	1,498	2	1,498	2	1,498
321	6	1,444	2	1,444	2	1,444

* Для отражающей плоскости (300) П.В. Зарицкий [1970] приводит значение, d/n, равное 1,751 Å.



Р и с. 28



Р и с. 29

Р и с. 28. Дифрактограммы сульфидных конкреций.

Р и с. 29. Термограммы сульфидных конкреций.

Обр. 2031		Обр. 1719		Обр. 2116		Обр. 2061	
i	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n
4	3,109	4	3,116	4	3,116	5	3,106
10	2,698	10	2,704	9	2,699	10	2,707
6	2,415	6	2,415	7	2,414	5	2,415
5	2,205	5	2,206	5	2,206	6	2,206
5	1,908	5	1,911	5	1,908	5	1,910
1	1,804	1	1,805	1	1,805	1	1,805
—	—	—	—	—	—	1	1,751
9	1,629	9	1,632	10	1,629	9	1,630
1	1,558	1	1,560	2	1,559	1	1,559
2	1,497	2	1,499	2	1,498	1	1,499
2	1,444	2	1,447	2	1,444	2	1,444

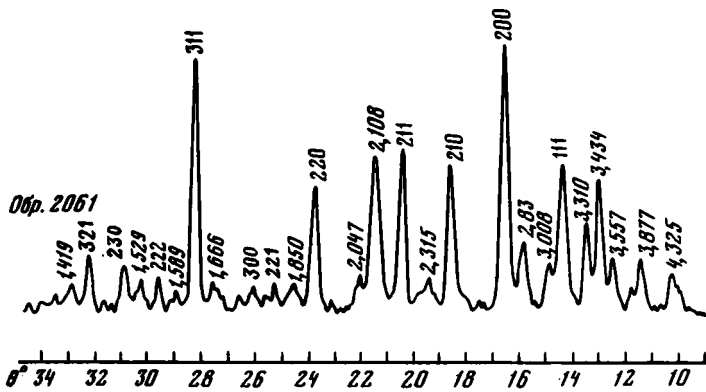
чае появляются разные минералы в зависимости от условий образования стяжений. Образцы 1719 и 2116 представляют собой сульфидные конкреции, образовавшиеся в глинах с небольшими песчано-алевритовыми линзочками. Сульфид концентрируется в этих линзочках, цементирует кварцевый материал, что и обуславливает появление на дифрактограммах четких линий кварца. Образец 2031 — стяжение из горизонта черных глин; здесь прослеживаются пики, соответствующие кальциту. Образцы 2067/а и 2067/б отобраны из зональных сульфидных конкреций, соответственно из ядра и из внешней части (см. рис. 28), обр. 2067/а является наиболее чистым пиритовым образованием, почти без примеси других минералов. В обр. 2067/б обнаружены дополнительные рефлексы, причину появления которых удобнее рассмотреть на примере обр. 2061, где аналогичные пики выражены более четко. На дифрактограмме обр. 2061 (рис. 30) пики пирита отмечены индексами плоскости отражения, а для остальных указаны значения рефлексов (в Å). Интенсивный пик 2,108 Å и целый ряд более слабых, по данным В.И.Михеева [1957], могут указывать на присутствие некоторого количества барита:

j	d/n	i	d/n	i	d/n	i	d/n
1	3,974	7	3,058	5	2,202	4	1,745
2	3,819	5	2,843	10	2,106	4	1,669
3	3,588	5	2,725	2	2,048	1	1,625
6	3,456	1	2,470	1	1,922	2	1,581
5	3,330	6	(2,322)	4	1,847	6	1,526

Как видим, к баритовым можно отнести пики со значениями 3,557; 3,434; 3,310; 3,008; 2,83; 2,108; 2,047; 1,850; 1,750; 1,666; 1,589; 1,529 Å, хотя и не все точно совпадают с эталонными величинами.

В прозрачных шлифах обнаруживается минерал, близкий по своим оптическим характеристикам к бариту; бесцветный при одном николе (см. рис. 17, з), с высоким показателем преломления, при скрещенных николях — серый. Термический анализ этого образца показывает наличие эндотермического пика в районе 1100°C, что также говорит в пользу барита. Повышенное количество Ва в этом образце (достигающее нескольких процентов — по крайней мере больше 3%) подтверждено прямыми определениями спектрального анализа. Таким образом, можно считать установленным присутствие в некоторых сульфидных конкрециях барита. Выделения аутигенного барита в чокракско-караганских глинах отмечались также С.А.Благоднаровым [1936].

На дифрактограммах обр. 2061, 2067/а, 2067/б фиксируются слабые рефлексы, которые, возможно, обусловлены примесью марказита (2,315; 1,751; 1,684; 1,666 Å). Однако они (кроме пика 2,315 Å) могут быть также результатом проявления слабых баритовых рефлексов. Но, как правило, на дифрактограммах следов марказита нет. Хотя нельзя исключать возможности присутствия в конкрециях марказита, его количество очень невелико и не превышает 5%, поскольку, как указывают Дж.Е.Изард и Ч.В.Клеменси [Izard, Clemensy, 1967], при содержании в 7,5% он уверенно фиксируется рентгенографически.



Р и с. 30. Дифрактограмма сульфидной конкреции, содержащей примесь барита

В стяжениях, возможно, есть и другие сульфидные минералы, на что указывают встречаемые иногда мелкие вкрапленники в основной пиритовой массе. Но микроскопический размер выделений не позволяет их диагностировать.

Таким образом, можно утверждать следующее.

1. Главными породообразующими карбонатными минералами являются магнезиальный кальцит, магнезидерит (иногда его кальцийсодержащая разновидность), доломит.
2. Для карбонатов характерно широкое развитие изоморфных замещений.
3. Железистый карбонат, слагающий конкреции, всегда присутствует в виде одной фазы; эффект раздвоения сидеритовых рефлексов (появление дублетов), соответствующий двухфазному сидериту, не отмечен.
4. Распределение различных карбонатов в разрезе и по профилю неравномерное. Доломит в караганских конкрециях иногда преобладает над магнезиальным кальцитом, который в чокраке в однотипных образованиях является главным компонентом. В отношении FeCO_3 прослеживается четко выраженная тенденция убывания его количества в карбонатных породах в разрезах западной части профиля.
5. Железистый магнезит (мезитит) слагает конкреции, приуроченные исключительно к гипсоносной толще; тем самым высказывавшееся ранее мнение о его широком развитии в чокракско-караганских отложениях результатами наших работ не подтвердилось.
6. Анкерит не играет породообразующей роли. Однако явление анкеритизации, т.е. замещение Fe^{++} части Mg^{++} в доломите, несомненно, имеет место, но происходит в ограниченных масштабах. Карбонат закиси Fe, присутствующий в образцах, сложенных доломитом, обычно формирует самостоятельную сидеритовую фазу.
7. Мономинеральные известняковые или доломитовые прослои отсутствуют; содержащаяся в прослоях примесь FeCO_3 указывает на значительное воздействие на их минеральный состав диагенетических процессов.
8. Сульфидные стяжения сложены пиритом; в виде примеси в них встречаются аутигенные барит и кальцит.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Диагенетические конкреции различного минерального состава, как уже ранее отмечалось, по-разному соотносятся с вмещающей породой: слойки глины в большей или меньшей степени изгибаются около них. Наиболее сильное изгибание прослеживается около кальцитовых стяжений, в меньшей степени — около зональных и менее всего — около сидеритовых конкреций (рис. 31, 32).

Огибание конкреций слойками вмещающих пород возникло в процессе уплотнения глин. Карбонатное вещество плотно цементировало отдельные участки осадка, которые в последующем уже не изменяли своего объема, в то время как глина постепенно уплотнялась. Разница во времени образования кальцитовых и сидеритовых конкреций привела к различию в их взаимоотношении с вмещающими отложениями.

Огибание диагенетических конкреций слойками глин привлекалось некоторыми исследователями для количественной оценки сокращения мощности осадков



Р и с. 31. Взаимоотношение карбонатных конкреций и вмещающих пород
Конкреции: а — кальцитовая, б — зональная сидерит-кальцитовая

в процессе их литификации [Приходько, 1963; Зарицкий, 1966а]. При оценке степени уплотнения чокракско-караганских глин нами также использовался этот метод.

Для обозначения величины уплотнения пород применяют "коэффициент усадки" (K_y). Под этим термином обычно понимают отношение наибольшего расстояния между слоями, огибающими конкрецию, к расстоянию между ними на некотором удалении от стяжения, там где влияние конкреции на их изгибание не сказывается. В этом случае K_y указывает, во сколько раз сократилась мощность вмещающих отложений по сравнению с некоторой ее первоначальной величиной.

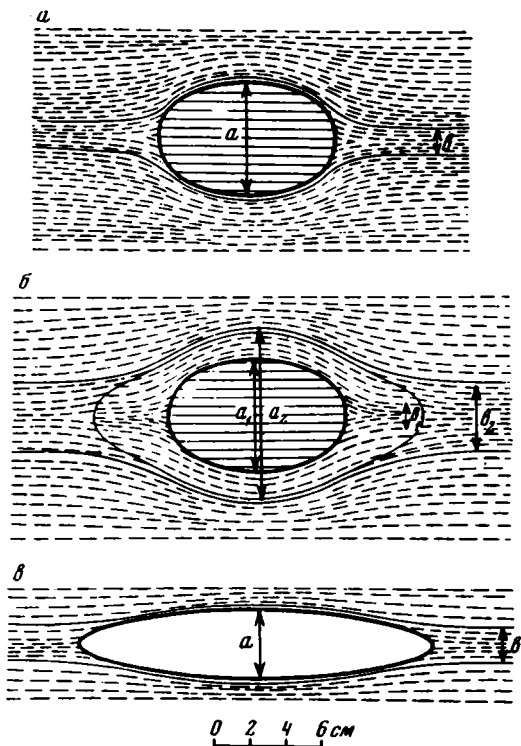
Другим способом оценки усадки глин является сравнение мощности маркирующей слойки, прослеживающегося в конкреции, с его мощностью во вмещающей породе. Однако выделить подобные маркирующие слойки зачастую не удается; в тех случаях, когда это можно сделать, K_y , полученные разными способами, дают весьма близкие значения.

С какой степенью точности отражает K_y сокращение мощности слоев? Существует мнение, что в результате роста конкреции происходит раздвигание слоев глин, вмещающих конкрецию, что, естественно, может привести к завышенным значениям K_y . В чокракско-караганских отложениях наибольшие значения K_y отмечались около кальцитовых конкреций. Однако параллельность слоев внутри стяжений, характерная для этого типа конкреций, однозначно указывает на отсутствие их раздвигания.

В некоторых зональных конкрециях с постепенным переходом от ядра к внешней зоне имеет место искривление слоев и их сближение у края конкреции. Но это вызвано не раздвиганием слоев в центре стяжения, а довольно продолжительным временем роста подобных образований — надстраивающий конкрецию карбонат цементирует все новые участки вмещающей глины, уже частично уплотнившейся.

То, что раздвигание вмещающих осадков не характерно для раннедиагенетических конкреций, отмечала Л.Н.Ботвинкина [1962]. П.В.Зарицкий [1966б] высказал сомнение вообще о существовании такого явления для диагенетических конкреций, справедливо отметив, что в противном случае по бокам уплощенных конкреций, т.е. в направлении их преимущественного роста, имело бы место смятие слоев вмещающей глины, чего никогда не наблюдается. В чокракско-караганских отложениях мы также не встретили каких-либо доказательств существования раздвигания слоев в процессе роста конкреции, поэтому мы имеем основание в выполненных подсчетах это явление не учитывать.

Некоторое влияние на величину K_y может оказывать перераспределение карбонатного вещества в слое, в котором формируются стяжения. При росте конкреции происходит стягивание карбоната и, соответственно, отток его из соседних участков осадка, что при достаточной интенсивности этого процесса может вызвать уменьшение мощности первоначально образовавшегося слоя. Очевидно, что дополнительное сокращение мощности вмещающей конкрецию слоя глин тем заметнее, чем больше количество стянувшегося карбонатного вещества и чем ближе конкреции расположены друг к другу. Величина погрешности, обусловленная этим явлением, прямо пропорциональна величине конкреции и обратно пропорциональна расстоянию между соседними стяжениями. Несложный расчет показывает, что при расстоянии между ними, превышающем их размеры в 5–6 раз, производимые измерения K_y достаточно точно отражают степень уплотнения глин



Р и с. 32. Определение коэффициента усадки вмещающих глин около конкреций различного минерального состава

Конкреции: а — кальцитовая, б — зональная (сидерит-кальцитовая), в — сидеритовая;
 $a : b = K_u, a_1 : b_1 > a_2 : b_2$

и только при расположении конкреций вблизи друг друга, на расстоянии, сопоставимом с их размерами, в вычисления следует вводить поправку.

Таким образом, факторы, способные завязать значения K_u , не оказывают заметного влияния на его величину. С другой стороны, нужно иметь в виду, что к моменту образования стяжений осадок уже до определенной степени уплотняется и реальное сокращение мощности пластов должно быть больше, чем зафиксированное по огибающим конкрецию слойкам. Даже максимальные величины K_u , полученные около раннедиагенетических конкреций, не полностью отражают происшедшее уплотнение глин и будут всегда немного заниженными.

В связи с образованием конкреций различного минерального состава на разных стадиях диагенеза, нами оце-

нивалось уплотнение глины в отдельности около кальцитовых, сидеритовых и зональных стяжений. Результаты измерений приведены в табл. 16.

Как видно из этих данных, наибольшие величины K_u характерны для кальцитовых (среднее 4), а для сидеритовых конкреций, наоборот, низкие (среднее 2); промежуточные величины присущи зональным стяжениям (2,4). Значительное сокращение мощности слоя иногда приводит к соскальзыванию вмещающих глин с тела конкреции, в результате чего на их поверхности образуется характерная вертикальная штриховка, часто напоминающая миниатюрные "зеркала скольжения"; это явление особенно типично для наиболее округлых кальцитовых стяжений.

Полученные высокие значения уплотнения могут объясняться двумя обстоятельствами: во-первых, ранним образованием кальцитовых конкреций (различные факторы указывают на их формирование на глубине в несколько дециметров под поверхностью осадка), во-вторых, особенностями вмещающих отложений. Фиксируемая величина уплотнения глин в определяющей степени зависит от первоначального объема, занимаемого осадком, т.е. от той точки, от которой можно будет тем или иным способом начать отсчет при оценке усадки. В двух случаях при прочих равных условиях тот осадок занимает больший объем, для которого характерна большая пористость, рыхлость, а соответственно, обводненность.

На примере современных осадков, а также по экспериментальным данным показано, что пористость зависит от таких причин, как гранулометрический состав осадка, степень обогащенности его ОВ, диагенетическая цементация, минеральный состав глин, скорость осадконакопления и др. Думается, что в нашем случае основную роль играют первые два фактора (гранулометрия осадка и содержание ОВ) и до некоторой степени — третий.

В обзорной работе по уплотнению глин Р.Г.Мид [Meade, 1966] приводит многочисленные данные различных исследователей, определенно указывающие на обратную зависимость между пористостью осадка и его медианным диаметром. Увеличение размера частиц ведет к уменьшению пористости осадка, а следовательно, и его объема. Кроме того, появление в глинистом или алевритовой примеси приводит к образованию относительно жесткого каркаса, с некоторого момента препятствующего уплотнению осадка. В чокракско-караганских отложениях горизонты глин, содержащие кальцитовые конкреции, отличаются чистотой; изредка встречающаяся мелкоалевритовая примесь присутствует в таком подчиненном количестве, что оказывать влияние на физико-механические свойства осадка не могла.

Таблица 16

Величины коэффициента усадки, полученные около конкреций разного типа

Тип конкреций	Количество замеров	Коэффициенты усадки	
		Разброс значений	Среднее
Кальцитовые	31	3,0—5,3*	4,0
Зональные	20	1,9—3,5	2,4
Сидеритовые	21	1,4—2,5	2,0

* В таблицу не включено значение $K_u = 8$, полученное около шаровидной кальцитовой конкреции в основании нижнего чокрака р. Элистанжи.

Свойства осадка в значительной мере определяются содержанием в нем ОВ. Н.В.Тагеева и М.М.Тихомирова [1962], изучая гидрогеохимию донных осадков Черного моря, отметили, что существует прямая зависимость между содержанием воды и количеством $S_{орг}$ в осадках; причем зависимость между естественной влажностью и $S_{орг}$ выражена даже в большей степени, чем между влажностью и гранулометрическим составом. В черных глинах содержание $S_{орг}$ достигает 5—10%, т.е. весьма высокое. Таким образом, мы видим, что для среднемиоценовых глин в ряде случаев характерна высокая дисперсность и обогащенность органикой, именно то, что обуславливает наибольший первоначальный объем осадка.

Если эти факторы создают благоприятные предпосылки для появления высоких значений K_u , то диагенетическая карбонатная цементация может оказывать сдерживающее влияние на уплотнение глин. В черных глинах, однако, содержание рассеянного карбоната незначительно, в связи с чем этот фактор не мог оказать заметного влияния на уплотнение.

В итоге благоприятные для максимального водонасыщения свойства глинистых отложений, а также сравнительно быстрое формирование конкреций на раннем этапе диагенеза обусловили появление высоких значений K_u для черных глин.

Измерение уплотнения, проведенное около зональных конкреций, запегающих в черных глинах, дало относительно невысокие значения K_u , в среднем — 2,4. Такое расхождение становится понятным, если учесть длительность формирования зональных конкреций. Последние возникли в две стадии, причем первая соответствует образованию кальцитовых конкреций. В последующем, после значительного перерыва, образовалась внешняя сидеритовая зона путем цементации железистым карбонатом прилегающих к конкреции слоев глины. На рис. 32 отчетливо видно, как изменяется искривление слоев по мере удаления от конкреции. Вполне понятно, что после образования внешней зоны конкреций значение K_u снизилось. В тех случаях, когда можно было провести измерения по ядру и по поверхности зональных стяжений, отношение двух величин показывало, что коэффициенты, полученные вторым способом, уменьшались в 1,5—1,8 раза. Увеличив приведенные в табл. 16 для зональных стяжений коэффициенты, получим значения 3,6—4,3, т.е. величины, характерные для кальцитовых конкреций.

Для черных глин по результатам измерения K_u около стяжений, сложенных разным карбонатом, получены различные значения коэффициента. С одной стороны, это подтверждает одновременность образования в диагенезе конкреций различного минерального состава, а с другой, указывает на важность правильного выбора объекта, около которого проводится оценка уплотнения, поскольку проводя измерения усадки без выяснения времени образования конкреций, можно получить цифры, не отражающие истинной величины сокращения мощности вмещающих пород.

Кальцитовые конкреции, наиболее точно фиксирующие степень уплотнения, пород, характеризуются довольно узкой фашиальной приуроченностью и вне горизонтов черных глин не встречаются. В связи с этим мы не можем с полной уверенностью утверждать, что четырех-пятикратное сокращение мощности свойственно всем горизонтам глин чокрака—карагана.

Прослой сидеритовых стяжений обычно залегают в глинах с меньшим содержанием $S_{орг}$ (1,5—2,5%) и иногда с примесью песчано-алевритового материала. Как видно из табл. 16, K_u , полученный около этих конкреций, в среднем равен 2. Однако, по изложенным выше причинам, эти значения следует рассматри-

вать как явно заниженные и не отражающие истинной величины уплотнения пород. Учитывая, что в зональных конкрециях внешняя сидеритовая зона образовалась после значительного уплотнения осадка, думается, что и для глин, вмещающих сидеритовые стяжения, вполне реальным является сокращение мощности слоев в 3,5–4 раза.

Приведенные K_u указывают на довольно значительное уплотнение глинистых отложений. Другие исследователи оценивают величину сокращения мощности глин более скромно. П.В.Зарицкий по наблюдениям над конкрециями угленосной толщи Донбасса приводит значение $K_u = 2,3$; Ю.Н.Приходько считает вероятным полуторакратное уплотнение, Н.Б.Вассоевич [1958] — более чем двукратное. В зарубежной литературе отмечаются довольно высокие значения K_u . Так, Л.Фергюсон [Ferguson, 1963] по степени деформации раковинок брахиопод и по огибанию их слоями глины, оценил сокращение мощности вмещающих пород в среднем в 6 раз (4,5–8). Дж.Шелтон [Shelton, 1962], реконструировав первичный вид искривленных нептунических даек, пришел к выводу об уплотнении глин, в которых они залегают, в 2,6 раза (2,0–3,4). Однако Л.Фергюсон [Ferguson, 1964], критически рассмотрев метод, предложенный Дж.Шелтоном, отметил, что приведенные им значения явно занижены. Используя специфические условия залегания песчаных линз в глинах и их взаимоотношения, Б.Болдвин [Baldwin, 1971] вычислил K_u глин (4,7–4,9). Как видим, сокращение мощности глин, по данным Л.Фергюсона и Б.Болдина, даже превышает полученные нами средние величины уплотнения. Разнообразие приведенных значений вызвано, во-первых, различием свойств самих глин, обусловленных, как было отмечено ранее, многими факторами; во-вторых, особенностями методик оценки уплотнения. Очевидно, неправомерно пытаться устанавливать универсальную величину уплотнения глин, следует лишь иметь в виду, что эта величина может меняться в широких пределах, и в каждом конкретном случае оценивать ее, используя тот или иной метод.

Привести точные значения K_u для алевролитов и песков в чокракско-караганских отложениях сложнее, чем для глин, так как неотчетливая слоистость затрудняла проведение необходимых измерений. Кроме того, конкреции в отложениях этого типа встречаются очень редко. Иногда удавалось проследить взаимоотношения слоистости с различными включениями (минерализованные растительные остатки, редкие конкреции и др.); в этих случаях крайне незначительное огибание их слоями указывает на небольшое сокращение мощности. Об этом также говорит присутствие в пачках алевролитов и мелкозернистых песков раковинок двустворок и гастропод хорошей сохранности, в то время как в глинах они всегда раздавлены.

По данным К.Г.Войновского-Кригера, В.В.Погоревича [1947], Ю.Н.Приходько [1963], и главным образом П.В.Зарицкого [1966а], величины K_u меняются от 1,15 для среднезернистых слабослоистых песчаников до 2,1 для мелкозернистых глинистых алевролитов. Эти значения вполне согласуются с ориентировочной оценкой сокращения мощности тех же пород чокрака-карагана.

Среднемиоценовые отложения, распространенные в пределах Черных гор, испытывали уплотнение не только в диагенезе, но и позже на стадии начального катагенеза, будучи перекрытыми толщей более молодых отложений мощностью в 2–2,5 км. Однако, ряд факторов указывает на наиболее интенсивное протекание процессов уплотнения именно в диагенезе. Так, по соотношению слоистости в зональных конкрециях отчетливо видно, что осадки испытали значительное уплотнение еще до образования внешней зоны стяжения (см. рис. 31, а, б; 32, б). Для глин, вмещающих сидеритовые конкреции, величина K_u колеблется от 1,4 до 2,5. Сидеритовые стяжения являются относительно поздними диагенетическими образованиями, фиксирующими уплотнение глин, но с их формированием процесс диагенеза не заканчивается. Поэтому приведенные значения K_u являются отражением суммарного уплотнения, происшедшего в позднем диагенезе — начальном катагенезе. Следовательно, степень катагенетического уплотнения заведомо ниже этих величин.

Наконец, до некоторой степени снять влияние перекрывающих отложений помогает природный объект — останцы чокракских отложений в Горном Дагестане около с. Бущра, которые перекрывались толщей, мощностью, очевидно, не более нескольких десятков метров. Тем не менее K_u , вычисленные для пачек черных глин с кальцитовыми конкрециями, в среднем равны 3,9, т.е. близки средним значениям K_u для сланцеватых глин в пределах основной полосы выходов чокракской толщи.

По оценке В.Н.Холодова и Р.И.Недумова [1978], в постдиагенетический этап чокракско-караганские глины уплотнились приблизительно в 1,2 раза.

Таким образом, изложенное свидетельствует о следующем.

1. Диагенетические конкреции можно успешно использовать для решения вопроса о сокращении мощности слоев вмещающих отложений. В связи с разновременностью образования конкреций различного минерального состава объективно оценить степень диагенетического уплотнения можно только около раннедиагенетических конкреций, возникших вскоре после накопления осадка.

2. Данные по измерению K_u в чокракско-караганских отложениях указывают на сокращение мощности глинистых слоев в процессе превращения осадка в породу в среднем в 4, а иногда более чем в 5 раз; уплотнение песчаных слоев очень незначительно.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ДИАГЕНЕЗЕ

Аутигенные минералы, возникая на разных стадиях диагенеза, отражают происходящие в осадке изменения. Поэтому, чтобы охарактеризовать развитие диагенетических процессов, необходимо, во-первых, выяснить последовательность образования минералов, и, во-вторых, оценить на каком этапе по отношению ко времени существования осадка они сформировались.

Большинство рассматриваемых взаимоотношений минералов прослеживается в карбонатных конкрециях. Из всего разнообразия конкреций кальцитовые, а следовательно, и ядра зональных стяжений, являются наиболее ранними образованиями, на что указывает совокупность различных факторов.

Поскольку конкреции образуются вследствие стягивания карбонатного вещества и заполнения им некоторого объема осадка, в них оказывается заключенным некарбонатный терригенный материал, составлявший основу осадка в момент роста стяжения. Соответственно в конкрециях, сформированных в рыхлом иле, количество этого материала меньше, чем в стяжениях, возникших позже, в уплотнившемся к этому времени осадке. В кальцитовых конкрециях присутствует очень мало терригенной примеси: содержание MNO , в общем соответствующее ее количеству, по данным химического анализа — 5—10%. Это свидетельствует о формировании стяжений в рыхлом, обводненном осадке. В пользу такого вывода говорит также то, что именно около этих стяжений получены самые большие значения K_u вмещающих глин — до 5 и более, в то время как около позднедиагенетических стяжений, возникших в уже уплотнившемся осадке, вычисленные значения K_u гораздо меньше.

Образование кальцитовых конкреций в рыхлом глинистом иле обусловило их эллипсоидальную или даже шаровую форму. В пористом осадке конкрециеобразователь мог стягиваться со всех сторон, более или менее равномерно надстраивая стяжение, а гелевый сгусток — будущая конкреция — стремился к шаровидности. По мере уплотнения отложений, все большее значение приобретал горизонтальный подток карбонатного вещества, которое надстраивало стяжение в основном сбоку, в результате чего возникали уплощенные линзы. О существенной обводненности осадка свидетельствуют также развитые в кальцитовых конкрециях септариевые трещины, которые могли возникнуть только при синерезисе геля, содержащего значительное количество воды.

Вследствие образования кальцитовых конкреций вскоре после накопления ила, в них хорошо сохранилась первичная микроструктура осадка — складочки, волнистость слойков, миниатюрные надвиги, незаметные во вмещающей глине из-за ее сильного уплотнения. По той же причине в стяжениях сохранились многочисленные мелкие тонкостенные раковинки спириалисов, в то время как во вмещающей глине они в диагенезе растворились и потому, как правило, отсутствуют.

Формирование диагенетических конкреций на фоне уплотнения осадка сказывалось на характере прослеживающейся в них слоистости. По мере роста и увеличения размера конкреции происходил захват прилегающей к ней глины. Чем дольше росло стяжение, тем все более уплотненные участки осадка оказывались к нему присоединенными, и, соответственно, слойки от центра к краю все заметнее сближались. Наблюдаемая в кальцитовых конкрециях параллельность или незначительное искривление слойков (см. рис. 8, 31) свидетельствуют о быстрой образовании стяжений этого типа. А тот факт, что кальцитовые конкреции формировались в глинах, претерпевавших в диагенезе очень интенсивное уплотнение, особенно подчеркивает кратковременность их возникновения.

Таким образом, совокупность присущих кальцитовым конкрециям признаков

Таблица 17

Сравнительная характеристика конкреций различного минерального состава

Признаки, присущие конкрециям	Минеральный тип конкреций			
	Кальцитовые	Сидеритовые	Доломитовые	Мезититовые
Содержание МНО, %	5—10	20—40	10—15	20—40
Форма стяжений	Шаровидные, овальные, эллипсоидальные	Уплющенные линзы	Линзы	Уплющенные линзы
Огибание стяжений слойками вмещающих глин (Ку)	4 (до 5 и более)	1,5—2,5	2,5	2
Наличие остатков фауны	Многочисленные тонкостенные раковинки	Практически не встречаются	Встречаются редко (толсто-стенные двустворки)	Нет*
Наличие септариевых трещинок	Есть	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют
Сохранность в стяжениях первичных осадочных текстур	Хорошая сохранность микротекстур	Микротекстуры не сохранились, иногда наблюдаются только сравнительно крупные складочки		
Слоистость внутри стяжений	Слойки параллельны, либо слабо сближаются к краю	Параллельной слоистости нет, слойки от центральной части к краю заметно сближаются		

* В мезититовых конкрециях фауны не было с самого начала, так как они залегают в глинах гипсонной толщи.

(малое содержание МНО, высокие значения Ку в вмещающих глин, эллипсоидальная или шаровая форма, наличие септариевых трещин, хорошая сохранность внутри стяжений первичной текстуры осадка и тонкостенных карбонатных раковинок) свидетельствует об их образовании в рыхлом обводненном осадке, по всей видимости, в его верхних горизонтах на глубине всего в несколько дециметров и в течение довольно короткого промежутка времени.

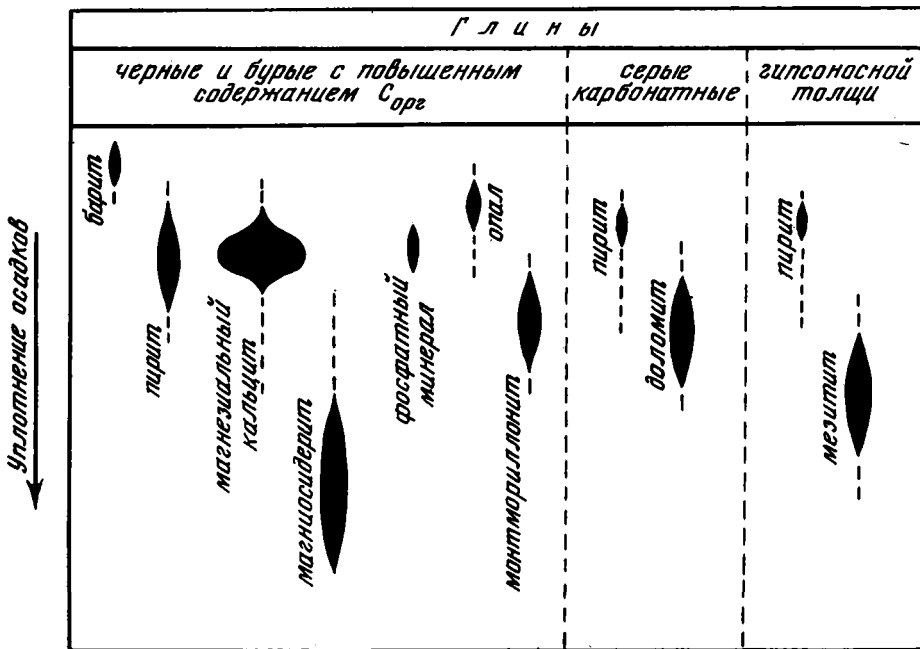
Для сравнения с другими типами конкреций рассмотренные признаки стяжений приведены в табл. 17.

Сидеритовые стяжения по сравнению с кальцитовыми формировались на более поздних стадиях диагенеза. Прежде всего на это указывает строение зональных конкреций из глинистых горизонтов. В них всегда, без исключений, центральная часть слагается кальцитом (иногда с примесью доломита), а внешняя — сидеритом. Весьма показательным является переход от ядра к внешней зоне, что хорошо прослеживается по слоистости. Как видно на рис. 31 и 32, слойки, почти параллельные в центральной части, при выходе из нее резко изгибаются, сближаются и утоньшаются. Такая картина могла возникнуть в том случае, если после образования центральной кальцитовой части конкреции вмещающая глина значительно уплотнилась и только после этого была сцементирована сидеритом, образовавшим внешнюю зону стяжения, т.е. существовал перерыв между периодами формирования разных частей зональных конкреций.

Помимо последовательности выделения карбонатных минералов в зональных стяжениях, существуют и другие свидетельства более позднего возникновения сидеритовых образований.

Как видно из табл. 17, для сидеритовых конкреций характерны большое количество нерастворимого остатка, превышающее содержание его в кальцитовых разновидностях в несколько раз, низкие значения Ку, отсутствие сохранившихся остатков тонкостенных раковинок спириалисов, отсутствие септариевых трещинок, форма стяжений — уплощенные линзы. Совокупность этих черт указывает на то, что в отличие от кальцитовых сидеритовые конкреции образовались в значительно уплотненном осадке и на гораздо большей глубине от его поверхности (рис. 33).

На начальных стадиях диагенеза осадок сравнительно быстро теряет воду и уплотняется, в последующем же процесс уплотнения замедляется. Поэтому неиз-



Р и с. 33. Схема последовательности образования диагенетических минералов в чокракско-караганских глинистых отложениях

менно наблюдаемое сближение слоев от центра к краю в сидеритовых стяжениях, возникших в медленно уплотнявшейся глине, свидетельствует о большой длительности периода формирования этих конкреций.

Залегание доломитовых линз в карбонатных серых глинах с низким содержанием S_{org} и магнезитовых стяжений в специфических отложениях гипсоносной толщи не позволяет проследить их взаимоотношений с кальцитовыми и сидеритовыми конкрециями, которые в этих отложениях не встречаются. Поэтому судить о времени их образования можно лишь по косвенным признакам, приведенным в табл. 17.

Рассматривая черты, присущие доломитовым линзам, видим, что содержание в них нерастворимого остатка больше, чем у кальцитовых но несколько меньше, чем у сидеритовых; глины плавно огибают их — $K_u \approx 2,5$. Все это указывает на образование этих стяжений в осадке, который уже частично уплотнился, а отчетливо прослеживающееся сближение слоев от центра к краю линз свидетельствует о довольно длительном периоде их роста. Если условно сравнить время образования доломитовых конкреций с другими, то их, видимо, следует поместить на схеме последовательности минералообразования где-то в промежутке между кальцитовыми и сидеритовыми стяжениями. Однако, поскольку доломитовые стяжения залегают в серых карбонатных глинах, существенно отличающихся от тех, которые содержат кальцитовые и сидеритовые стяжения, доломит на схеме последовательности минералообразования помещен в отдельной графе.

Следует отметить, что если в чокраке доломит встречается только в линзах из серых карбонатных глин, то в карагане он появляется также в ядрах зональных стяжений наряду с кальцитом, т.е. на схеме последовательности минералообразования в этом случае они могут быть помещены на один уровень. Однако поскольку присутствие доломита в ядрах зональных конкреций отмечено только в карагане, на рис. 33 эта генерация доломита не выделена.

Как видно из табл. 17, мезититовые конкреции из гипсоносной толщи по многим признакам похожи на сидеритовые (по содержанию терригенной примеси, морфологии, взаимоотношению с вмещающими глинами, характеру слоистости внутри стяжений), в связи с чем, очевидно, можно говорить об образовании как тех, так и других конкреций в осадке, до одинаковой степени уплотненном. Поэтому мезитит на схеме (см. рис. 33) помещен примерно на один уровень с магнисидеритом, но, так же как и доломит, в отдельной графе.

Установление очередности и времени образования конкреций различного состава в диагенезе позволяет с учетом взаимоотношений карбонатных и других некарбонатных минералов выяснить также порядок формирования последних.

В кальцитовых конкрециях часто встречаются выделения пирита, который образует мелкие (1–2 мм) сгустки разнообразной формы. Вместе с тем в глинах, вмещающих кальцитовые конкреции встречаются уже довольно крупные (до 1 см) стяжения сульфидов. Такая картина наблюдается почти везде. Исходя из этих взаимоотношений, можно сделать вывод, что образование пирита началось еще до формирования кальцитовых конкреций. Однако процесс его стягивания несколько запаздывал и происходил уже после формирования кальцитовых линз. Но это запаздывание очень незначительное, так как взаимоотношение сульфидных стяжений с вмещающими глинами — интенсивное огибание их слойками (см. рис. 16) — указывает на образование пиритовых конкреций на ранних стадиях уплотнения осадка.

Иные взаимоотношения выделений сульфидных минералов с сидеритовыми конкрециями: во всех случаях, когда их можно было наблюдать, пиритовые стяжения неизменно оказывались заключенными в сидеритовых линзах.

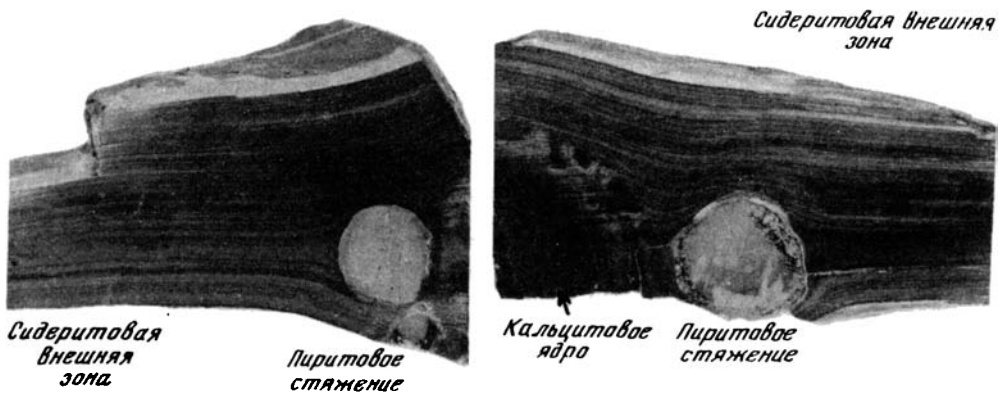
Пирит в сидеритовых конкрециях находится в разнообразной форме: в виде тонких линзочек, вытягивающихся по напластованию, округлых горошин (см. рис. 13, ж, з), иногда в виде мелких сгустков. В некоторых случаях можно было отчетливо проследить по слойкам, что после образования пиритовых стяжений осадок значительно уплотнился и лишь после этого возникла сидеритовая конкреция, включающая в себя и сульфидную. Нами ни разу не были отмечены какие-либо взаимоотношения минералов, позволявшие говорить о более позднем образовании пирита по сравнению с сидеритом.

Для определения последовательности образования минералов очень показательными являются зональные конкреции, описанные в основании чокрака р. Ассы (рис. 34), в которых можно наблюдать все отмеченные выше взаимоотношения. В центральной кальцитовой части прослеживаются мелкие выделения сульфидов, но сформировавшихся стяжений нет. Зато во внешней сидеритовой зоне пиритовых шариков много. По отчетливо прослеживаемой слоистости видно, как слойки огибает их с резким изгибом. Сульфидные конкреции встречаются и во вмещающей глине. Схему последовательности выделения различных минералов здесь можно представить следующим образом: в осадке, вначале вдоль слойков, обогащенных ОВ, начали образовываться сгустки сульфидов; вскоре они были “запечатаны” внутри конкреции стянувшимся кальцитом, а сульфиды вне конкреций образовали самостоятельные стяжения. Наконец, по прошествии довольно большого промежутка времени, в течение которого осадок значительно уплотнился, кальцитовое ядро с прилегающей к нему глины с пиритовыми стяжениями были объединены в одну конкрецию образовавшимся на поздней стадии диагенеза магнесидеритом. Именно в такой последовательности расположены эти минералы на схеме (см. рис. 33)¹.

Поскольку в доломитовых и магнезитовых конкрециях также отмечены сульфидные выделения, но дополнительных данных о времени образования пирита нет, в соответствующих графах последний помещен на уровень, соответствующий начальной стадии диагенеза по аналогии с рассмотренными выше случаями.

При определении времени образования того или иного минерала исследователи часто используют данные по минералам, заполняющим септариевые трещинки в конкрециях. При этом считается, что трещинки, доходящие до края стяжений, образовывали полость, в которую проникали минерализованные растворы, насыщавшие к этому времени осадок. Таким образом, минералы, выделившиеся из этих растворов, являются более поздними, чем те, которые слагают саму конкрецию. Поэтому важно знать действительно ли трещинки в конкрециях заполняются растворами извне, и если это так, то насколько более поздними по сравнению со временем стягивания карбоната являются минералы, выделявшиеся в септариях. Тот факт, что септариевые трещинки развиты только в кальцитовых ядрах зональных стяжений и никогда не прослеживаются во внешнюю сидеритовую часть (см. рис. 9, а, б), указывает на их возникновение вскоре после образо-

¹ Минералогические исследования показали, что в кальцитовых конкрециях присутствует незначительная примесь сидерита (несколько процентов), а в сидеритовых — кальцита. Поэтому на схеме последовательности минералообразования отрезки, отвечающие сидериту и кальциту, условно продолжены пунктирной линией соответственно вверх и вниз.



Р и с. 34. Взаимоотношение сидерита периферической части зональных карбонатных конкреций с заключенным в нем пиритовым стяжением (фрагменты конкреций приведены в нат. вел.)

вания кальцитового ядра. Таким образом, даже если минералы в септариях образовались за счет выпадения из растворов, проникших сюда извне, то все равно они в нашем случае отражали бы условия, существовавшие в осадке на достаточно ранних стадиях диагенеза.

Септариевые трещинки в конкрециях зачастую закрытые — они выклиниваются и не доходят до края стяжения. В этих случаях заполнение пустот идет за счет перераспределения вещества внутри самой конкреции. Не случайно кальцит является самым распространенным минералом в трещинках, поскольку конкреции более чем на 90% сложены CaCO_3 .

Показательными в отношении выяснения механизма заполнения септарий минералами являются стяжения, в которых имеются как открытые, так и закрытые трещинки, например, в обр. 2065 из чокрака р. Фортанги. Здесь по всей массе кальцитовой конкреции прослеживаются мелкие точечные выделения сульфидов. Около "закрытых" трещинок, не достигающих края, происходит концентрация сульфидного вещества, заполняющего саму трещинку и обогащающего прилегающий к ней участок стяжения (рис. 35, б, см. вкл. между с. 68—69). Наоборот около открытых трещинок, прослеживающихся до края конкреции, наблюдается уменьшение количества сульфидных выделений, которых много в основной массе стяжения. Очевидно, в этом случае сульфид по трещинкам удалялся из конкреций (см. рис. 35, в). У нас нет оснований сомневаться в том, что и в других стяжениях из рассматриваемых отложений, когда наблюдается заполнение септариевых трещинок пиритом, последний не был результатом поступления вещества извне, а образовался за счет стягивания к ним сульфидов, заключенных в самой конкреции. Таким образом, пирит в трещинках не является показателем его более позднего по сравнению с кальцитовыми конкрециями возникновения.

В кальцитовых конкрециях встречаются раковинки спириалисов, заполненные кремнистым веществом, а также остатки спикул губок, частично замещенные карбонатом. В связи с тем, что и те и другие заключены в кальцитовые конкреции, можно говорить о подвижности кремнезема и об образовании опала в раннем диагенезе. Впрочем, по приведенным фактам можно судить лишь о начале перераспределения кремнезема, который мог оставаться подвижным и впоследствии.

Сравнивая результаты химических анализов центральных и внешних частей зональных конкреций на фоне прочих изменений, обнаруживается относительное обогащение кальцитовых ядер соединениями фосфора, в несколько раз превышающее его содержание в сидеритовой зоне (см. рис. 11, 12). Небольшие количества фосфатных соединений не дают возможности их диагностировать. Но, входящее фосфатов в кальцитовые конкреции позволяет предположить, что они существуют в виде кальцийсодержащего минерала, возможно, близкого апатиту. Наличие устойчивой закономерности увеличения количества фосфатного вещества в центральной части зональных конкреций позволяет на схеме последовательности образования минералов поместить его на один уровень с магниальным кальцитом.

Из рассмотренных соотношений минералов следует, что пирит появился в осадке одним из первых. Поскольку он, как известно, образуется в восстановленных

осадках, то следует считать, что и все остальные минералы, возникшие одновременно с ним или позже, формировались в восстановительной среде.

Ранее отмечалось присутствие в некоторых конкрециях включений барита. Этот сульфатный минерал может образовываться в условиях окислительной либо слабо-восстановительной среды, т.е. он является одним из самых первых новообразований в осадке, обогащенном ОВ. В чокраке выделения барита отмечены в центре кальцитовых конкреций, что также указывает на его очень раннее происхождение.

Вместе с тем в некоторых пиритовых стяжениях прослеживается необычная зональность — в центре находится чистый сульфид, а вкрапления барита приурочены к периферической части. Эта зональность становится понятной если рассмотреть детали строения сульфидных баритсодержащих стяжений.

В шлифах можно видеть, как пирит развивается по бариту, замещая его, т.е. пирит образовался позже, чем барит. Кроме того, в стяжениях обращает на себя внимание своеобразный канальчик, прослеживающийся в периферической зоне и соединяющий ядро с вмещающей глиной (см. рис. 17, Ж). Канальчик, так же как и ядро, заполнен чистым пиритом. Принимая во внимание такое строение стяжений и учитывая известную направленность диагенеза, образование сульфидных конкреций этого типа можно представить следующим образом.

В самых верхних слоях осадка в условиях слабовосстановительной (или даже окислительной) среды образовывались мелкие сульфатные, в основном баритового состава, конкреции. В дальнейшем, по мере накопления глин, слои, содержащие барит, погружались и оказывались во все более восстановительной среде. Неустойчивый в новых условиях сульфатный минерал разрушался (редукция SO_4^{2-}) с замещением его сульфидом Fe. Но процессы редукции не сразу достигли своего максимального развития и не весь барит был уничтожен — замещение шло поначалу на отдельных участках. В результате сформировалась внешняя зона стяжений, причем раскристаллизовавшийся сульфид “запечатал” и предохранил от дальнейшего разрушения оставшиеся баритовые “островки”. Конкреция на этом этапе представляла собой зональное образование с баритовым ядром и сульфидно-баритовой внешней зоной. Однако после опускания конкреций в более глубокие горизонты, туда, где напряженность восстановительных процессов была гораздо сильнее, в местах наиболее тонкой внешней зоны или по трещинкам синерезиса осуществлялся контакт сульфатного ядра с вмещающим осадком. И на этом этапе интенсивного восстановительного минералообразования барит ядра был полностью уничтожен и замещен пиритом, а реликтовые сульфатные включения, запечатанные во внешней зоне, сохранились.

Как видим, строение сульфидных баритсодержащих конкреций не противоречит последовательности выделения барит—пирит. На схеме очередности минералообразования барит располагается первым.

Глинистые минералы в конкрециях. Кальцитовые конкреции образовались на самых ранних этапах диагенеза, когда осадок претерпел наименьшие изменения. Поэтому глинистый материал, заключенный в кальцитовых конкрециях, можно рассматривать как первичное вещество осадка, в наибольшей степени сохранившее свои изначальные свойства. Сравнение его с составом глинистого вещества вмещающих пород дает возможность выяснить те изменения, которые претерпели глины в постседиментационный период.

С этой целью были отобраны пробы из шести конкреций и вмещающих их пород. Схема отбора изображена на рис. 36, А. Так как в смежных слоях соотношения глинистых минералов могли меняться из-за изменений условий седиментации, образцы отбирались строго по простираанию слоя, в котором залежали конкреции (обр. I и II). Для сравнения на некотором расстоянии от конкреционного слоя, но из той же пачки глин отбирался еще один образец (III).

Карбонат конкреций удалялся раствором 2%-ной соляной кислоты. При этом магnezальный кальцит, слагающий конкреции, реагировал быстро и легко разрушался. Карбонат внешней зоны конкреции также частично разрушался. Реакция в этом случае, очевидно, происходила за счет находящейся здесь примеси кальция. Для соблюдения идентичности обработки всех образцов слабокарбонатные вмещающие глины также были подвергнуты в течение 24 ч воздействию аналогичного раствора HCl. Впоследствии полученная отмучиваемая глинистая фракция менее 0,001 мм была освобождена от ОВ, полуторных окислов и аморфного кремнезема по методике О.П.Мира и М.Л.Джексона [Меhга, Jackson, 1960]. Приготовленные ориентированные препараты анализировались на дифрактометре.

Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях представлены гид-

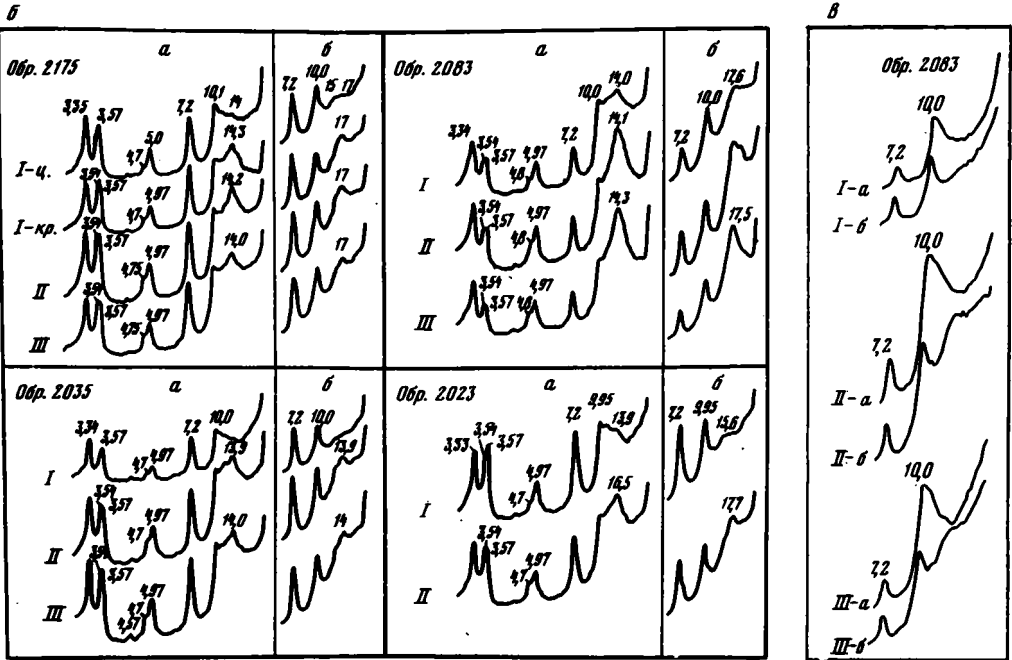
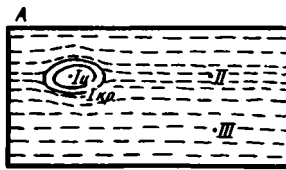


Рис. 36. Глинистые минералы в карбонатных конкрециях и во вмещающих отложениях

А — схема отбора образцов: I_ц — центр конкреции, I_{кр} — край, внешняя зона конкреции, II — глина из прослоя с конкрециями, III — глина из смежного слоя; Б — дифрактограммы глинистой фракции < 0,001 мм: а — воздушно-сухие препараты, б — насыщенные этиленгликолем; В — дифрактограммы препаратов, насыщенных: а — К, б — в дальнейшем этиленгликолем

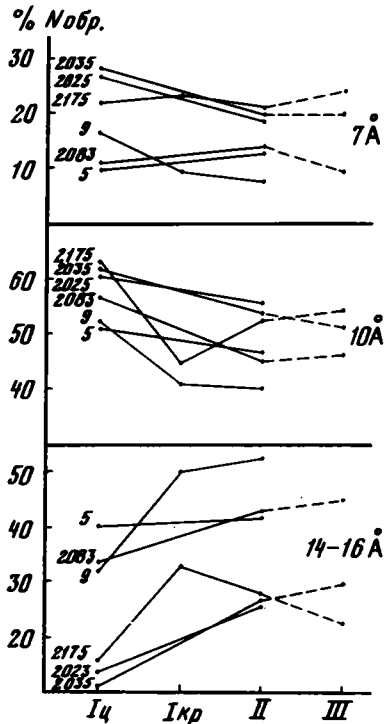


Рис. 37. Диаграмма изменения соотношения глинистых минералов (фракция < 0,001 мм) в образцах из конкреций и из вмещающих отложений

Условные обозначения см. на рис. 36

Т а б л и ц а 18

Соотношение глинистых компонентов во фракциях < 0,001 мм

Место отбора, № обр.	d/n, Å	I ц	I кр	II	III
р. Асса, 2175	14–16	15,7	32,7	28,0	22,5
	10	62,7	44,9	52,1	54,1
	7	21,6	22,4	19,9	23,4
р. Фортанга 2023	14–16	13,5	—	25,7	—
	10	60,3	—	55,6	—
	7	26,3	—	18,7	—
2083	14–16	33,3	—	41,9	44,9
	10	56,2	—	44,8	45,9
	7	10,5	—	13,3	9,2
9	14–16	32,3	50,0	52,6	—
	10	51,6	40,7	40,0	—
	7	16,1	9,3	7,4	—
5	14–16	39,0	—	40,2	—
	10	51,5	—	46,6	—
	7	9,5	—	13,2	—
р. Элистанжи 2035	14–16	10,5	—	26,5	29,2
	10	61,5	—	53,7	51,3
	7	28,0	—	19,8	19,5

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения см. на рис. 36.

рослудой, смешанослойным иллит-монтмориллонитовым образованием, хлоритом и каолинитом [Холодов и др., 1977]. Поскольку пик 17–18Å отражает суммарное количество монтмориллонитовых пакетов, как входящих в смешанослойные образования, так и присутствующих в виде собственно монтмориллонита, соответствующую фазу будем называть "монтмориллонитовым компонентом".

На полученных дифрактограммах (см. рис. 36, Б) прежде всего обращает на себя внимание увеличение интенсивности рефлекса, соответствующего монтмориллонитовому компоненту, при переходе от конкреций к вмещающим глинам. Количественное выражение наблюдаемых изменений в виде соотношения площадей пиков, соответствующих разным глинистым минералам, подсчитанных по методике Бискайя—Бредли [Biscaue, 1964], приведено в табл. 18 и на рис. 37. Как видим, увеличение содержания монтмориллонитового компонента во вмещающих отложениях по сравнению с конкрециями достигает 15–20% общей массы глин. При этом в двух образцах, в которых анализировалась внешняя зона конкреций (обр. 9, 2175), наибольшие изменения в соотношении глинистых минералов наблюдаются при переходе именно от ядра к внешней зоне стяжений. Если по сравнению с кальцитовыми конкрециями и ядрами зональных стяжений во вмещающей глине всегда содержится большее количество монтмориллонитового компонента, то по сравнению с внешней сидеритовой частью во вмещающих слоях количество его либо весьма незначительно увеличивается (обр. 9), либо даже несколько уменьшается (обр. 2175).

На рис. 37 видно, что гидрослюда ведет себя иначе и кривая, отображающая ее содержание, является как бы зеркальным отражением кривой монтмориллонитового компонента, т.е. увеличению последнего соответствует относительное уменьшение содержания гидрослюды. Диаграмма, показывающая изменение суммарного количества каолинита и хлорита, не обнаруживает какой-либо определенной тенденции.

Закономерное увеличение количества монтмориллонитового компонента в пробах из вмещающих пород при одновременном уменьшении содержания гидрослюды может быть объяснено двояко: либо имеет место образование монтмориллонита за счет деградации гидрослюды, либо увеличение количества монтмориллонитового компонента возникает в результате его синтеза, и соответственно происходит *относительное* уменьшение содержания гидрослюды. Казалось бы, что второе объяснение менее вероятно, так как в этом случае третий компонент глинистой смеси каолинит + хлорит должен был бы вести себя аналогично гидрослуде. Однако в самой системе каолинит — хлорит возможны некоторые количественные изменения, вследствие чего этот третий компонент ведет себя более прихотливо, чем гидрослюда.

В глинах из кальцитовых конкреций после обработки их KCl монтмориллонитовые пакеты в основном сокращаются необратимо (см. рис. 36, В-1), т.е. при последующем насыщении этиленгликолем не набухают. Согласно Ч.Уиверу [1962], сокращающиеся необратимо пакеты могут рассматриваться как высокозарядные и образовавшиеся, следовательно, в результате деградации слюд. Последнее могло иметь место в период, предшествовавший накоплению осадка (выветривание, транспортировка). Наоборот, в глинах из вмещающих отложений (см. рис. 36, В-II, III) существует немалое количество монтмориллонитовых пакетов, разбухающих и после насыщения глин калием. По данным Ч.Уивера, их образование следует связывать с синтезом.

Для нас важное значение имеет тот факт, что наиболее заметно соотношения глинистых минералов изменяются при переходе от ядра к внешней зоне стяжений. Это, несомненно, указывает на диагенетическую природу новообразований глин, и, более того, определяет время синтеза монтмориллонитового компонента: после формирования кальцитовых стяжений, но до возникновения сидеритовых. Соответствующая последовательность и отражена на рис. 33.

На приведенных дифрактограммах (см. рис. 36, Б) можно проследить незначительное усиление интенсивности хлоритового рефлекса (3,53 Å) по сравнению с каолинитовым (3,57 Å) при переходе от кальцитовых конкреций к вмещающим отложениям. То же наблюдается при сравнении рефлексов хлорита (4,7 Å) и гидрослюды (4,97 Å). Намечающаяся тенденция, видимо, позволяет говорить о возможном увеличении количества хлорита во вмещающих отложениях, но с некоторой долей условности.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Изучением аутигенного диагенетического минералообразования занимались различные исследователи, в результате чего ряд частных вопросов этой проблемы был решен. Однако заслуга создания стройной, цельной картины диагенеза и выяснения его физико-химической сущности принадлежит Н.М.Страхову [1953, 1956, 1960, 1972, 1976 и др.]. Им было показано, что диагенетическая стадия породообразования подразделяется на разные этапы, каждому из которых присущи свои новообразованные минералы, подробно рассмотрена динамика редукционных процессов, выделена активная зона осадков и т.д. Н.М.Страхов отмечал значительную роль, которую играет диагенез при образовании некоторых рудных месторождений. По мере накопления нового фактического материала представления о диагенезе продолжают уточняться и развиваться.

Использование известных данных о ходе диагенетических процессов и наблюдений над аутигенными новообразованиями в изучаемых чокракско-караганских отложениях позволяет наметить схему диагенетических преобразований, происшедших в осадках среднемиоцевого водоема.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ДИАГЕНЕЗЕ ЧОКРАКСКО-КАРАГАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Чокракско-караганские глинистые отложения в своем большинстве обогащены ОВ. В них на этапе диагенеза осадков наибольшее развитие получила восстановительная обстановка, в условиях которой возникло большинство аутигенных минералов. Наиболее информативными для реконструкции хода диагенетических преобразований являются такие минералы-индикаторы, как пирит и сидерит, использовавшиеся многими исследователями для геохимической характеристики осадков. Эти минералы встречаются в среднемиоценовой толще вместе и порознь. Как один, так и другой отражают существование различных обстановок во время их формирования; совместное же нахождение в породе пирита и сидерита и их вполне определенные взаимоотношения указывают на закономерную смену этих обстановок в диагенезе.

М.С.Точилин [1956], касаясь геохимии аутигенных сидеритов, отмечал, что еще до постановки экспериментальных исследований сидеритовой системы были в общем ясны условия, благоприятные для образования $FeCO_3$ — восстановительная среда и повышенные содержания CO_2 . Эти представления были подтвержде-

ны опытным путем [Кзаков и др., 1957; Huber, Garrels, 1953; и др.]. Широкое распространение в современных отложениях пирита позволило также выяснить, что он формируется в восстановленных осадках, в которых протекает сульфатредукция. Поскольку эти минералы в природе часто встречаются совместно, особый интерес представлял вопрос о последовательности их образования.

Н.М.Страхов [1960] считал, что от количества $C_{орг}$, расходуемого при редукционных процессах, зависит очередность и легкость течения реакций, с образованием вначале лептохлорита, затем сидерита, и, наконец, пирита. Такой вывод основывался также на положении полей устойчивости минералов на диаграмме $pH - Eh$ В.С.Крамбейна и Р.М.Гаррелса [1960], из которой вытекала аналогичная последовательность минералообразования. Вместе с тем Н.М.Страхов отмечал, что иногда встречаются пиритовые зерна, заключенные в основную сидеритовую массу конкреций.

Для того чтобы привести свои расчеты в максимальное соответствие с природными условиями, Р.М.Гаррелс и Ч.Л.Крайст [1968] при построении диаграмм полей стабильности минералов стали учитывать наличие в рассматриваемой системе дополнительных компонентов, обычно присутствующих в реальной обстановке¹. Эти авторы указывали, что положение сидерита и пирита на диаграммах зависит не только от pH и Eh , но и в значительной степени определяется присутствием в системе ионов серы и CO_2 ; причем сидеритовая фация образуется при высокой концентрации растворенного CO_2 и при удалении из системы сульфидной S.

Сходные соображения высказывались и ранее. Так, К.К.Данхэм [Dunham, 1958] на основании изучения диагенетических минералов отложений Йоркшира, предполагал образование сидерита только при весьма незначительном участии в реакциях серы. Н.К.Хьюбер [1960] указывал, что на диаграмме стабильности минералов поле сидерита растет за счет поля пирита, по мере уменьшения количества сульфидного иона в растворе. Р.Бернер [Berner, 1964a], обсуждая вопрос о стабильности железистых минералов в морских анаэробных осадках, отмечал, что не следует ожидать образования аутигенного сидерита в илах, содержащих заметное количество растворенного сульфида.

К.Д.Куртис [Curtis, 1967], рассмотрев условия образования диагенетических железистых минералов в каменноугольных сериях Англии, пришел к выводу, что пиритом обогащаются только морские осадки; сидерит лишь изредка залегают в морских отложениях, когда нарушаются условия для бактериальной редукции иона SO_4^{2-} , диффундирующего вниз из морской воды. Он подчеркивал, что сидерит образуется при высоком парциальном давлении CO_2 и только в отсутствие HS^- . В дальнейшем К.Д.Куртис [Curtis, Spears, 1968] охарактеризовал оптимальную химическую обстановку для формирования сидерита; нулевая сульфидная (HS^-) активность, низкие значения Eh ($-0,25 - 0,35$ В) и строго ограниченная циркуляция иловых вод.

Вопрос об условиях и последовательности образования железистых минералов был рассмотрен М.Ф.Стащук [1968]. Он также указывал на возможность возникновения сидерита при повышенных содержаниях в осадке CO_2 , но при снижении количества сульфидного иона. М.Ф.Стащук считает парагенезис пирит-сидерит, где сидерит — более позднее образование, весьма распространенным в морских отложениях с сульфатредукцией. Ю.П.Мельник, А.А.Дроздовская и соавторы [1973] также подчеркивают, что сидерит может быть образован лишь в средах с очень низким содержанием серы.

Как видим, по мнению многих исследователей, условия образования сидерита в значительной степени зависят от наличия в осадке сульфидного иона. Исходя из этих положений, а также учитывая известные данные о течении диагенетических процессов в активной зоне осадков, можно объяснить последовательность выделения железистых аутигенных минералов в среднемиоценовых отложениях.

На начальных этапах диагенеза в рыхлых илах, обогащенных OB , легко осуществлялась диффузия SO_4^{2-} в осадок. В нем происходила интенсивная сульфатредукция, а также восстановление гидроокисного Fe, что создавало условия для формирования сульфидов Fe.

Как отмечает Н.М.Страхов [1960, 1972, 1976], параллельно с убылью сульфатов в иловой воде происходит увеличение количества HCO_3^- (под последними

¹ Р.М.Гаррелс и Ч.Л.Крайст [1968] обращали внимание на то, что "существует тенденция изображать соотношения между карбонатами, окислами и сульфидами Fe без ссылки на использование в вычислениях значения ΣS и ΣCO_2 . Пренебрежение конкретными условиями делает в значительной степени невозможным применение подобных диаграмм" [с. 196].

подразумевается сумма HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 , возникающих за счет редукционных процессов). Причем, хотя HCO_3^- особенно интенсивно генерируется в верхних горизонтах, здесь наблюдается его минеральное содержание, так как основная масса иона эвакуируется в наддонную воду.

Существование в илах среднемиоценового водоема таких условий привело к тому, что вследствие низкой концентрации углекислоты, и напротив, высоких содержаний сульфидного иона в верхних горизонтах осадка, сидерит здесь не образовывался. А если это и происходило, то в крайне незначительных масштабах (примесь FeCO_3 в кальцитовых конкрециях) и обуславливалось, видимо, микропестротой осадка: созданием на локальных микроучастках осадка условий, благоприятных для образования FeCO_3 .

В дальнейшем, по мере уплотнения осадка противоток ионов HCO_3^- и SO_4^{2-} все более затруднялся, соответственно в более глубоких горизонтах количество SO_4^{2-} сокращалось, а HCO_3^- возрастало. По всей вероятности, после затухания активной сульфатредукции продолжалось повышение содержания HCO_3^- в осадке в результате восстановления неизрасходованных окисных форм Fe и за счет разложения ОВ. Так, например, С.С.Беляев и З.И.Финкельштейн [1976] отмечали наличие анаэробных газообразующих бактерий в грунтах Калифорнийского залива на глубине более 3 м, т.е. по всей мощности изученных колонок.

Таким образом, если условия, благоприятные для пиритообразования, существовали в верхних слоях ила, то в более глубоких горизонтах по мере исчезновения сульфат-иона, а соответственно и сульфид-иона и с накоплением в осадке CO_2 создавались предпосылки к формированию сидерита. По взаимоотношениям выделений аутигенных минералов и по соотношению их со слоистостью глин можно говорить, что в илах чокракско-караганского моря между периодами возникновения пиритовых и сидеритовых стяжений существовал некоторый промежуток времени, в течение которого осадок успевал частично уплотниться.

Основным источником Fe для пирита была гидроокись Fe. Как видно на рис. 11 и 12, в зональных конкрециях в кальцитовом ядре, образовавшемся одновременно с пиритом, заключено гораздо большее количество Fe_2O_3 , чем в сидеритовой периферийной части. Кроме того, уже на ранних этапах диагенеза Fe для пирита могло извлекаться из силикатных минералов, возможность чего была продемонстрирована Дж. Древером [Drever, 1971] на примере современных осадков. Доказательства образования пирита за счет Fe хлоритов в древних (девонских) отложениях на основе количественных определений приводятся в работе Р.Гроссмана и соавторов [Grossman et al., 1979]; на это же указывают Р.Сивер и М.Кастнер [Siever, Kastner, 1972]. Сходное по сути явление — развитие выделений пирита по глаукониту — неоднократно наблюдалось в песчано-алевритовых породах чокрака-карагана. В глинистых породах, как ранее отмечалось [Холодов, Недумов, 1981], повсеместно присутствует хлорит, который, по-видимому, играл роль поставщика некоторой части Fe для пирита. Источником Fe^{++} для сидерита служило оставшееся реакционноспособное Fe, а также, как отмечает М.Ф.Стащук [1968], не перешедшие в стабильную пиритовую форму сульфиды типа Fe_{1-x}S .

Подобным образом пирито- и сидеритообразование осуществлялось в тех случаях, когда в глинах прослеживается парагенез этих минералов. Однако если пиритовые выделения очень широко распространены в изученных отложениях, то состав карбонатных конкреций свидетельствует о том, что сидерит образовывался далеко не всегда. Из четырех типов конкреций — кальцитовых, зональных кальцит-сидеритовых, сидеритовых и доломитовых — в двух сидерит не играет породообразующей роли. Отложениям, вмещающим эти стяжения, присущи свои литолого-геохимические особенности, не всегда способствовавшие сидеритообразованию. Очевидно, благоприятная для течения этого процесса обстановка могла возникнуть только при соблюдении определенных геологических условий.

З.В.Тимофеева [19636], считала, что сидеритообразование есть функция содержания в породах исходного $\text{Fe}_{\text{вэл}}$, рассеянного $\text{C}_{\text{орг}}$, первичной карбонатности пород и скорости накопления осадка. Причем не требуется повышенных содержаний в илах Fe и $\text{C}_{\text{орг}}$, но лишь пониженные количества CaCO_3 и повышенные скорости осадконакопления.

Определения содержания Fe в глинах чокрака-карагана показали, что его количество как в различных пачках в отдельных разрезах, так и по профилю меняется незначительно, колеблясь около кларковых значений. Какого-либо соответствия между этими колебаниями и распространением FeCO_3 не отмечено, т.е. в рассматриваемых отложениях при довольно равномерном обогащении глин Fe этот фактор не играл заметной роли в формировании сидерита.

Сложнее выяснить, какое влияние на сидеритообразование оказывала первичная карбонатность осадков. Содержание рассеянного карбоната в глинах во многом зависит от диагенетических процессов, которые могут содействовать удалению карбоната из осадка или его интенсивному перераспределению. В результате изначальная картина затухает. В чокраке-карагане, как видно из рис. 5, в бескарбонатных или слабокарбонатных глинах сидеритовые стяжения не встречаются, но сидеритовая корка появляется в зональных конкрециях верхней части чокрака в черных глинах, содержащих до 5–8% рассеянного карбоната. Собственно сидеритовые стяжения приурочены к бурым глинам, в которых карбонатность еще выше — до 10–12%. Обращает на себя внимание также тот факт, что многочисленные зональные конкреции развиты в караганских отложениях р. Фортанги, для которых характерны довольно значительные содержания CO_2 (карб.) (см. рис. 5, в). Сидерит почти полностью отсутствует лишь в пачках серых глин и в отложениях западной части профиля с высокой карбонатностью (30–40%). Но этим отложениям присущи также весьма низкие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, что, видимо, и является основной причиной отсутствия здесь ощутимых количеств FeCO_3 . Таким образом, предположение о том, что даже небольшая (несколько процентов) карбонатность глин отрицательно сказывается на сидеритообразовании, на примере чокракско-караганских отложений не подтверждается. Вместе с тем наблюдения, выполненные в изучавшейся толще, не дают доказательств того, что карбонатность осадков вовсе не оказывала влияния на возникновение сидерита.

Влияние скорости осадконакопления и содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ на сидеритообразование раскрывается при сравнении бурых и черных глин. Как ранее было показано (см. табл. 5), сидеритовые стяжения приурочены к бурым, часто алевролитистым глинам, в то время как в наиболее чистых черных глинах они отсутствуют. Сравнительный анализ условий залегания этих отложений свидетельствует об относительно высокой скорости накопления бурых глин и, напротив, очень низкой — черных разностей. Одновременно с замедлением темпа осадкообразования происходит рост содержания в глинах $\text{C}_{\text{орг}}$, максимальные количества которого (6–10%) присущи горизонтам с кальцитовыми незональными стяжениями.

Н.М.Страхов [Страхов и др., 1959], анализируя зависимость течения диагенетических процессов от скорости осадконакопления, отмечал, что поскольку проникновение иона SO_4^{2-} в глубокие горизонты ила затруднительно, то при интенсивном накоплении терригенного материала активный обмен с наддонной водой скоро прекращается, а это отрицательно сказывается на пиритообразовании. "Таким образом, — заключает Н.М.Страхов, — скорость осадконакопления может то способствовать полному развитию редукционных процессов и обогащению осадка $\text{Fe}_{\text{пир}}^{++}$, то, наоборот, тормозить эти процессы" [Там же, с. 202].

Р.Бернер [Berner, 1964], рассматривая закономерности распределения растворенных сульфатов в современных осадках, теоретически обосновал вывод о том, что количество диффундирующего в осадок SO_4^{2-} зависит от его содержания в наддонной воде и от скорости седиментации. Таким образом, высокая скорость осадконакопления, приводя к быстрому затуханию пиритообразования, должна способствовать сохранению в осадке достаточного количества реакционно-способного Fe, расходуемого в дальнейшем на формирование сидерита. В чокракско-караганских отложениях такой ход образования железистых минералов был характерен для бурых глин, содержащих сравнительно небольшие количества стяжений пирита.

Иная картина существовала в черных глинах. Здесь вследствие очень низкой скорости осадконакопления осадок длительное время находился в контакте с наддонной водой, что обуславливало активную диффузию в него SO_4^{2-} . Диффузии способствовала также высокая обводненность, рыхлость глинистого ила, богатого ОВ. Значительное количество ОВ в осадке приводило не только к интенсивной сульфатредукции, но и к энергичному восстановлению реакционноспособного окисного Fe. Тем самым создавались предпосылки к обильному пиритообразованию. Действительно, в черных глинах обнаруживается очень большое количество выделений пирита, намного превосходящего его содержание в бурых глинах. Причем в последних затрудненное течение сульфатредукции, а соответственно отсутствие избыточных количеств S^{2-} обуславливало, видимо, образование нестабильных моносulfидов, в дальнейшем служивших одним из источников Fe для сидерита. Напротив, в черных глинах существовали все условия для формирования стабильного дисульфида Fe.

Таким образом, в черных глинах уже на начальной стадии диагенеза все реакционноспособное Fe расходовалось на пирит. В значительной степени причиной этого были высокие содержания $S_{орг}$. Избыток OB в данном случае отрицательно влиял на сидеритообразование — будь его меньше не все Fe израсходовалось бы на FeS_2 .

Н.М.Страхов [1956], рассматривая зависимость между количеством OB в породе и железистыми минералами, отмечал, что по мере увеличения содержания $S_{орг}$ от 1—2 до 3—5% наблюдается одновременная смена сидерита пиритом. Распространение этих минералов в среднемиоценовых отложениях хорошо иллюстрирует выявленную закономерность.

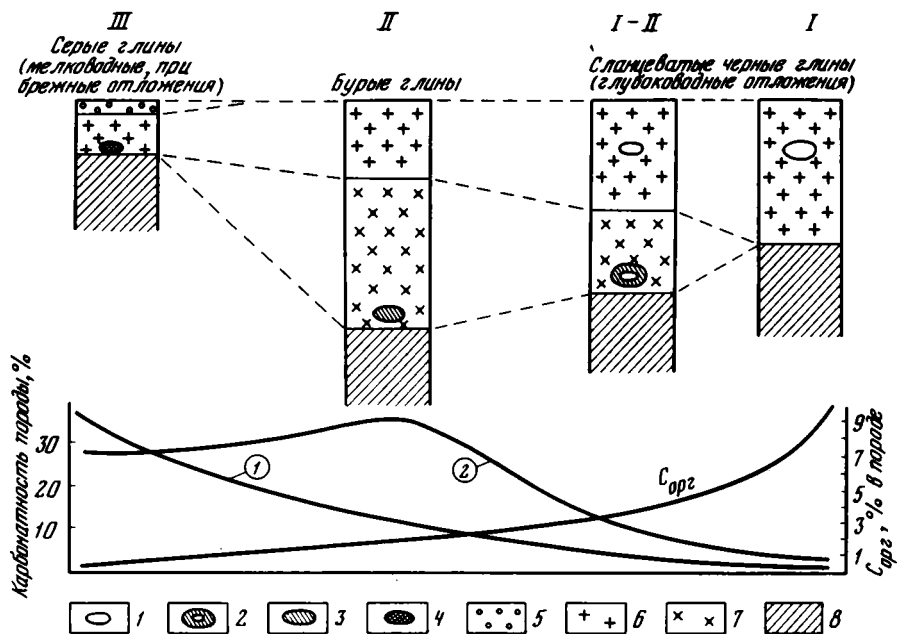
Серые глины с доломитовыми стяжениями накапливались более высокими темпами, чем черные, и в этом отношении были ближе к бурым. Но недостаток $S_{орг}$ привел к значительному ослаблению процессов формирования железистых минералов. Сидерит в конкрециях появляется в виде ничтожной примеси, либо вовсе отсутствует; выделения пирита есть, но в гораздо меньших количествах по сравнению с бурыми и особенно черными глинами. Сравнивая приведенные в табл. 6 результаты химических анализов центральных и периферических частей доломитовых конкреций из серых глин, видим, что состав их в общем одинаков. Вместе с тем, как указывалось ранее, при обсуждении вопроса о последовательности минералообразования доломитовые стяжения формировались в течение длительного времени на фоне уплотняющегося осадка. Из этого можно заключить, что геохимические условия в бедных OB серых глинах в диагенезе менялись незначительно.

Распространение сидерита в чокракско-караганской толще показывает, что он приурочен к отложениям умеренно обогащенным OB . Причем не существует прямой зависимости содержания $FeCO_3$ от количества $S_{орг}$, — как очень низкие содержания органики, так и слишком высокие оказывают неблагоприятное влияние на формирование сидерита. Однако сущность этого влияния различна: если в серых глинах, бедных OB , на начальных этапах диагенеза в результате сульфат-редукции расходовался весь запас *активного OB* , то в черных глинах обилие OB обуславливало интенсивное течение процесса пиритообразования, в результате чего было израсходовано все *реакционноспособное Fe*. Отсутствие одного из этих компонентов делало невозможным процесс образования сидерита.

Как видим, в чокракско-караганских глинистых отложениях, отличающихся по литолого-геохимическим характеристикам, по-разному осуществлялось минералообразование. Наибольшие различия имели место между черными глинами с кальцитовыми конкрециями, бурыми глинами с сидеритовыми конкрециями и серыми глинами с доломитовыми конкрециями; глины с зональными сидерит-кальцитовыми стяжениями в этом отношении занимали промежуточное положение между бурыми и черными разностями. На рис. 38 изображена схема зональности диагенетического минералообразования в перечисленных отложениях и изменение в них содержания $S_{орг}$, карбонатности и скорости осадконакопления. Схема показывает, как при переходе от прибрежных фаций к наиболее глубоководным отложениям открытого моря меняется течение диагенетических процессов.

В черных глинах (см. рис. 38, I) (наиболее глубоководная фация), обогащенных $S_{орг}$ (5—10%) и характеризующихся наименьшими скоростями осадконакопления, зона пиритообразования получает максимальное развитие; сидерита здесь нет. В бурых глинах (II), в которых содержание $S_{орг}$ опускается до 1,5—2,5%, а скорость осадконакопления значительно возрастает, зона пиритообразования сокращается и наиболее развита зона сидеритообразования. Глины с зональными стяжениями (I + II) занимают в этом ряду промежуточное положение — в них представлены на равных правах обе зоны. Наконец, в серых глинах (III) (мелководная, прибрежная фация) с минимальными содержаниями $S_{орг}$ сохраняется слабо развитое пиритообразование и почти полностью выклинивается сидеритовая зона. Изображенный здесь интервал окислительного минералообразования носит условный характер, так как не подтвержден минеральными индикаторами. Но в глинах со столь невысокими содержаниями OB эта зона, по всей видимости, существовала, а минералы, возникшие в ней, впоследствии были уничтожены восстановительными процессами. Что же касается отложений с высокими содержаниями OB , то в них окислительное минералообразование либо не проявлялось вовсе, либо возникало лишь местами в незначительных масштабах (в бурых глинах?).

В целом из диагенетического профиля видно, что зона пиритообразования в большей или меньшей степени развита повсеместно. Это вполне понятно, поскольку



Р и с. 38. Схема зональности диагенетического минералообразования в глинистых отложениях чокрак-карагана

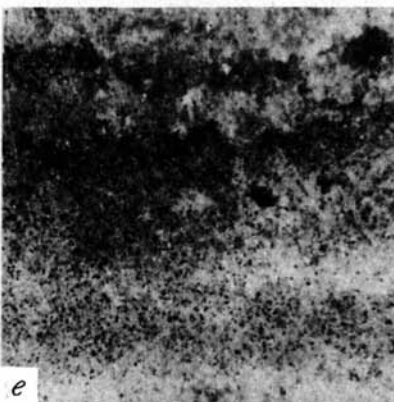
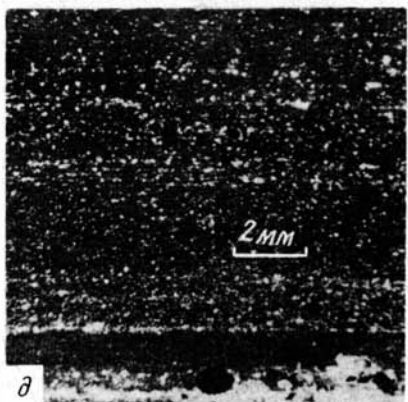
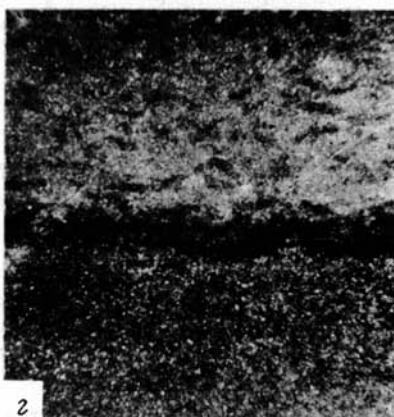
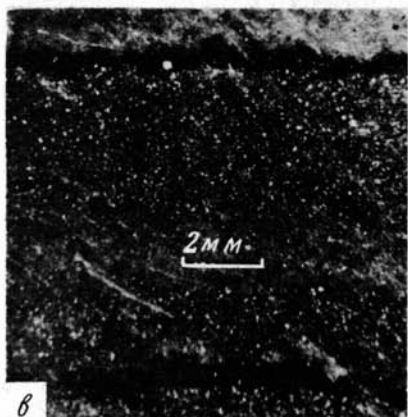
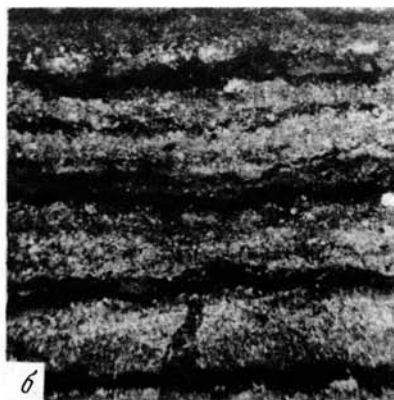
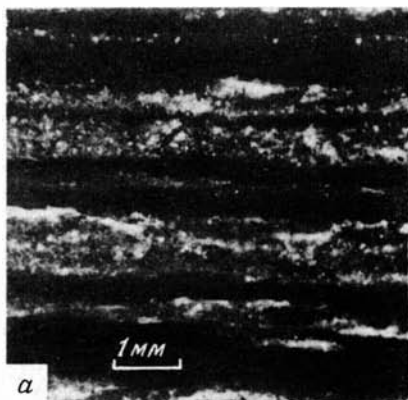
Конкреции: 1 — кальцитовые, 2 — зональные сидерит-кальцитовые, 3 — сидеритовые, 4 — доломитовые; зоны минералообразования: 5 — окислительного, 6–7 — восстановительного (подзоны: 6 — сульфидообразования, 7 — сидеритообразования), 8 — затухания аутигенного минералообразования, завершения диагенетической цементации и уплотнения осадка; цифры на рисунке: 1 — карбонатность, 2 — скорость осадконакопления

ку мы имеем дело только с морскими отложениями, а соответственно везде существовала возможность проявления сульфатредукции. Сидеритообразование являлось более прихотливым процессом — для его осуществления требовалось соблюдение совокупности определенных условий. В результате сидерит распространен не везде — в серых и черных глинах он отсутствует.

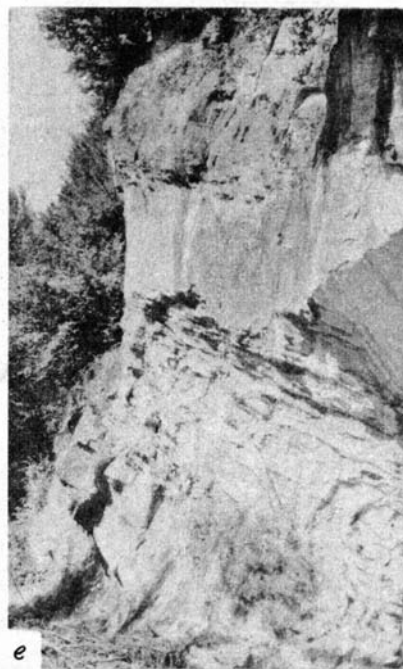
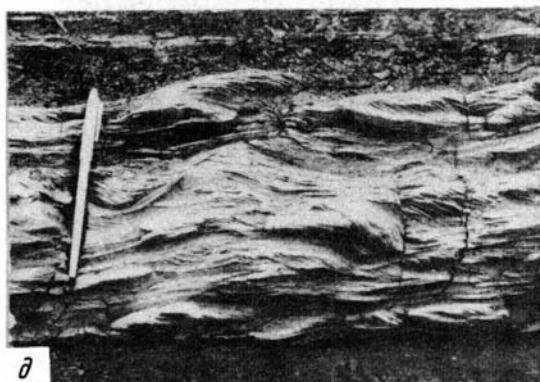
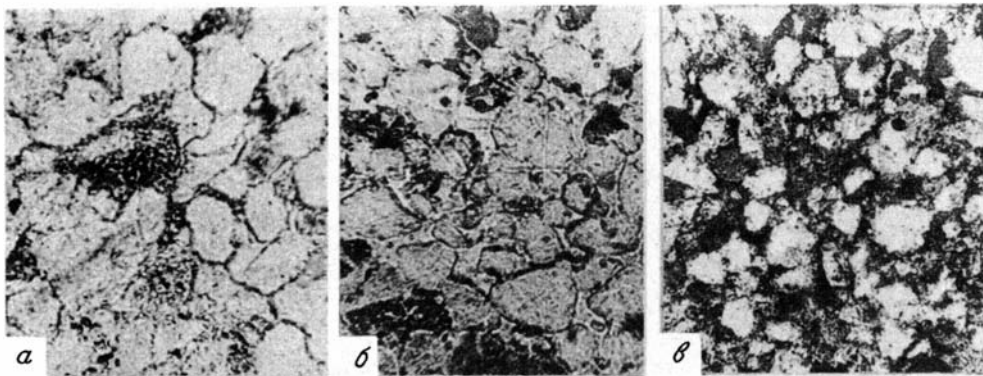
Не исключено, что до некоторой степени на интенсивность пиритообразования в разных типах отложений чокракско-караганского бассейна влияло изменение солености морских вод. Известно, что в морях средиземного типа наблюдается увеличение солености с глубиной водоема. По всей вероятности, такая же картина была свойственна и чокракско-караганскому морю. Накопление черных глин в наиболее глубоководных частях моря, а серых, напротив, на мелководье приводило к тому, что образование первых происходило в условиях повышенной солености сравнительно со вторыми. Соответственно повышенная соленость наддонной воды способствовала диффузии большего количества SO_4^{2-} в осадок и тем самым создавалась более благоприятная обстановка для сульфидообразования. Вряд ли фактор солености в данном случае оказывал решающее влияние на ход аутигенного минералообразования, однако он мог вносить некоторые коррективы в количественное распределение сульфидов в разных типах глин. На диагенетическом профиле кривая изменения солености должна была бы проходить примерно также, как и кривая содержания в глинах $C_{орг}$.

Ранее отмечалось, что в пределах профиля различные типы глин распространены неравномерно: если в восточных разрезах преобладают глины, обогащенные ОВ, то в западных — серые карбонатные разности. Поскольку на рис. 38 показано, как меняется ход диагенетических преобразований при переходе от черных и бурых глин к серым, то можно считать, что в целом аналогичная картина наблюдается и в реальном геологическом профиле.

Диагенетический профиль имеет сходство со схемой зональности минеральных новообразований в морях геологического прошлого Н.М. Страхова [1960, т. 2, фиг. 191], на которой показана смена сульфидов Fe их карбонатами по мере перехода от пелитов центральных частей моря к более прибрежным отложениям. При этом Н.М. Страхов отмечал, что сульфиды Fe залегают в илах с большим содержа-

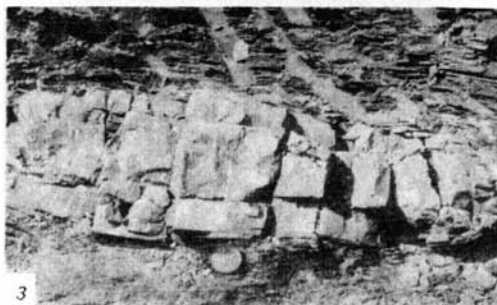
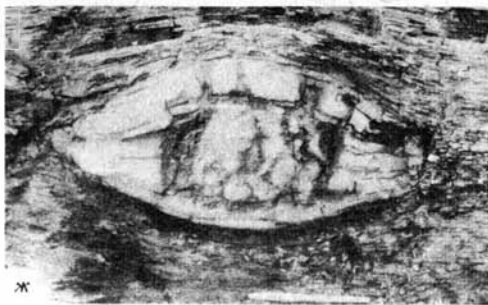


Р и с. 3. Черные и бурые глины
а, б — черные глины с частыми слойками, обогащенными ОВ; в—е бурые алевритистые глины



Р и с. 4. Песчаники

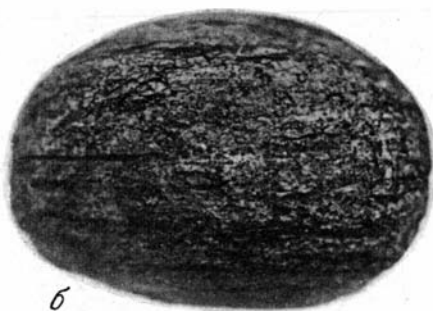
а, б — кварцевые олигомиктовые с зернами глауконита; *в* — мелкозернистый с глинистым цементом; *г* — следы волноприбойной ряби на поверхности пласта песчаника; *д* — запутанная косая слоистость в прослоях песчаника; *е* — пласт песчаника Σ_7 , р. Элистанжи



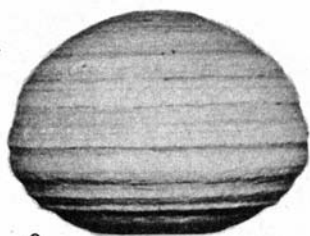
Р и с. 6. Конкреции во вмещающих глинах: а-е — кальцитовые, ж-з — зональные сидерит-кальцитовые



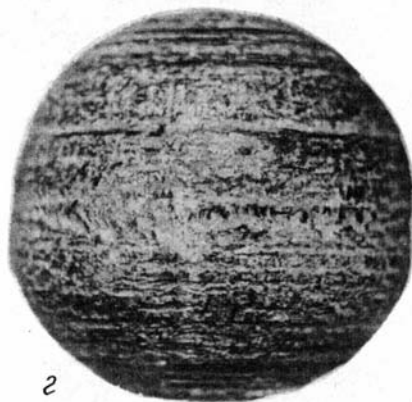
a



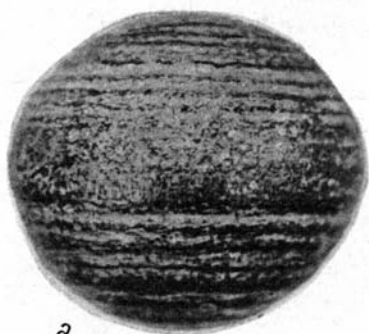
б



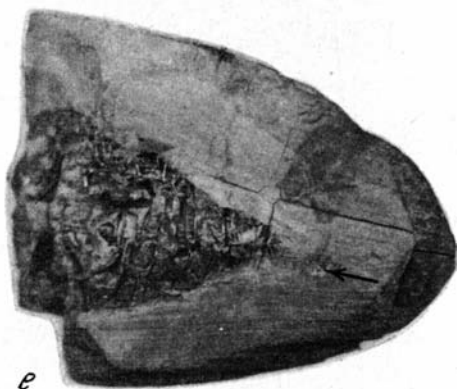
в



г



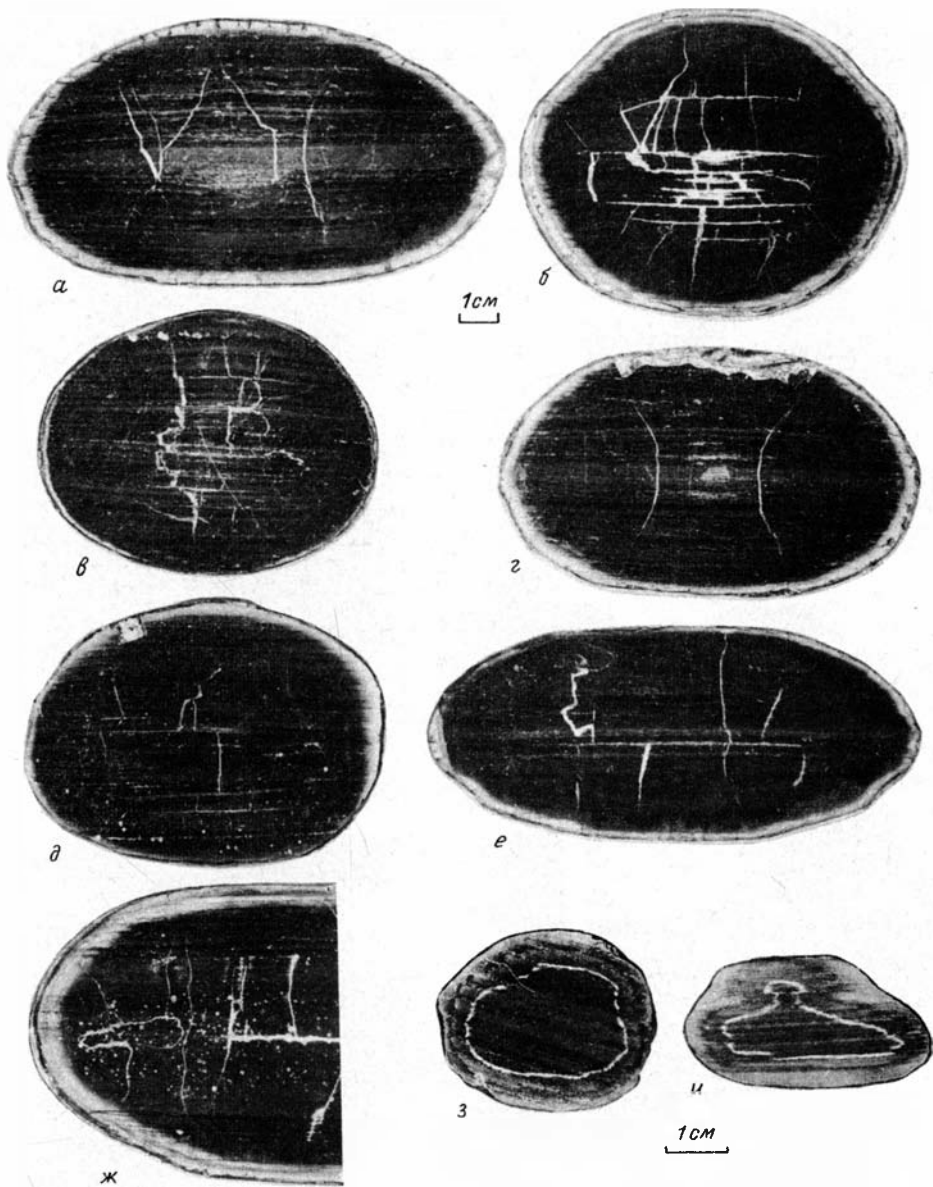
д



e

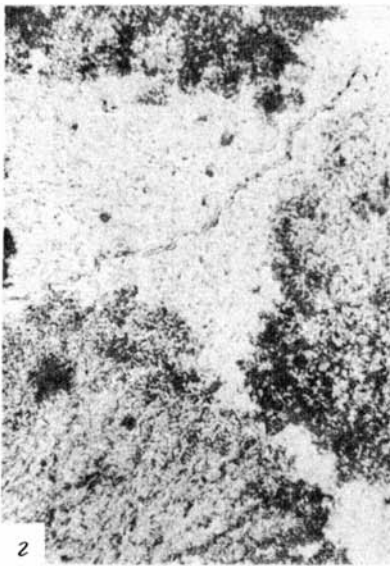
Р и с. 7. Морфология и строение конкреций

a-d — внешний вид кальцитовых конкреций; *e* — зональная сидерит-кальцитовая конкреция: отчетливо видна резкая граница между кальцитовым ядром и сидеритовой внешней зоной

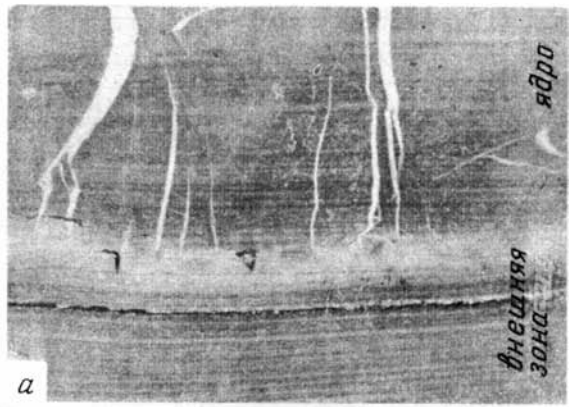


Р и с. 8. Пришлифовки кальцитовых конкреций

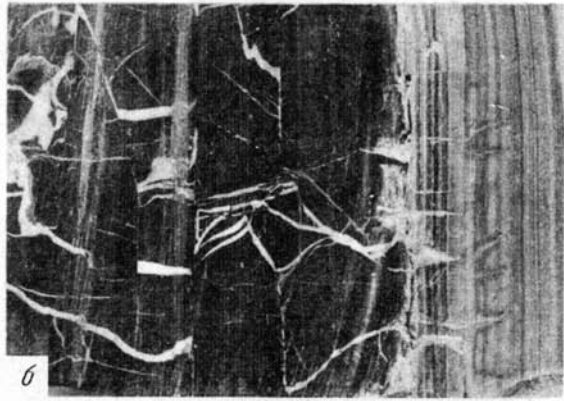
В конкрециях прослеживается первичная текстура осадка, в котором они образовались. Септариевые трещинки заполнены кальцитом (а, з, е), кальцитом и пиритом (б, в), либо только пиритом (ж). В стяжении в видны вдоль слойков мелкие выделения пирита (белые точки). На шлифовках д, ж мелкие светлые пятнышки — результат заполнения раковинок спиралисов кальцитом, пиритом и иногда кремнеземом, либо самостоятельные выделения этих минералов. На шлифовках з, и видна светлая замкнутая полоса, образованная скоплением мелких выделений пирита



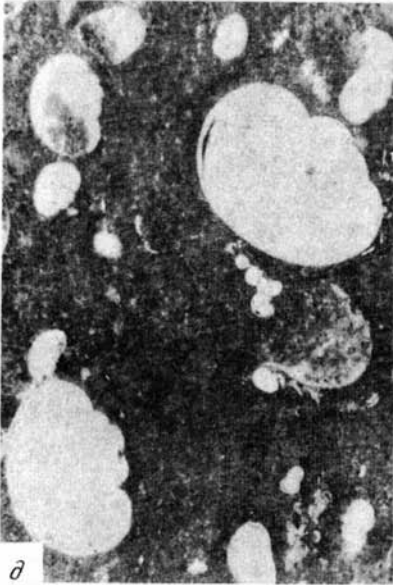
2



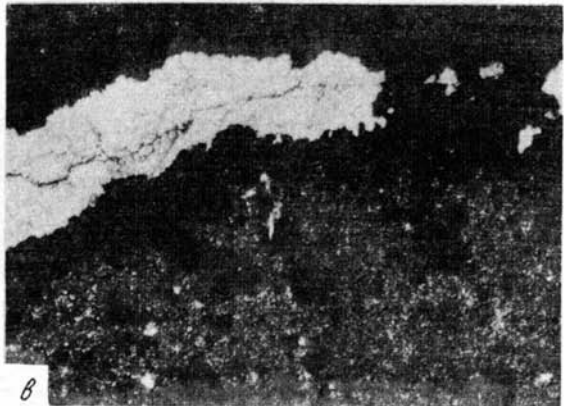
а



б



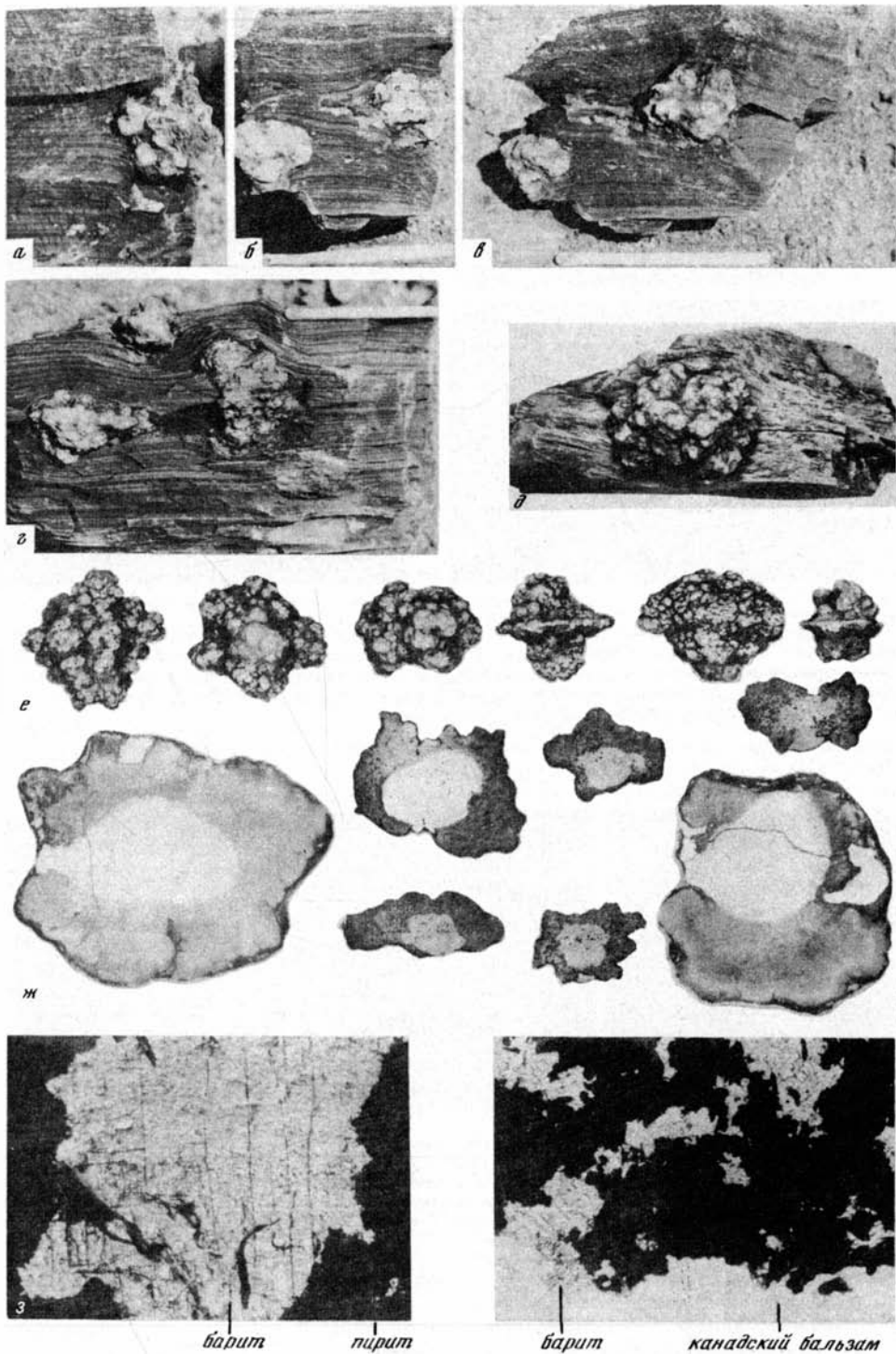
д



в

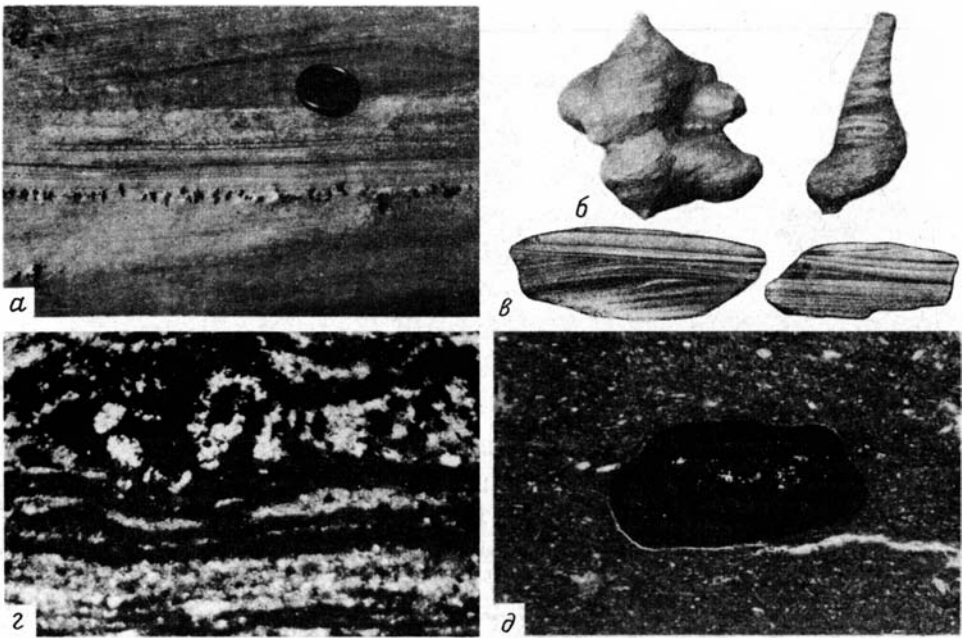
Р и с. 9. Внутреннее строение карбонатных конкреций

а, б — септариевые трещинки в зональных сидерит-кальцитовых стяжениях: трещинки из ядра (I) в периферическую зону (II) не прослеживаются (пришлифовки); в-г — заполнение септариевых трещинок в кальцитовых и сидерит-кальцитовых стяжениях (шлифы): в — кальцит (белое), по краям трещинки и в прилегающей к ней основной зоне массы конкреции — черные выделения пирита, г — кальцит и халцедон (светлое), николи не скрещены; д — раковинки птеропод-спиралисов, заполненные CaCO_3 в кальцитовых конкрециях



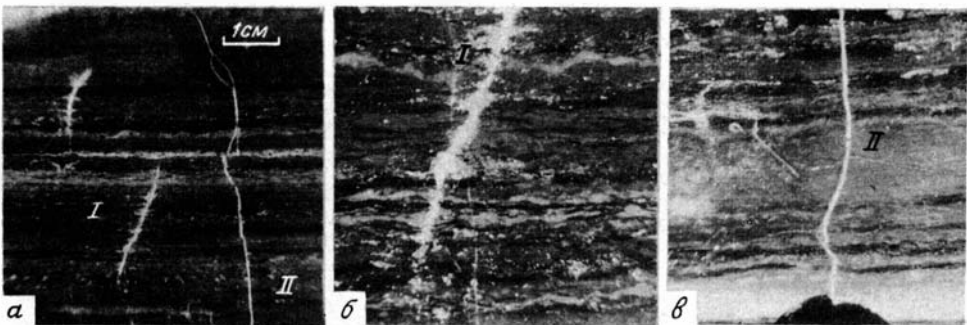
Р и с. 17. Сульфидные конкреции

А-Д — во вмещающих глинах; Е — внешний вид; Ж — внутреннее строение (пришлифовки); З — барит в краевой части конкреций (шлиф)



Р и с. 18. Сульфидные стяжения в песчаниках и глинах

а — прослой, обогащенный стяжениями в пласте кварцевого песчаника вблизи от его контакта с глинами; *б* — стяжения из песчаников из приконтактной зоны с пластом бурых глин; *в* — песчано-алевритовые линзочки из горизонта бурых глин, сцементированные пиритом (белое), пришлифовки; *г* — выделения пирита в черных глинах, огибаемые слойками, обогащенными ОВ (шлиф); *д* — пиритовое стяжение в бурых глинах (шлиф)



Р и с. 35. Септариевые трещинки в кальцитовых конкрециях

А — конкреция с двумя типами септариевых трещинок — закрытыми, оканчивающимися в теле конкреции, не достигая края (I), и открытыми, достигающими до края конкреции (II); *б* — закрытая трещинка, заполненная стянувшимся к ней пиритом; *в* — открытая трещинка, заполненная кальцитом и окруженная ореолом с пониженным содержанием тонкорассеянного пирита (более темная полоса вдоль трещинки)

ем CaCO_3 . На первый взгляд в этом отношении заключается отличие черных глин чокрака, так как карбонатность в них крайне низкая. Однако в изначальном осадке картина была иная, и количество карбоната было заметно выше, чем существующее ныне, но впоследствии он в результате перераспределения стянулся в кальцитовые конкреции или был удален из ила.

Нам представляется, что в целом схема аутигенного минералообразования, избранный на диагенетическом профиле, справедлива для глинистых отложений нормальных морских водоемов. Вместе с тем встречаются указания на существование отклонений от этой картины. Наши данные говорят о том, что сидерит в чокракско-караганских отложениях всегда образовывался в диагенезе довольно поздно, в частности уже уплотнившемся осадке. В то же время в работах, посвященных конкрециям, иногда приводятся доказательства возникновения сидеритовых стяжений на ранних этапах диагенеза — в верхних горизонтах ила [Зарицкий, 1971б; Коперина, 1956; и др.]. В ниже- и среднеюрских отложениях Северо-Восточного Кавказа автору также приходилось встречать свидетельства образования сидеритовых стяжений на глубине в несколько дециметров под поверхностью осадка. Главным препятствием к образованию сидерита уже в верхних горизонтах осадка является присутствие здесь сульфид-иона; при отсутствии последнего зона сидеритообразования могла бы приблизиться к самой поверхности осадка. Поскольку генерация HS^- зависит от поступающего в осадок SO_4^{2-} , то, как уже ранее отмечалось, решающую роль в этом случае играют содержание SO_4^{2-} в наддонной воде и скорость осадконакопления. Совершенно очевидно, что при существенном опреснении наддонных вод процесс сульфатредукции в иле может значительно затормозиться или даже полностью прекратиться. По сути дела, аналогичная ситуация возникнет при существенном увеличении скорости аккумуляции осадков, когда диффузия из наддонной воды в ил добавочных порций SO_4^{2-} будет затруднена. В результате действия этих факторов возникнут благоприятные условия для появления сидерита уже на начальных стадиях диагенеза. Конечно, затухание в осадке сульфатредукции уменьшит содержание в иловых водах необходимой для формирования FeCO_3 углекислоты. Однако источником последней могут быть и другие реакции, протекающие в осадке.

Если проанализировать, в каких отложениях описаны случаи раннедиагенетического образования сидеритов, то увидим, что, как правило, мы имеем дело не с типичными морскими толщами: чаще всего это угленосные серии, некоторые из которых образовались в условиях частично либо полностью опресненных водоемов. Показательным также является появление больших скоплений раннедиагенетических сидеритовых стяжений в юрских отложениях Дагестана [Фролов, 1965; Халифа-Заде, Аббасова, 1963]. Приурочены они к придельтовым областям палеоводоема, для которых были характерны как опреснение наддонных вод, так и высокие скорости осадконакопления.

Таким образом, сидерит не следует квалифицировать либо как раннедиагенетический, либо как позднедиагенетический минерал. Время его образования в диагенезе зависит от конкретной геологической обстановки, в которой происходит накопление осадков. Вполне возможна такая ситуация, когда в осадках из разных частей водоема этот минерал будет образовываться в одном случае в раннем диагенезе, а в другом — на более поздних его стадиях.

В литературе встречаются описания таких взаимоотношений диагенетических минералов, в которых пирит является более поздним образованием по сравнению с сидеритом [Запорожцева, 1954; Коссовская, 1958; и др.]. Однако преимущественно такие взаимоотношения отмечены в песчаниках. Значительная пористость, а значит, и проницаемость песков, приводит к тому, что, помимо минералов, возникающих в диагенезе в самом песчаном слое, т.е. за счет его внутренних ресурсов, здесь могут присутствовать минералы, образовывавшиеся в результате геохимического взаимодействия этих слоев с соседними глинистыми отложениями. Например, из глин в пески местами осуществляется диффузия подвижного бикарбоната закиси Fe, который в новых геохимических условиях осаждается в виде сидерита. Реальной также является миграция гелевидных ступков сульфидов Fe, образующихся в приконтактной с песчаниками зоне глинистых слоев. Так, при описании сульфидных конкреций нами отмечались стяжения пирита каплевидной формы, обнаруженные в песках вблизи прослоев глин. Р.Бернер [Berner, 1969] экспериментально доказал существование миграции компонентов, необходимых для формирования пирита, из глин в пески. В итоге минералы, появляющиеся в песчаных слоях в результате этих процессов, могут по-разному соотноситься с аутигенными новообразованиями, возникшими за счет "внутрен-

них ресурсов" песков. Существует достаточно много ситуаций, в результате которых возникает любая последовательность выделения минералов. Соответственно взаимоотношения пирита и сидерита могут отличаться от тех, которые наблюдаются в глинах.

Следует иметь в виду, что и в глинистых отложениях при определенных условиях не исключено появление последовательности сидерит → пирит, которая в каждом конкретном случае будет обусловлена различными причинами. Одной из них может быть размыв верхних слоев осадков, в глубоких горизонтах которого шло образование сидерита. В результате размыва в углубленные части осадка, в которых к тому времени сульфатредукция уже закончилась, вновь начинается поступать ион SO_4^{2-} и возобновляется сульфидообразование; появляется пирит, более поздний по сравнению со стяжениями сидерита, уже присутствующими в осадке. Возможна также и следующая ситуация. В придельтовых участках моря над осадками, над которыми была существенно опресненная вода, последняя, в результате изменения гидрологического режима течений, существенно осолоняется. Это приводит к появлению сульфатредукции в осадках, в которых она ранее отсутствовала и где в приповерхностных горизонтах ила шло образование сидерита. Как и в предыдущем случае, пирит будет более поздним по сравнению с сидеритом. Перечисленные примеры возникающих в природе ситуаций, а их можно было бы легко умножить, объединяет то, что они в силу тех или иных причин нарушают нормальное течение диагенеза в глинистых отложениях. Поэтому при появлении в глинах аномальной последовательности образования железистых минералов необходимо прежде всего в каждом конкретном случае выяснить, чем такая картина может быть обусловлена.

ОБРАЗОВАНИЕ КОНКРЕЦИОННЫХ СЛОЕВ И КОНКРЕЦИОННЫХ ПАЧЕК

При рассмотрении характера залегания диагенетических карбонатных конкреций в разрезе обращают на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, конкреции в глинистых отложениях неизменно залегают слоями. Одиночные стяжения, находящиеся вне конкреционного слоя, а также горизонты, в которых стяжения располагаются хаотично, не образуя прослоев, встречаются крайне редко и появление их всегда связано с причинами, обусловившими аномальное течение диагенетических процессов. Во-вторых, в подавляющем большинстве случаев конкреционные прослои группируются на определенных интервалах. Причем залегание прослоев примерно через равные промежутки придает конкреционным пачкам облик ритмично построенных. Наиболее ярко выражено ритмичное строение горизонтов черных глин с кальцитовыми и зональными сидерит-кальцитовыми конкрециями.

Ритмичное строение осадочных толщ или отдельных пачек встречается в природе довольно часто. Появление в разрезах ритмов зачастую влечет за собой определенные выводы о цикличности осадконакопления. Вместе с тем некоторые исследователи высказывают сомнение в том, что встречаемые в осадочных толщах ритмы всегда являются отражением седиментационных процессов. Иногда допускается возможность образования их на стадии диагенеза осадков [Ботвинкина, 1962; Дафф и др., 1971; Sujkowski, 1958]. Процесс диагенетического разделения осадка на слои различного состава моделировался в лабораторных опытах, и иногда получались интересные результаты [Денисов, 1948; Смирнов, Федорова, 1974, 1977].

Для того чтобы выяснить, что обуславливает ритмичное строение конкреционных пачек, следует рассмотреть причины, приводящие к возникновению каждого индивидуального слоя.

Одной из причин, вызывающих образование конкреционного слоя, как считает Н.М.Страхов [1960], является утечка CO_2 из ила по плоскостям напластования осадка, что приводит к концентрации карбонатного материала вдоль этих плоскостей. Как показывают наблюдения, обычно действие этого фактора проявляется в тех случаях, когда в глинах есть тонкие песчано-алевритовые прослойки, которые играют роль "вентиляционных каналов" в осадке. При этом карбонатные стяжения оказываются как бы "нанизанными" на пропласточки, сложенный более грубым материалом, чем основная масса вмещающей породы.

Другой причиной, ведущей к образованию прослоев конкреций, является изменение первичных седиментационных условий накопления толщи вследствие временного относительного или абсолютного усиления карбонатакопления с

последующим перераспределением карбонатного материала в возникшем прослое и стягиванием его в конкреции.

Вряд ли можно предполагать, что прослои кальцитовых конкреций в чокракско-караганских отложениях образовались в результате дегазации осадка вдоль плоскостей напластования, поскольку горизонты черных глин весьма выдержаны по простираанию. Кроме того, в связи с образованием кальцитовых стяжений в рыхлом, сильно обводненном иле, преимущество латеральной дегазации осадка над вертикальной не проявлялось. Черные глины лишены также примеси алевроитового материала, который мог бы образовывать тонкие линзочки и слойки, способствовавшие уходу из ила CO_2 .

Маловероятно также то, что обогащение определенных прослоев карбонатом Ca происходило в результате изменений условий седиментации. Тщательное сравнение глин в конкреционных пачках из прослоев со стяжениями и из смежных слоев не показало каких-либо различий между ними. Кроме того, прослои диагенетических конкреций, хотя и прослеживаются на километры, но совсем не такие выдержанные по простираанию как, например, пласти мергелей явно осадочного происхождения, которые протягиваются на десятки и сотни километров. Наконец, чтобы объяснить образование ритмично построенных конкреционных пачек причинами седиментационного характера, потребовалось бы предположить многократное и частое изменение режима осадконакопления как раз для тех отложений, которые накапливались в наиболее спокойных и стабильных условиях.

Анализ строения конкреционных пачек приводит к заключению, что диагенетические процессы не только обуславливали образование стяжений в результате перераспределения материала в прослоях, обогащенных карбонатом, но и активно формировали сами эти прослои в осадке с изначально равномерно распределенным карбонатным веществом [Гаврилов, 1979].

Известно, что поведение CaCO_3 в осадке, а соответственно и процесс карбонатного конкрециеобразования регулируется режимом уголекислоты в иловых водах. Поэтому важно знать, как ведет себя уголекислота в активной зоне диагенеза.

Результаты изучения современных осадков показывают, что в подавляющем большинстве случаев в илах, в которых осуществляется сульфатредукция, параллельно с убылью сульфатов в иловой воде происходит увеличение количества HCO_3^- (под последними подразумевается сумма HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2), возникающего за счет редукционных процессов [Шишкина, 1972; и др.].

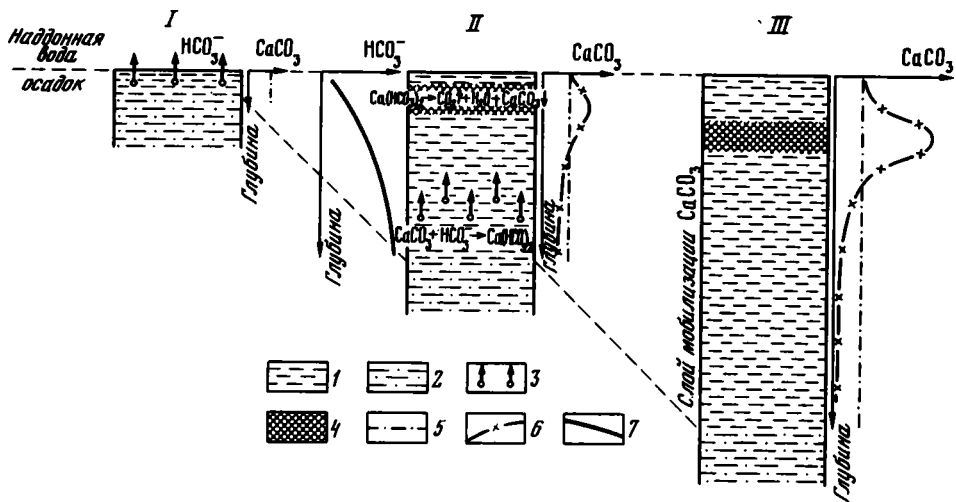
Как ранее уже отмечалось, в верхних горизонтах ила, несмотря на особенно интенсивное образование здесь иона HCO_3^- , количество последнего незначительно, так как он преимущественно уходит в наддонную воду; в глубоких горизонтах осадка, откуда иону эвакуироваться трудно, происходит увеличение его концентрации. Одновременно растет величина щелочного резерва за счет растворения рассеянного в иле CaCO_3 .

Н.М.Страхов [1976] считал, что при перекристаллизации CaCO_3 ион HCO_3^- играет временную служебную роль: вначале переводит более растворимую (обычно арагонитовую) фазу CaCO_3 в раствор, а затем, при осаждении диагенетического CaCO_3 , удаляется из ила.

Эти два аспекта геохимии иловых процессов, во-первых, возрастание с глубиной осадка содержания в иловых водах HCO_3^- и, во-вторых, активное влияние HCO_3^- на переотложение уголекислого кальция, по всей вероятности, играли определяющую роль в формировании диагенетических карбонатных слоев. Схематично действие механизма диагенетического слоеобразования можно представить следующим образом (рис. 39).

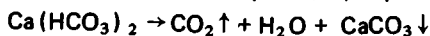
Для упрощения картины рассмотрим такой случай, когда слой глинисто-алевроитовых осадков, в которых диагенетические процессы протекали вяло, начал перекрываться глинистыми илами, обогащенными реакционноспособным O_2 . На начальных стадиях накопления этого ила (см. рис. 39, I), когда образуемый им слой еще тонок (сантиметры), большая часть возникающего в результате редукционных процессов иона HCO_3^- эвакуируется в наддонную воду; на этом этапе растворение рассеянного в осадке CaCO_3 в ощутимых масштабах не происходит.

В дальнейшем (см. рис. 39, II), по мере накопления осадков из наиболее погружившихся частей слоя удаление HCO_3^- постепенно все более затрудняется и начинает происходить его накопление. Это обстоятельство приводит к появлению разницы концентраций HCO_3^- в иловых водах между приповерхностными и более углубленными частями ила. Причем при достижении определенного со-



Р и с. 39. Схема диагенетического образования карбонатного слоя в глинистых осадках
Осадки: 1 — глинистый, обогащенный Ca и ионов HCO_3^- ; 2 — глинисто-элевритовый; 3 — направление диффузии бикарбонатов Ca и ионов HCO_3^- ; 4 — слой диагенетического накопления карбонатов Ca ; 5 — первоначальное содержание CaCO_3 в осадке; 6 — предполагаемое изменение содержания CaCO_3 в осадке в диагенезе; 7 — HCO_3^- в иловых водах

держания HCO_3^- рассеянный в осадке карбонат Ca начинает растворяться. Образовавшиеся бикарбонаты Ca из более глубоких горизонтов диффундируют в приповерхностные части ила. Здесь, в условиях пониженного содержания в иловых водах углекислоты осуществляется реакция, обратная растворению CaCO_3



и происходит осаждение кальцита. Не исключено, что часть бикарбонатов может удаляться в наддонную воду. В результате этого процесса нижележащие участки ила избавляются от CaCO_3 , а приповерхностные, наоборот, обогащаются. При этом происходит образование слоя (слоя накопления), в котором содержание CaCO_3 повышено по сравнению с его первоначальным содержанием в осадке.

Однако на первых этапах обогащение "слоя накопления" карбонатным материалом довольно слабое, поэтому по мере аккумуляции осадка и опускания этого слоя в более глубокие горизонты ила он может растворяться и образующиеся бикарбонаты опять мигрируют в приповерхностные части ила, где осаждается кальцит. Таким образом происходит оттеснение "слоя накопления" вверх. Вместе с тем содержание CaCO_3 в этом слое постепенно увеличивается, поскольку карбонатный материал мобилизуется из все большего объема ила. При значительном накоплении в слое CaCO_3 , когда имеющейся в иле углекислоты уже недостаточно, чтобы растворить этот прослой, он фиксируется на месте и оттеснения вверх более не происходит (см. рис. 39, III).

"Слой накопления", видимо, представляет собой зону, обогащенную карбонатным веществом, вверх и вниз от которой содержание карбоната сравнительно плавно уменьшается. Предполагаемое изменение карбонатности осадка сравнительно с первоначальным содержанием в нем CaCO_3 показано на рис. 39, II, III. Если бы на этом формирование карбонатного слоя закончилось, то в обнажении прослеживался бы постепенный переход от слоя мергеля к глине. Однако процессы перераспределения вещества продолжают и на более поздних стадиях диагенеза: CaCO_3 стягивается к прослою из окружающей его глины (из зоны слабого обогащения CaCO_3), что усиливает разделение осадка на две фазы и обуславливает появление между ними более резких границ.

В зависимости от того, как много CaCO_3 мобилизовано из осадка (из "слоя мобилизации"), степень обогащения "слоя накопления" карбонатным материалом может быть весьма различной — от сравнительно небольшого увеличения концентрации CaCO_3 по сравнению с фоновым содержанием до очень значительного — несколько десятков процентов, иногда более 50%. Соответственно в разрезе толщи эти прослои в одном случае будут трудно отличимы от остальной массы породы, а в другом они будут резко выделяться в виде пласта мергеля.

В процессе диагенетического слоеобразования в самом "слое накопления" могут создаваться неравновесные условия, приводящие к перераспределению вещества и стягиванию его в конкреции. Последние по сравнению с мелкими арагонитовыми раковинками и тонкодисперсным CaCO_3 , рассеянным в осадке, являются гораздо более устойчивыми к растворяющему действию углекислоты и сохраняют стабильность и в более глубоких горизонтах ила.

В тех случаях, когда происходит накопление достаточно мощной толщи осадков, по крайней мере в несколько раз превышающей мощность "слоя мобилизации", процесс диагенетического слоеобразования может продолжаться также и после возникновения первого карбонатного прослоя. В осадке, перекрывающем новообразованный пласт, аналогичным образом осуществляется перераспределение CaCO_3 , что приводит к образованию следующих — второго, третьего и т.д. прослоев. Такая диагенетическая переработка осадка будет продолжаться до тех пор, пока идет накопление осадков этого типа. Многократное образование карбонатных прослоев приводит к возникновению ритмов в осадочной толще. На рис. 40 показана схема формирования ритмично построенной конкреционной пачки.

Таким образом, вследствие процессов диагенетического перераспределения вещества в первоначально однородном осадке появляется существенная литологическая неоднородность.

Значительные содержания в глинах ОВ и присутствие в них большого количества сульфидных стяжений свидетельствуют о высокой интенсивности протекавших здесь редукционных процессов, что создавало благоприятную обстановку для диагенетического слоеобразования. Однако то обстоятельство, что в чокракско-караганских отложениях ритмичное строение характерно не для всех глинистых пачек, указывает на необходимость соблюдения определенных условий для возникновения карбонатных слоев в диагенезе. Влияние на этот процесс оказывают, видимо, такие факторы, как содержание в осадке реакционноспособного ОВ, скорость осадконакопления, карбонатность осадка, гранулометрический состав осадка и степень его однородности, а также, может быть, некоторые другие.

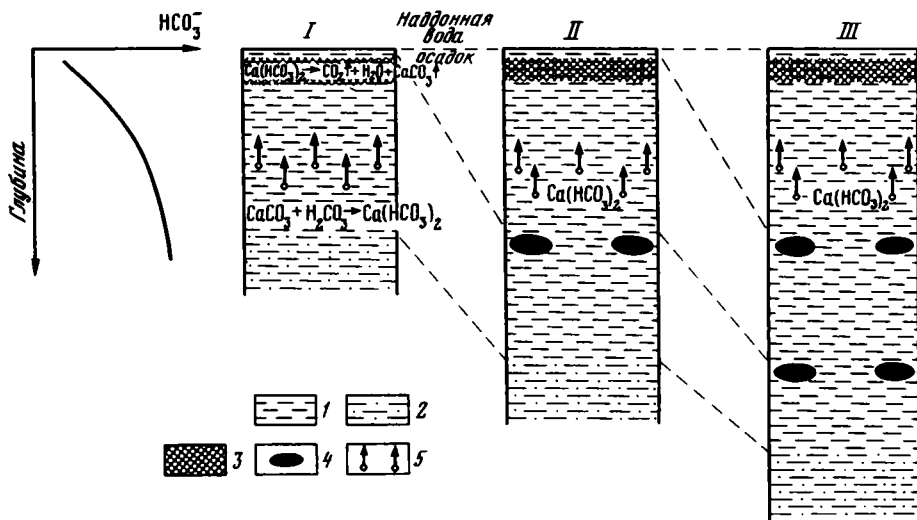
Прежде всего обращает на себя внимание то, что в чокракско-караганских отложениях ритмичное строение присуще горизонтам глин, в которых повышено содержание ОВ ($C_{\text{орг}}$ от 2 до 10%). Значительные содержания ОВ обуславливают высокую интенсивность диагенетической переработки осадка, играя определяющую роль в редукционных процессах. В результате же действия этих процессов в илах создается благоприятный для возникновения диагенетических прослоев режим углекислоты. Таким образом, обогащенность осадка ОВ, очевидно, является необходимым условием для диагенетического ритмообразования.

Сходным по существу своего воздействия на течение диагенетических процессов является такой фактор, как скорость осадконакопления. Известно, что чем ниже скорость аккумуляции осадков, тем легче осуществляется диффузия сульфат-иона из наддонной воды в ил [Страхов, и др., 1959; Berner, 1964в], а от количества SO_4^{2-} также в значительной степени зависит интенсивность процессов редукции. Поэтому низкую скорость осадконакопления тоже следует рассматривать как условие, благоприятное для ритмообразования. Подтверждением этому предположению является то, что в чокракско-караганской толще темпы накопления отложений, слагающих горизонты глин с кальцитовыми и зональными сидерит-кальцитовыми конкрециями, были самыми низкими.

Следует отметить также следующее обстоятельство. При быстром осадконакоплении скорость диффузии бикарбонатов в илах может оказаться меньше скорости увеличения мощности слоя осадков. В результате бикарбонаты из углубленных частей ила не будут успевать достигать приповерхностных частей осадка и диагенетический "слой накопления" не будет образовываться.

Горизонты черных глин отличает почти полное отсутствие песчано-алевритовой примеси, что тоже способствовало образованию ритмов. Напротив, в случае появления в глинах прослоечков более грубого материала, этот процесс нарушился бы, поскольку вследствие удаления из ила по этим прослоечкам CO_2 изменился бы режим углекислоты. Поэтому еще одним условием, определяющим успешное течение ритмообразования, является стабильное накопление однородной глинистой толщи.

Поскольку при образовании конкреционных прослоев происходила мобилизация карбонатного вещества из всего объема осадка, этот процесс должен был влиять на изменение карбонатности глин. Причем чем интенсивнее он протекал, тем меньшее количество первичного карбоната должно было сохраниться в породе. Действительно, существует обратная зависимость между содержанием $C_{\text{орг}}$



Р и с. 40. Схема образования ритмично построенной конкреционной пачки

Осадки: 1 — глинистый, обогащенный O_2 , 2 — глинисто-алевритовый; 3 — слой диагенетического накопления карбонатов Ca ; 4 — сформированные карбонатные конкреции; 5 — направление диффузии бикарбонатов Ca ; I—III — стадии последовательного накопления осадка и образования конкреций; на графике — содержание HCO_3^- в иловых водах

и карбонатностью породы: глины со значительным содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (до 10%) бывают почти бескарбонатными. Особенно рельефно эта закономерность прослеживается в толще нижнего чокрака, для которой характерны наиболее высокие содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (см. рис. 5, б). Поскольку карбонатный материал в осадке подвергся интенсивному перераспределению, по остаточной карбонатности пород довольно трудно судить о ее первоначальной величине. Следует, однако отметить, что мы не встретили ритмично построенных пачек с карбонатностью глин, превышающей 15–20%.

Как видим, на процесс диагенетического слоеобразования влияют многие факторы, т.е. этот процесс является функцией от нескольких аргументов. Вариации последних обуславливают существующее различие между ритмами в разных частях разрезов.

Многие детали строения конкреционных пачек в чокракско-караганских отложениях находятся в хорошем соответствии с описанным механизмом ритмообразования. В частности, становится понятной существующая прямая зависимость между размером конкреций и расстоянием между конкреционными прослоями (при отсутствии заметного увеличения расстояния между конкрециями в прослое). Действительно, чем из большего объема осадка мобилизовался карбонат (т.е. при увеличении расстояния между прослоями), тем большее количество материала накапливалось в прослое и соответственно увеличивался размер стяжений (см. рис. 6, Б). Причем кальцитовые конкреции никогда не встречаются в самой подошве пачек черных глин, поскольку была необходима диагенетическая переработка определенного объема осадка, который мог бы дать требуемый для конкреционного слоя материал. Следует, однако, отметить, что причины, вызывающие значительные колебания расстояния между диагенетическими прослоями, пока неясны. Решение этого вопроса требует дальнейших специальных исследований, по возможности на большем количестве объектов.

В чокракско-караганских отложениях ритмичное строение конкреционных пачек характерно прежде всего для раннедиагенетических кальцитовых стяжений. Объясняется это тем, что процесс ритмообразования наиболее успешно протекает на этапе раннего диагенеза в активной зоне осадка, охватывающей, по оценке Н.М.Страхова [1976], около 1,5 м, где наблюдается наибольший градиент щелочного резерва. Поскольку расстояние между прослоями кальцитовых конкреций, как правило, 10–30 см, а черные глины уплотнялись в диагенезе в 4–5 раз [Гаврилов, 1977], в неуплотненном иле это расстояние составляло 0,5–1,5 м. Рыхлость и высокая обводненность ила были также необходимы для успешного осуществления диффузии бикарбонатов в приповерхностные слои осадка.

Кальцитовые конкреции образовывались в самых верхних горизонтах осадка. Позднее в частично уплотнившемся осадке в некоторых пачках на них нарастал сидерит, формируя зональные стяжения. Следует отметить, что сидерит в этих пачках не образовывал самостоятельных стяжений, а концентрировался только около возникших на ранних стадиях диагенеза кальцитовых ядер. Однако не всегда дифференциация карбонатного и глинистого вещества в раннем диагенезе проявляла себя в достаточной степени, чтобы результат ее действия можно было зафиксировать в сформированной породе в виде цепочек конкреций или пропласточков: диагенетическое слообразование могло заключаться в появлении лишь слабо обогащенных карбонатным веществом прослоев. Но возникшей неоднородности осадка было достаточно, чтобы контролировать перераспределение аутигенных компонентов ила на более поздних стадиях диагенеза. Поэтому если в дальнейшем в осадке шло образование карбонатов (например, FeCO_3), то последние, как и при формировании зональных конкреций, стягивались к прослоям, обогащенным CaCO_3 и осаждались около них.

Нужно также учитывать, что прослои, обогащенные карбонатным материалом, могли играть роль своеобразных геохимических фильтров. Вследствие повышенных значений pH в пределах этих прослоев карбонаты, растворенные в отжимаемых при уплотнении (элизонных) водах, осаждались здесь, повышая содержание этого компонента в прослоях, тем самым способствуя разделению осадка на две фазы. Таким образом, литологическая неоднородность осадка, возникшая на ранних стадиях диагенеза, впоследствии продолжала усиливаться.

В чокракско-караганских отложениях неоднократно отмечалось, что цепочки конкреций по простиранию переходят в небольшой по мощности (2—4 см) непрерывный пласт, прослеживающийся на сотни и более метров. Диагенетическая природа таких пластов несомненна. Очевидно, определяющим условием для стягивания карбоната в конкреции или осаждения его в виде пласта, является количество мобилизованного карбонатного вещества: при значительных концентрациях образуются непрерывные пласты. Последние в разрезах могут приниматься за первично-осадочные слои. Критериями для выявления диагенетических прослоев, видимо, могут быть относительная невыдержанность их по простиранию (сотни метров, реже — несколько километров), присутствие в прослоях значительного количества явно диагенетических минералов (сидерит), отсутствие отчетливых признаков седиментационной природы прослоев (следы жизнедеятельности организмов, текстуры взмучивания, подводного оползания и др.).

Гипотеза о диагенетическом слообразовании позволяет объяснить отдельные особенности строения конкреционных прослоев. Например, некоторые исследователи [Виталь, 1959; и др.] отмечали расщепление по простиранию конкреционного прослоя на две ветви. Очевидно, что связать такое явление с действием каких-либо седиментационных причин нельзя. Вместе с тем механизм диагенетического слообразования вполне допускает возможность расщепления слоя. Произойти это может при самых незначительных, на первый взгляд, изменениях характера осадка в латеральном направлении: вариации в содержании карбонатного материала, ОВ, алевроитовой примеси. Все эти причины (или, возможно, некоторые другие), оказывая влияние на течение диагенетических преобразований, могут привести к ускорению или замедлению процесса слообразования по сравнению с соседними участками. В результате, по мере накопления осадка в синхронном горизонте в одном месте успевают образоваться два карбонатных прослоя, а в другом — один, что в разрезе в сформированной породе выразится в виде расщепления по простиранию конкреционного слоя.

Диагенетические ритмы в терригенных отложениях, по-видимому, не являются редкостью. Примером ритмообразования могут служить скопления сидеритов в нижне- и среднеюрских отложениях Дагестана. Здесь встречаются мощные пачки глинистых отложений (многие десятки метров), в которых прослеживаются многочисленные конкреционные или непрерывные сидеритовые прослои (2—3 см), залегающие через 5—15 см. Прослои протягиваются по простиранию на сотни метров без заметных изменений. Поскольку они в основном сложены типичным диагенетическим минералом — сидеритом, предполагать их осадочное происхождение нет никаких оснований. И, напротив, все детали строения этой толщи находят свое объяснение, если исходить из предположений об их образовании в диагенезе.

Интересные данные, свидетельствующие в пользу диагенетического образования карбонатных прослоев, приводит А.Халлам [Hallam, 1964], изучавший лейасовые отложения Англии. Он заметил, что чем мощнее разрез, тем большее

число известняковых слоев он содержит. Причем исчезновение части известняковых слоев в менее мощных разрезах не может быть связано с их неотложением, поскольку имеются надежные палеонтологические данные, указывающие на синхронность сравниваемых разрезов. Наблюдаемая правильная циклическая последовательность в данном случае целиком определяется вторичным перераспределением вещества в осадочной толще. По мнению П. Даффа и соавторов [1971], гипотеза "ритмического разделения" снимает трудности, связанные с необходимостью объяснения многочисленных мелких, но существенных литологических изменений пород по разрезу особенностям режима осадконакопления.

Из существа механизма диагенетического карбонатного ритмообразования следует, что определяющим условием для формирования слоев является изменение концентрации HCO_3^- по вертикали в иловых водах. Однако не для всех гидрoхимических типов иловых вод в современных осадках характерна такая картина. Например, в водах хлоридно-натрий-кальциевых HCO_3^- распределяется равномерно и соответственно отсутствуют условия для образования карбонатных прослоев. Кроме того, даже в тех случаях, когда прослеживается закономерное увеличение содержания HCO_3^- в иловых водах с глубиной, процесс диагенетического слоеобразования происходит, видимо, не всегда, а только при достижении определенной величины разницы концентраций. Градиент щелочного резерва — величина подвижная, зависящая от различных факторов. Пример современных осадков показывает, что даже в пределах одного водоема поведение HCO_3^- в иловых водах заметно меняется (Охотское море [Шишкина, 1971]): в одних случаях наблюдается резкое увеличение концентраций HCO_3^- с глубиной, в других — сравнительно слабое. Соответственно и в древних водоемах даже незначительные изменения в характере накапливающегося осадка могли приводить к созданию благоприятных или наоборот неблагоприятных условий для диагенетического слоеобразования и, следовательно, для конкрециеобразования. В тех случаях, когда перераспределения и стягивания вещества в конкреции не происходило, карбонат оставался в рассеянном состоянии.

Следует отметить существование еще одного фактора, способного влиять на карбонатные равновесия, а соответственно и на образование конкреций. В работах К.Чейва и Э.Зюсса [Chave, 1965; Chave, Suess, 1970; Suess, 1970, 1973] приведены данные, полученные в результате изучения природных объектов и подтвержденные экспериментально, которые свидетельствуют о существовании органико-карбонатных соединений в морских и иловых водах. Эти образования возникают вследствие взаимодействия карбонатных минералов и растворенных в воде органических соединений. Последние покрывают тонкой (мономолекулярной) пленкой кристаллики карбонатов, препятствуя их осаждению или растворению. Как отмечал Р.Бернер [Berner et al., 1970], результатом сульфат-редукции, вызывающей увеличение количества ионов бикарбонатов, является пересыщение растворов по отношению к CaCO_3 ; но осаждение не обязательно происходит вследствие ингибирующего эффекта растворенного ОВ. Не исключено, что в содержащих ОВ осадках чокракско-караганского водоема этот эффект в ряде случаев препятствовал образованию конкреций в отложениях, в которых существовали к тому предпосылки.

Диагенетические конкреции при геологических исследованиях часто используются для реконструкции геохимических условий, существовавших в осадке. Естественно, что появление или исчезновение конкреций в разрезе может рассматриваться как свидетельство существенного изменения хода диагенетических преобразований в осадках древних водоемов. Действительно, как видно на примере среднемиоценовой толщи, смена одного типа глины другим сопровождается появлением иных аутигенных минералов, что указывает на различие в характере диагенеза. Однако зачастую можно наблюдать, как происходит смена конкреционных пачек пластинами глин без конкреций в довольно однородной толще, без видимых различий в облике пород. В чокракско-караганской толще такая картина часто наблюдается в бурых глинах.

Из такого распределения в разрезе конкреций не следует, что нужно обязательно выделять два типа отложений, предполагая в них существенно различное течение диагенеза. Соблюдение условий, благоприятных для диагенетического перераспределения вещества на одном этапе накопления толщи и не соблюдение их на другом, — вот что контролирует расположение стяжений в толще. При этом в обоих случаях схема диагенетического минералообразования в целом может быть тождественной. Поэтому если в монотонной толще глины в конкреци-

онных пачках и вне их литологически и геохимически (содержание $C_{орг}$, карбонатность и т.д.) схожи, то можно считать, что принципиальный ход диагенетических преобразований был одинаковым. Соответственно схему последовательности аутигенного минералообразования, которую легко установить в пачке с конкрециями, можно распространить и на другие отложения того же типа, но не содержащие конкреций.

КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЕ И ЭТАПЫ ДИАГЕНЕЗА ОСАДКОВ

Имеющиеся данные о последовательности аутигенного минералообразования в чокракско-караганских отложениях позволяют уверенно говорить о формировании конкреций различного минерального состава на разной глубине по отношению к поверхности осадка. С учетом установленной последовательности минералообразования кальцитовые, сидерит-кальцитовые, сидеритовые и доломитовые конкреции на диагенетическом профиле (см. рис. 38) помещены на разных уровнях. Их расположение показывает, что по мере перехода от черных глин к бурым происходит перемещение карбонатного конкрециеобразования из приповерхностных слоев осадка в его более глубокие горизонты: кальцитовые стяжения формируются в самых верхних слоях осадков, а сидеритовые — на гораздо большей глубине, в уже значительной степени уплотнившемся осадке.

Следует подчеркнуть, что изменение глубины конкрециеобразования сопровождается и изменением сущности этого процесса. Если кальцитовые конкреции возникают в основном в результате простого перераспределения биогенного (раковинного) карбонатного вещества, захороненного в иле, то сидеритовые конкреции являются целиком продуктом диагенеза — их образование обусловлено редукцией окисных форм железа и генерацией в осадке углекислоты.

Учет этого обстоятельства устраняет существующее на первый взгляд противоречие между наблюдаемым в отложениях чокракско-караганской толщи очень ранним началом конкрециеобразования и схемой выделения различных этапов в диагенезе Н.М.Страхова [1960]. Как известно, эта схема предполагает формирование конкреций в период, следующий за стадией окислительно-восстановительного минералообразования. Дело заключается в том, что Н.М.Страхов говорил о конкрециях, которые возникли при перераспределении аутигенных минералов, образовавшихся полностью именно в диагенезе. В нашем случае таким минералом является сидерит.

Вместе с тем если рассматривать конкрециеобразование как возникновение стяжений в результате перераспределения минералов вне зависимости от их происхождения, то приходится отметить, что всему периоду диагенеза, начиная с самых ранних его этапов, присуще явление формирования карбонатных стяжений.

В связи с тем что Н.М.Страхов считал конкрециеобразование позддиагенетическим процессом, последовательно сменявшим стадию минералообразования, наиболее вероятной причиной, вызывающей перераспределение вещества, по его мнению, была начинающаяся общая дегазация осадка.

В какой степени влияла дегазация осадка на образование конкреций в чокракско-караганских отложениях? При рассмотрении строения пачек с зональными сидерит-кальцитовыми стяжениями обращает на себя внимание тот факт, что сидерит стягивался исключительно к кальцитовым ядрам, никогда не образуя самостоятельных конкреций (в пределах этих пачек). По всей вероятности, если бы причиной перераспределения вещества действительно явилось бы общее изменение характера среды (дегазация), то кальцитовые ядра не были бы единственными концентраторами сидерита и последний в тех же пачках создавал бы самостоятельные стяжения. Но этого не наблюдается. Думается, что стягивание и садка сидерита у кальцитовых ядер происходили вследствие возникновения вокруг них ореола с повышенными значениями pH.

В тех случаях, когда сидеритовые линзы приурочивались к тонким алевритовым прослоям, последние выполняли роль вентиляционных путей и нарушали газовый режим осадка в течение всего диагенеза, а не только на его заключительной стадии. Следовательно, сидерит имел возможность стягиваться к ним и осаждаться по мере его образования.

В сидеритовых конкрециях всегда прослеживается постепенное сближение слоев от центра к краю. Это явление свидетельствует о большой продолжительности формирования конкреций, которые росли на фоне уплотнения ила, захватывая все более уплотненные его части. Длительность их роста также гово-

рит в пользу того, что конкрециеобразующие растворы стягивались постепенно, по мере их генерации в осадке.

В отличие от сидеритовых кальцитовые конкреции образовывались очень быстро. Этому, конечно, способствовала высокая обводненность осадка, в котором беспрепятственно осуществлялась миграция бикарбонатов Са. Но главным образом быстроту их роста обуславливало то, что "строительный материал" для конкреций — биогенный карбонат — уже присутствовал в осадке и мог быстро и легко перераспределиться и сконцентрироваться в конкреции.

Таким образом, есть основания считать, что в чокракско-караганских отложениях между этапами минералообразования и перераспределения вещества в осадке не было принципиальных различий и происходили они параллельно. Хотя, конечно, заканчиваться эти процессы могли не одновременно — перераспределение длилось дольше.

Суммируя изложенное выше, нужно отметить следующее: во-первых, под конкреционным этапом может подразумеваться в одном случае ранний диagenез, в другом — поздний, а в третьем он будет соответствовать почти всей диagenетической стадии осадков; во-вторых, не следует противопоставлять конкрециеобразование периоду минералообразования, так как возникновение аутигенных минералов и их перераспределение происходят одновременно.

Мg В ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КАРБОНАТАХ.

Результаты минералогических исследований свидетельствуют о существенной разнице в содержании Мg в карбонатных конкрециях из различных отложений. Меньше всего Мg в ядрах зональных и аналогичных им по составу незональных стяжениях из черных глин чокрака. В карагане в однотипных образованиях его количество увеличивается и влечет за собой появление примеси доломита. Как в чокраке, так и в карагане в серых глинах залегают стяжения, полностью сложенные доломитом. Вхождение Мg в структуру сидерита приводит к появлению магниосидерита.

Такое неравномерное обогащение карбонатов этим элементом обусловлено совокупным действием ряда причин: изменением содержания Мg в раковинках организмов, влиянием различных диagenетических процессов.

Н.М.Страхов [1960] отмечал, что "магниева функция" организмов с карбонатным скелетом не постоянна и меняется в зависимости от ареала их обитания, будучи более интенсивной в низких широтах, т.е. в теплом климате, чем в прохладном. Количество Мg увеличивается в раковинках организмов, обитающих в более мелководных условиях.

В чокраке-карагане по сравнению с черными глинами серые разности являются гораздо более мелководными отложениями, что, видимо, влияло на увеличение магниезальности заключенных в них карбонатов.

Как отмечал Н.Б.Вассоевич [1959], имеются свидетельства существования более теплого климата в караганское время, чем в чокракское. Это обстоятельство могло повлиять на повышение магниева функции у караганских организмов, что создавало предпосылки к увеличению содержания Мg в карбонатах конкреций и появлению доломита в ядрах зональных стяжений. Но изменения содержания Мg в карбонатных раковинках не столь уж значительны, чтобы только благодаря им существенно изменился минеральный состав стяжений. Значительная роль в этом, несомненно, принадлежала диagenетическим процессам.

Поскольку поведение карбонатов в осадках зависит от режима CO_2 , в глинах, отличающихся по содержанию $C_{орг}$, диagenетическая переработка карбонатного материала проявила себя по-разному. В черных обогащенных $C_{орг}$ глинах происходило перераспределение большей части или даже всего карбонатного вещества. В результате состав конкреций, сложенных магниезальным кальцитом был, видимо, наиболее близок к составу первичного раковинного карбоната. Напротив, в серых карбонатных глинах с низкими содержаниями $C_{орг}$ осуществлялось лишь частичное перераспределение углекислых солей Са и Мg.

Высокая карбонатность серых глин позволила в отдельных случаях без значительных погрешностей определить состав рассеянного карбоната. Оказалось, что он более известковистый, чем в доломитовых стяжениях из тех же горизонтов, т.е. имела место относительная концентрация Мg в конкрециях, осуществлявшаяся в процессе перераспределения вещества в диagenезе.

Думается, что с явлением дифференциации карбонатов тесно связан эффект, описанный в работе К.Това и Х.Хемлебена [Towe, Hemleben, 1976]. Они показали, что из биогенного магниезального кальцита Мg в небольших количествах

может удаляться без изменения кристаллической структуры, а при перекристаллизации кальцита удаляется большая его часть, содержащаяся в раковинках. Таким образом, эти исследователи прямыми наблюдениями подтвердили существовавшее и ранее предположение о понижении магниальности кальцита в диагенезе.

В серых глинах чокрака-карагана имела место значительная перекристаллизация первичного материала, в результате чего ныне рассеянный карбонат представляет собой мелкозернистую массу. На стадии диагенеза перекристаллизация привела к относительному обогащению иловых вод Mg, который вместе с растворенными бикарбонатами Ca стягивался в конкреции и кристаллизовался там в виде доломита.

Редукционные процессы оказывают влияние на поведение Mg не только косвенным образом, контролируя содержание CO₂ в иловых водах, что влияет на перераспределение карбонатов. Как было показано Е.Шолковицем [Sholkovitz, 1973], а затем Д.Л.Бишофом и соавторами [Bischoff et al., 1975], в восстановленных современных осадках количество Mg в иловых водах с глубиной убывает. Происходит это вследствие того, что гидроокись Fe, ранее покрывавшая глинистые частицы своеобразной пленкой, расходуется на формирование пирита. В результате возрастает способность глинистых частиц к катионному обмену, и они захватывают ионы Mg.

Действием этого эффекта можно объяснить некоторые особенности распространения Mg в карбонатах среднемиоценовых отложений. Редукция окисных форм Fe наиболее интенсивно протекала в черных глинах чокрака, наиболее обогащенных C_{орг}, и именно здесь иловые воды должны были особенно обедняться Mg. Это нашло отражение в наиболее низкой магниальности карбонатов, слагающих раннедиагенетические конкреции. Соответственно в отложениях, более бедных C_{орг}, что имеет место в караганских глинах с зональными стяжениями, а также в серых карбонатных глинах, редукционные процессы не оказали заметного влияния на поведение Mg, и он мог беспрепятственно стягиваться в конкреции, участвуя в образовании доломита.

Следует, однако, отметить, что только этим эффектом трудно объяснить существенные различия в магниальности карбонатов. Очевидно, в совокупности с описанными ранее причинами этот эффект усиливал и придавал большую контрастность разнице в содержании Mg в раннедиагенетических карбонатных стяжениях.

На более поздних стадиях диагенеза — на этапе формирования FeCO₃, когда осадок уплотнялся и происходило его частичное обезвоживание, катионная емкость глин уменьшалась. Подобная тенденция, т.е. уменьшение сорбционной емкости илов с уплотнением осадков, обнаруживается, в частности, в осадках Черного моря [Витвицкая и др., 1977]. Уменьшение катионной емкости терригенных компонентов илов приводило к обратному явлению — поступлению Mg в иловую воду. В свою очередь, из нее Mg захватывался FeCO₃ и образовывался магнесидерит. Роль временного сорбента Mg в этом случае могли также играть сгустки ОВ, которые по мере разложения или дегидратации теряли свои сорбционные свойства.

Аномально высокой магниальностью характеризуются карбонатные стяжения из гипсоносной толщи. Залегают они в пачке глин, которая накопилась, судя по всему, в период относительного распреснения водоема (лагуны), в результате чего прекратилась садка гипса и вместе с глиной осаждался хемогенный MgCO₃. Вследствие опреснения вод улучшались условия для существования организмов, что привело к увеличению содержания C_{орг} с 0,1–0,2% в глинах с гипсом до 1,6%. Соответственно интенсифицировались диагенетические процессы. Образование карбонатных конкреций заключалось, прежде всего, в простом перераспределении MgCO₃. Но наличие в стяжениях значительной примеси FeCO₃ свидетельствует о присутствии в иловой воде бикарбонатов Fe, являвшихся уже порождением собственно диагенетических процессов. Совместная кристаллизация MgCO₃ и FeCO₃ привела к возникновению мезититовых конкреций.

ПОТЕРИ C_{орг} В ДИАГЕНЕЗЕ

Известно, что в результате активного участия ОВ в диагенетических процессах, содержание C_{орг} в осадке постепенно уменьшается. В глинах чокрака-карагана, заключающих многочисленные аутигенные новообразования, потери C_{орг} должны были быть значительны.

Карбонатное вещество, слагающее кальцитовые конкреции, цементирует в верхних горизонтах активной зоны участки осадка, предохраняя заключенное в них

Таблица 19

Содержание $S_{орг}$, связанного с некарбонатным материалом, в чокракских кальцитовых конкрециях и во вмещающих конкреции глинах, % *

№ обр.	Содержание $S_{орг}$		Потери $S_{орг}$, % от первоначального содержания	Место отбора образца
	в конкрециях	во вмещающих глинах		
2035	10,7	6,6	38,3	р. Элистанжи
2083	3,55	2,28	36,5	р. Фортанга
2175	8,15	3,9	50,9	р. Асса

* Анализировались на содержание $S_{орг}$ нерастворимый глинистый остаток из конкреций после удаления карбонатной части 2%-ной соляной кислотой и подвергнутые аналогичной обработке вмещающие глины.

ОВ от дальнейшего разрушения. Поэтому, сравнивая количество $S_{орг}$, связанного с некарбонатным материалом в конкрециях с содержащимся во вмещающих глинах, можно приблизительно оценить его убыль в результате диагенетических преобразований.

Как видно из табл. 19, потери $S_{орг}$ составляют от 35 до 50%. При этом нужно учитывать, что часть ОВ разрушалась еще до запечатывания в конкреции и его реальный расход был несколько больше.

Ф.Липпман [Lippmann, 1955], проводивший аналогичные определения, указывает на сокращение $S_{орг}$ с 1,46 до 1,13%, т.е. на 23%. Н.М.Страхов, рассматривая вопрос об участии ОВ в редукционных процессах, показал, что в современных осадках расход $S_{орг}$ колеблется в широких пределах, достигая 30—40%.

Наши данные свидетельствуют о еще больших потерях $S_{орг}$ в чокракских черных глинах. Возможно, что это обусловлено тем, что в отличие от современных осадков среднемиоценовые отложения прошли стадию диагенеза в полном объеме, включая сидеритообразование.

С процессом разложения ОВ в диагенезе тесно связано обогащение иловых вод PO_4^{3-} . На корреляция содержащегося в грунтовых растворах PO_4^{3-} и ОВ указывали С.В.Бруевич [1956], Е.Д.Зайцева [1954] и др. В связи с тем, что наиболее интенсивно микробиологическое разложение ОВ происходило в верхних горизонтах осадков среднемиоценового водоема, обогащенными Р оказались раннедиагенетические кальцитовые конкреции и ядра зональных стяжений (см. рис. 11 и 12).

ОСОБЕННОСТИ КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ АНОМАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ ДИАГЕНЕЗА

Диагенетические карбонатные конкреции, как правило, образуются на фоне закономерно меняющихся геохимических условий в осадке. Возникающие при этом стяжения имеют правильную шаровидную, эллипсоидальную или линзовидную форму. Однако иногда в течение диагенетических процессов могут вмешиваться посторонние факторы. Последние, нарушая первично-осадочную текстуру осадка, зачастую приводят к дегазации ила, что обуславливает резкое изменение режима углекислоты в осадке, а соответственно, и карбонатного равновесия. При этом ход диагенетического конкрециеобразования на таких участках заметно меняется. Причины дегазации могут быть самые разнообразные: самопроизвольная утечка газа, подводнооползневые и трещинные деформации, деятельность роющих организмов. Действие этих факторов обусловило появление в чокракско-караганских отложениях карбонатных конкреций необычной, зачастую весьма сложной морфологии.

В чокракско-караганских глинах встречаются кальцитовые столбчатые стяжения (рис. 41), образование которых связано с самопроизвольной дегазацией осадка. Характерна приуроченность этих стяжений к горизонтам, обогащенным ОВ. Интенсивное микробиологическое разложение ОВ и редукционные процессы, приводят к генерации газа (углеводороды, углекислота), который может образовывать скопления в виде пузырьков. Последние в некоторых случаях самостоятельно прокладывают себе путь к поверхности осадка. В результате появляется тонкий каналчик, который выполняет роль вентиляционного пути и способствует дегазации прилегающих к нему участков осадка. Утечка CO_2 вызывает осаж-

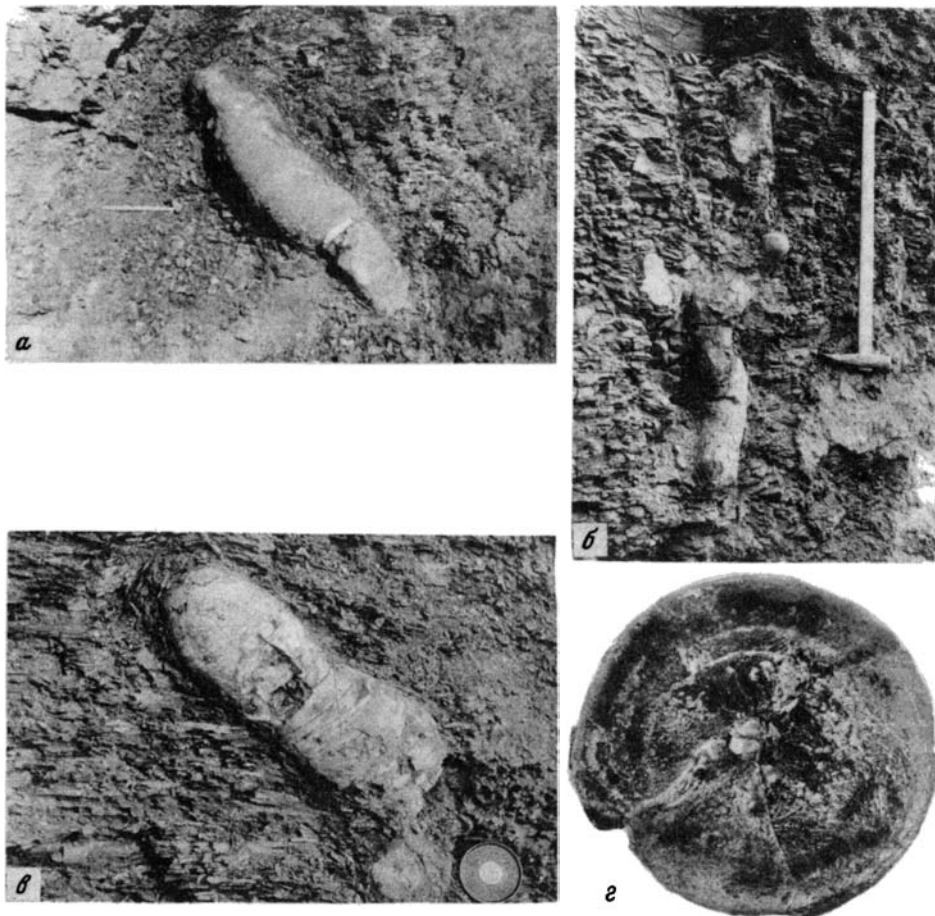


Рис. 41. Субвертикальные кальцитовые стяжения (а, б, в) и поперечный срез конкреции (г)

дение вокруг канальчика кальцита. В итоге возникает цилиндрическая столбчатая конкреция с хорошо прослеживаемым по ее оси канальчиком дегазации (см. рис. 41, г). В зависимости от того, с какой глубины происходил отток газа, менялась и высота конкреций — 30–40 см, редко до 1 м. Если по каким-либо причинам канальчик не был строго перпендикулярен плоскости напластования, а располагался под углом к ней, то образовывалась наклонная конкреция, которая в результате воздействия диагенетического уплотнения отклонялась от своего первоначального положения на 20–30°, иногда даже переламываясь. По составу эти стяжения аналогичны обыкновенным магниезально-кальцитовым конкрециям из горизонтов черных глин, поскольку образовались за счет одного и того же материала.

Этот тип конкреций представляет определенный интерес для изучения динамики диагенеза в связи с тем, что карбонатное вещество быстро цементировало глинистый ил на сравнительно большом по вертикали интервале. Таким образом, оказывался “запечатанным” осадок из активной зоны диагенеза, со всеми происходившими в нем преобразованиями. Вертикальные кальцитовые конкреции могут служить своеобразными трубками для взятия грунта, “потерянными” на дне среднемиоценового моря. Детальное изучение различных частей подобных стяжений помогает выявить изменения, которые претерпевал осадок при постепенном погружении.

Нарушение первичной текстуры, осадка в значительной степени происходило в результате процессов подводного оползания, которые довольно широко были развиты в среднемиоценовом бассейне. Подводнооползневые деформации разрыхляли ил, что обуславливало дегазацию осадка в этом месте, сопровождающуюся осаждением карбонатного вещества. Поскольку карбонат имел возможность мобилизоваться из большого объема осадка, чем при нормальном течении процесса, возникали необычно крупные стяжения (до 1 и даже до 2 м).

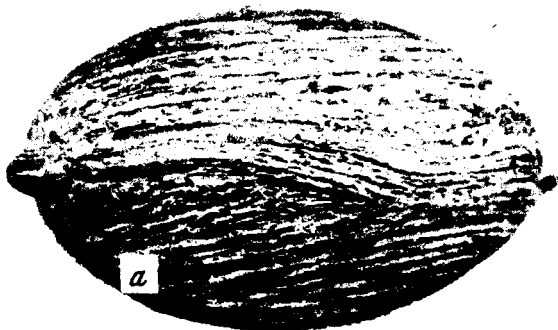
Деформации, захватывавшие самые верхние горизонты осадка, оказывали влияние в основном на формирование кальцитовых стяжений. Отмечены случаи, когда мелкие конкреции оказывались запечатанными в более крупные. Такая картина возникала при оползании осадка, в котором росли или уже были сформированы раннедиагенетические конкреции. В результате новые порции конкреции-образователя объединяли их в одну новую большую конкрецию, сложно построенную внутри (рис. 42, а).

Особый интерес представляют удлиненные кальцитовые стяжения, образовавшиеся вдоль осей оползневых складочек (рис. 43), так как они могут быть использованы для некоторых палеогеографических реконструкций [Гаврилов, 1975]. Если подводное оползание значительных масс осадков приводило к перемешиванию и возникновению хаотичных скоплений, то при ограниченных деформациях, захватывавших только приповерхностные слои, образовывались небольшие, правильной формы складочки. Последние ориентировались таким образом, что направление их осей совпадало с простираем склона палеоводоёма. Следовательно, выяснив ориентировку складочек, можно оценить и простираем морского склона. Однако в глинистых монотонных отложениях, лишенных маркирующих слоев, оползневые текстуры обнаруживаются с трудом, а некоторые, вследствие сильного уплотнения глин, вообще не прослеживаются. Образовавшиеся в раннем диагенезе вдоль складочек удлиненные кальцитовые конкреции помогают обнаружить эти складочки и произвести необходимые измерения элементов залегания. Подтверждением тому, что конкреции ориентированы не случайным образом, а вполне закономерно, являются следующие обстоятельства. Во-первых, все удлиненные конкреции, залегающие в одной конкреционной пачке, располагаются параллельно друг другу. Во-вторых, как было отмечено в разрезе р. Элистанжи, в смежных с конкреционными песчано-глинистых пачках залегают веретенородные оползневые алевролитовые закрутыши, ориентированные так же, как и конкреции. Очевидно, это не случайное совпадение и обусловлено оно оползанием осадков в различных пачках в одном направлении.

Простираем осей конкреций и закрутышей — $60-70^\circ$, в то время как общее простираем среднемиоценовых отложений $95-100^\circ$. Думается, что полученные по конкрециям данные более или менее точно отражают существовавшее в этом месте простираем слоев чокракских отложений, измененное в дальнейшем нивелирующим действием растущей линейной структуры Кавказа. Учитывая ориентацию подобных конкреций вкуче с другими данными, можно выявлять существовавшие ранее конседиментационные структуры.

Если подводнооползневые деформации чаще нарушают нормальное течение диагенетических процессов в верхних, обводненных слоях осадка, то в более глубоких, частично уплотненных горизонтах глин следствием землетрясений явилось образование трещинок. Последние пересекали слои, в которых шло конкрецииобразование и изменяли обычный ход перераспределения веществ. В чокракско-караганских отложениях неоднократно встречались сидеритовые стяжения, возникшие вдоль линий пересечения таких трещинок с конкреционными слоями. Они представляют собой изометричные в поперечном сечении, но вытянутые на несколько метров в длину тела (см. рис. 42, б, 44). В некоторых формирующихся конкреционных пачках появление трещин приводило к довольно обильному осаждению карбоната вдоль всей трещинки. В этом случае возникало своеобразное дайкоподобное тело, секущее пласт с конкрециями (рис. 45). В высоту такие тела достигают 1,5–2 м, а в толщину 0,1–0,2 м. По составу карбонат, слагающий дайки, идентичен карбонату обычных линзовидных конкреций из того же горизонта. Нами были отмечены сидеритовые и единичные доломитовые дайки, но не встречено кальцитовых. Это не удивительно, так как на стадии формирования кальцитовых конкреций в очень обводненных осадках, находившихся в состоянии текучести, трещинки вряд ли могли образовываться. На более поздних стадиях диагенеза во время образования сидеритовых конкреций в частично уплотненном осадке, потерявшем текучесть, но пластичном, они уже хорошо фиксировались. О том, что эти трещинки, а затем и "дайки" образовались в диагенезе до окончательной литификации глин, свидетельствует заметное огибание карбонатных субвертикальных тел слойками вмещающих глин. "Карбонатные дайки", морфологически сходные с описанными выше, были встречены П.В.Зарицким [1963, 1970] в каменноугольных отложениях Донбасса.

Следует также отметить влияние, оказываемое на ход диагенетических процессов рожущими организмами (биогенный фактор). В чокракско-караганских отложениях следы действия этого фактора отмечались сравнительно редко, но там,



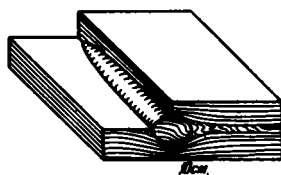
Р и с. 42.

Р и с. 42. Конкреции, образовавшиеся в местах нарушения первичной текстуры осадка
а — мелкие кальцитовые конкреции запечатаны внутри более крупного стяжения, возникшего после оползневой деформации осадка; *б* — удлиненное стяжение, образовавшееся вдоль линии пересечения трещинки и слоя осадка, в котором шел рост диагенетических конкреций

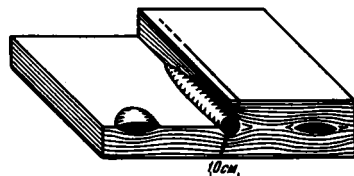
Р и с. 43. Удлиненная конкреция, образовавшаяся вдоль оси оползневой складочки

Р и с. 44. Образование удлиненной конкреции вдоль линии пересечения трещинки и конкреционного слоя

Р и с. 45. Конкреционная пачка с субвертикальной карбонатной "дайкой"



Р и с. 43



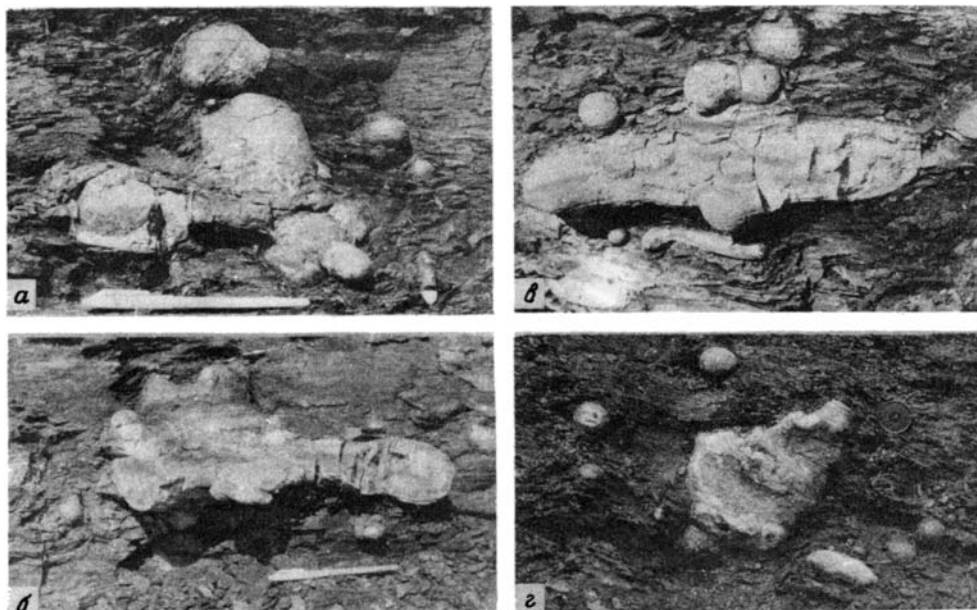
Р и с. 44



Р и с. 45

где он проявлял себя, его результаты весьма отчетливо фиксировались в разрезе. Показательным в этом отношении является горизонт глин с конкрециями из верхнего чокрака р. Элистанжи (обр. 1801). Здесь следы деятельности роющих организмов хорошо прослеживаются в виде тонких, извилистых, часто пиритизированных трубочек в глине и в самих стяжениях. Илоеды, прорывая осадок как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях, были причиной появления канальчиков разнообразной конфигурации, которые, как и любые другие нарушения осадка, обуславливали локальную дегазацию ила с последующим осаждением около них карбоната Са. На рис. 46 изображены кальцитовые конкреции, образующие причудливые сростки. То, что эти стяжения часто имели ветвистую форму со всевозможными наростами, обусловило их хрупкость и в дальнейшем на стадии уплотнения некоторые из них были разрушены, а отдельные части переместились по отношению друг к другу. Если позже карбонат опять объединял их в единое стяжение — возникал сросток весьма прихотливой формы.

Однако деятельность илоедов влияла не только на конкрециеобразование. Определение форм Fe в слое глин с фигурными конкрециями и в смежном



Р и с. 46. Конкреции и конкреционные сростки, образовавшиеся в осадке, первоначальная текстура которого была нарушена в результате жизнедеятельности роющих организмов
 а-г — конкреции во вмещающей глине, д-ж — внешний вид конкреций

слое без следов роющих организмов показало, что в первом случае сравнительно со вторым увеличивается содержание пиритного Fe (соответственно 0,7 и 0,1%). Разница в содержании Fe в соседних слоях, очевидно, связана с тем, что в разрыхленный илоедами осадок легче проникал сульфат-ион из наддонной воды и пирита в нем образовывалось больше. При трактовке геохимических данных необходимо учитывать возможную биотурбацию ила. Как показывают исследования последних лет, перемешивание осадка роющими организмами изменяет в иловых водах концентрацию почти всех растворенных в них компонентов [Aller, 1978; Goldhaber et al., 1977; и др.].

В каждом из рассмотренных выше случаев течение диагенетических процессов осложнялось действием различных причин, обусловивших возникновение конкреций аномального строения. Несмотря на то что в разрезе они встречаются не часто и появление их не закономерно, изучение подобных стяжений, выяснение механизма их образования дают возможность яснее понять отдельные черты диагенеза, а также помогают решению некоторых вопросов геологической истории района.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИ РАЗЛИЧНЫХ СЛОЕВ В ДИАГЕНЕЗЕ

Н.М.Страхов [1960, 1963 и др.] на примере современных и древних отложений показал, что в слоистых толщах в диагенезе осуществляется взаимодействие литологически и геохимически различных слоев, в результате которого некоторые первоначальные черты, присущие отложениям, могут измениться. На существование следов этого процесса в угленосных отложениях Донбасса указывал П.В.Зарицкий [1971а].

В чокракско-караганской толще явление взаимодействия слоев в диагенезе также было широко развито, причем в разных случаях оно принимало разнообразные формы. В результате взаимодействия слоев в некоторых пластах появлялись нехарактерные для них стяжения, выделения аутигенных минералов, изменялся минеральный состав карбонатных прослоев и др. При этом характер процессов, обуславливавших взаимодействие слоев, не был одинаков. В частности, при отжатии иловых растворов из интенсивно уплотнявшихся глин в песчаные пласты образовывались разнообразной морфологии карбонатные стяжения вне слоев глин, генерировавших конкрециеобразующие растворы. Весьма характерными стяжениями, встречающимися в чокракско-караганских отложениях, которые возникли таким путем, являются субвертикальные пирамидальные конкреции и залегающие иногда вместе с ними своеобразные "карбонатные дайки".

Пирамидальные стяжения всегда приурочены к вполне определенным интервалам в разрезах, а именно, к тем, где наблюдается последовательная смена пласта коричневых глин, обогащенных ОВ, слоем серых глин с незначительным количеством $S_{org.}$, который, в свою очередь, перекрывается алевритами или песчаниками. Опишем наиболее характерный интервал разреза с этими образованиями, наблюдавшийся в верхнем чокраке по р. Элистанжи (рис. 47, 48).

Слой 1. Пачка кварцевых песков с тонкими (0,1 м) пропластками алевритистых глин. Мощность 3,5 м.

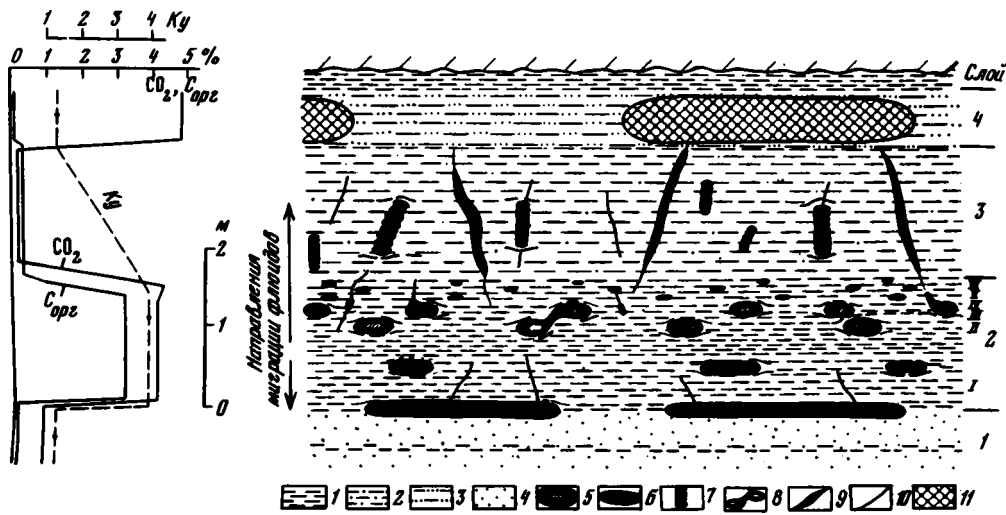
Слой 2. Глины темно-бурые, слоистые, с шестью (I—VI) прослоями конкреции: I — сидеритовые, незональные конкреции (20—30х5—10 см), II и III — зональные кальцит-сидеритовые стяжения (15—25 х 5—8 см), IV—VI — мелкие тонкие незональные сидеритовые линзочки (5—10 х 1—2 см). Контакт слоев 1 и 2 резкий; на контакте залегают крупные сидеритовые линзы (длина до 2—2,5 м, высота — 0,1—0,2 м), в которых можно выделить две части: верхнюю — развитую по глине слоя 2 и нижнюю — по песчанику. Мощность слоя 2 — 1,8 м.

Слой 3. Глины слоя 2 с постепенным переходом перекрываются светлыми серыми, комковатыми, неяснослоистыми алевритистыми глинами. Мощность 1,5 м. В глинах этого слоя залегают многочисленные пирамидальные конкреции и "карбонатные дайки".

Слой 4. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, неслоистый. В песчанике отмечены крупные доломитовые линзы (длина — 5—10 м, высота — 0,7 м). Мощность 0,8—0,9 м.

Выше слоя 4 прослеживается фрагментарный выход серой слоистой глины, но в основном этот интервал закрыт. В глинах слоев 2 и 3 прослеживаются трещинки, некоторые из них в пределах слоя 3 бывают заполнены песчано-алевритовым материалом из вышележащего пласта. Трещинки по прихотливой линии пересекают слой 2 и заканчиваются у его подошвы, упираясь в сидеритовые конкреции, залегающие на контакте слоев 1 и 2. Трещинки, не заполненные песком, а их подавляющее большинство, представляют собой тонкие миллиметровой толщины (или даже тоньше) линии, имеющие извилистую конфигурацию и прослеживающиеся в глинах в субвертикальном направлении. В постдиагенетический период трещинки были "залечены" и теперь в образце по ним порода разламывается не чаще, чем по другим направлениям.

Пирамидальные конкреции слоя 3 состоят из нескольких лепешкообразных стяжений, как бы положенных друг на друга (см. рис. 48, з, д); диаметр лепешек от 2 до 30 см, толщина 1—5 см, высота пирамидального стяжения от 0,2 до 1 м. Другой разновидностью субвертикальных стяжений являются дайкообразные тела, высотой 1—1,5 м, толщиной 10—15 см, в длину — несколько метров (насколько можно наблюдать в обнажении). По центру в них прослеживаются трещинки (1—2 см), заполненные песчано-алевритовым материалом, аналогичным тому, который образует слой 4. Карбонат, слагающий дайку, цементирует как трещинку с песком, так и прилегающую глину. Сверху и снизу субвертикальные стяжения огибаются глиной, что указывает на образование их до



Р и с. 47. Зарисовка обнажения с субвертикальными стяжениями

Глины: 1 — обогащенные ОВ, 2 — алевритистые серые; песчаник: 3 — глинистый мелкозернистый, 4 — кварцевый; конкреции: 5 — зональные сидерит-кальцитовые, 6 — сидеритовые, 7 — пирамидальные; 8 — сростки зональных конкреций, возникшие вдоль трещинок; 9 — карбонатные "дайки"; 10 — трещинки в глинах и алевритистых глинах; 11 — доломитовые линзы; на графике — Ку и распределение по разрезу CO_2 (карб), $C_{орг}$ в породах

полного уплотнения вмещающих пород. В этом обнажении, как и в других местах, пирамидальные конкреции и "карбонатные дайки" залегают в серых глинах, являющихся промежуточной пачкой между подстилающими бурыми глинами и перекрывающим песчано-алевритовым пластом. Образование субвертикальных стяжений становится понятным, если рассмотреть распределение давлений интерстициальных вод в смежных пластах и геохимические особенности этих отложений.

Коэффициенты усадки, полученные для глин слоя 2, указывают на сокращение мощности этого пласта в 3,8—4 раза. Песчано-алевритовый слой 4, напротив, уплотнился весьма незначительно, очевидно, менее чем в полтора раза (алевритистые серые глины слоя 3 как в разрезе, так и в отношении уплотнения занимали промежуточное положение).

Как было показано Н.М.Герсевановым [1933] в случае приложения внешней нагрузки к глинистому осадку, давление воспринимается в начальный момент в основном жидкой фазой и лишь по мере уплотнения осадка постепенно распределяется на его скелет. В песчаниках же и алевролитах давление перекрывающих слоев принимает на себя преимущественно твердый скелет и в весьма незначительной мере — жидкая фаза. В связи с этим давление иловой воды в уплотняющемся глинистом осадке будет больше, чем в песчано-алевритовом; в последнем давление может приближаться к гидростатическому в водоеме седиментации. Ю.В.Мухин [1965] отмечает, что если глинистый осадок подстилается и перекрывается песчаным, то давление в песчаниках в обоих случаях будет меньше, чем в глинах. При этом пути оттока воды из уплотняющегося осадка открыты и вверх и вниз, граница же зон миграции проходит где-то ниже середины слоя осадка. Ю.В.Мухин [1965] показал, что при погружении глинистого осадка под вышележащие породы на глубину, не превышающую мощности слоя осадка, весь отток отжимаемых флюидов направлен только вверх; при погружении на тройную мощность осадка вверх отжимается лишь 60% всех флюидов, а на десятикратную — только 52%. При дальнейшем погружении количество отжимаемых вверх и вниз флюидов может считаться одинаковым в обоих направлениях.

Аналогичная схема распределения давлений в слоистой серии, но с различными добавлениями приводится в работах Ж.-Л.Рюмо и К.Сурисса [Rumeau, Sourisse, 1972] и К.Магары [Magara, 1974]. Отток иловых вод из уплотняющихся глин в соседние песчаники осуществляется даже в тех случаях, когда пласт песка не имеет сообщения с водами бассейна осадконакопления, но, конечно, с большим трудом. Давление в таком пласте песка — как указывает А.А.Карцев [1972], —

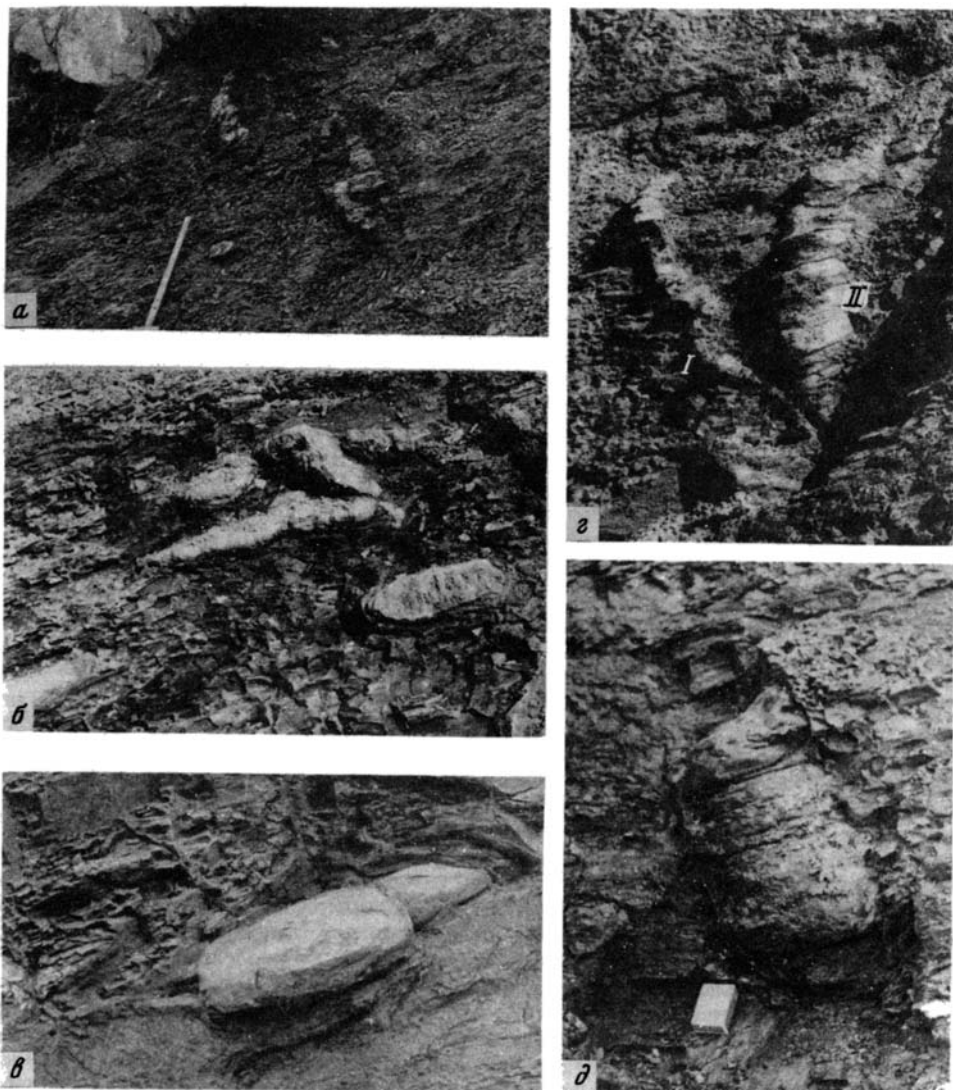


Рис. 48. Карбонатные стяжения из горизонта с субвертикальными конкрециями из разреза верхнего чокрака р. Элистанжи

а — карбонатные "дайки" слоя 3; *б* — "нормальные" зональные конкреции и субвертикальное стяжение, образовавшееся вдоль трещинки в слое 2; *в* — сидеритовая конкреция, залегающая на границе песчаного пласта 1 и коричневых глин слоя; *г* — карбонатная "дайка" (I) и пирамидальное стяжение (II); *д* — пирамидальная конкреция

может возрасти значительно выше гидростатического. Подобное явление было обнаружено при изучении современных осадков дельты Ориноко [Kidwell, Hunt, 1958].

Легко представить, как вели себя интерстициальные воды при появлении между слоями с различной степенью уплотнения проницаемых путей миграции. Роль последних в описываемом случае играли трещины в глинах, возникновение которых следует, видимо, связывать с землетрясениями, происходившими довольно часто в среднемиоценовое время на Кавказе. Отжимание растворов и их миграция по трещинкам из пластов с высоким давлением в пласты с относительно низким явились определяющим условием формирования субвертикальных стяжений. Второй причиной их возникновения было значительное отличие геохимических обстановок в иловых водах в слоях 2—4. Из рис. 47 видно, что содержание в пластах CO_2 и CO_2 существенно различно, поэтому, по всей вероятности, на стадии диагенеза захороненные воды в каждом слое также характеризовались своим особым составом. К моменту образования проницаемых путей между пластами,

Таблица 20

Состав карбонатной части конкреций (в пересчете на 100%)

№ обр.	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Характеристика карбонатных стяжений
1812	10,40	33,52	55,81	0,27	Внешняя часть зональной конкреции
1811	16,08	29,88	53,70	0,34	То же
1809	11,28	30,36	58,09	0,27	Субвертикальное стяжение из слоя с зональными конкрециями
1677	7,68	37,70	53,75	0,87	Пирамидальная конкреция
1681	9,53	39,32	50,64	0,61	"Карбонатная дайка"
1805	12,89	31,51	55,20	0,40	Конкреция на границе слоев 1 и 2
1814	48,76	38,00	12,99	0,25	Линза в песчанике слоя 4

в слое 2 вследствие продолжавшегося разложения ОВ давление углекислоты было повышено; кроме того, здесь происходило формирование внешней железисто-карбонатной части зональных стяжений и растворы были насыщены бикарбонатом Fe с примесью бикарбонатов Ca и Mg (табл. 20, обр. 1811, 1812).

При поступлении растворов из зоны повышенного давления в слой 3, сложенный алевритистыми и более пористыми глинами, происходила дегазация флюидов, что приводило к осаждению здесь наименее растворимого карбоната Fe. В закрытых трещинках они перемещались по наиболее проницаемым участкам, часто имевшим вид трубчатых канальчиков, в результате чего образовывались пирамидальные стяжения. В трещинках, заполненных песком, растворы могли двигаться по всей проницаемой зоне, формируя дайкообразное тело. Обедненные бикарбонатом Fe растворы уходили дальше в песчаниковый пласт, причем остатки Fe(HCO₃)₂ осаждались в песчанике, что хорошо фиксируется в обнажении в виде красноватых ветвящихся полос в нижней части слоя 4. Бикарбонаты Ca и Mg, достигнув песчаника, очевидно, вместе с находившимися здесь карбонатами принимали участие в формировании доломитовых линз. Перераспределению карбонатов в песчанике способствовал также поступающий сюда CO₂.

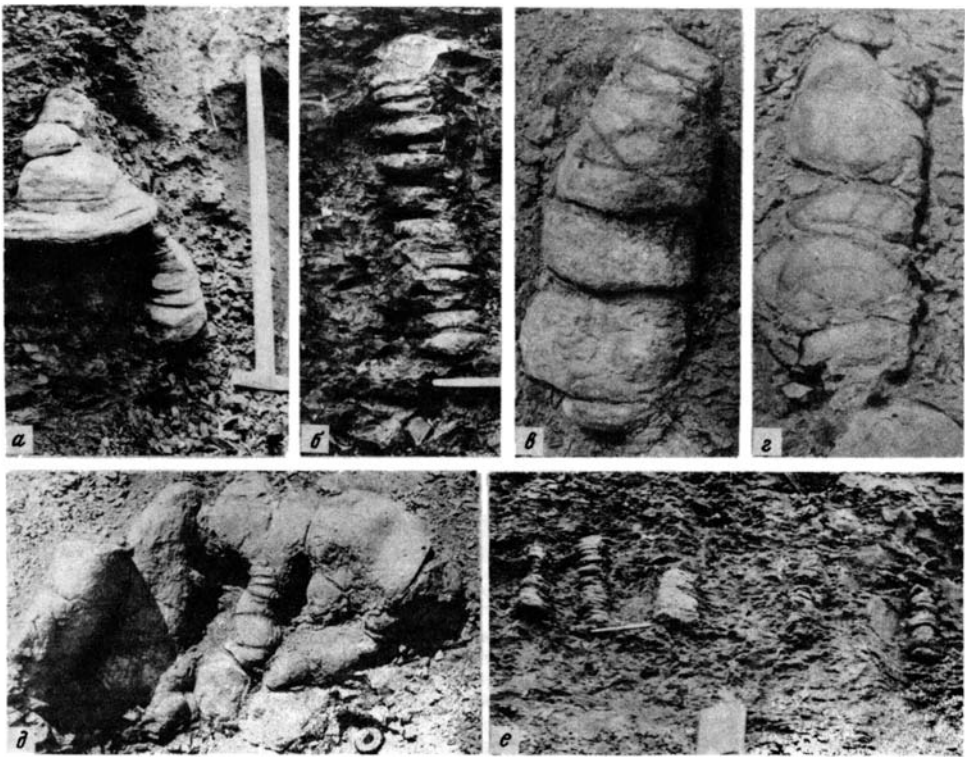
Отметим, что морфологически "карбонатные дайки" из слоя 3 идентичны "дайкам", описанным ранее (см. с. 82). Но в предыдущем случае трещинки пересекали глины конкреционной пачки, которые подстилались и перекрывались сходными с ними породами. Соответственно перепада давлений иловых вод между слоями не возникало и конкрециеобразующие растворы формировали вдоль трещинки дайкоподобное тело в пределах той же конкреционной пачки. Здесь же растворы стремились уйти из материнского пласта и уже в смежных литологически иных слоях образовывали субвертикальные стяжения.

Поскольку отжатие флюидов в уплотняющейся толще происходит не только к кровле, но и к подошве пласта, с нисходящей миграцией части растворов по трещинкам к подошве связано появление сидеритовых линз, залегающих на контакте слоев 1 и 2 (см. табл. 20, обр. 1805). Если в глинах слоя 3 растворы постепенно теряли FeCO₃, что обусловило появление удлиненных вертикальных стяжений, то здесь на границе с хорошо проницаемым песком дегазация происходила весьма быстро и карбонат Fe выпадал на самой границе двух резко различных как литологически, так и геохимически, слоев.

Таким образом, появление описанных карбонатных стяжений хорошо объясняется миграцией растворов из материнского слоя бурых глин. При этом местами осаждение FeCO₃ происходило уже в самих глинах слоя 2 около трещинок, в результате чего образовались причудливые сростки из обычных пластовых зональных конкреций и субвертикальных стяжений. Из табл. 20 видно, что состав "сидеритовых" тел во всех слоях сходен.

Можно было бы предположить, что материнскими для карбонатных растворов, формировавших дайки и пирамидальные стяжения, являлись глины самого слоя 3. Однако в этом случае любые трещинки вызывали бы образование карбонатных даек, чего не наблюдалось — все они возникали вдоль только тех трещинок, которые не затухают в слое 3, а доходят до горизонта бурых глин.

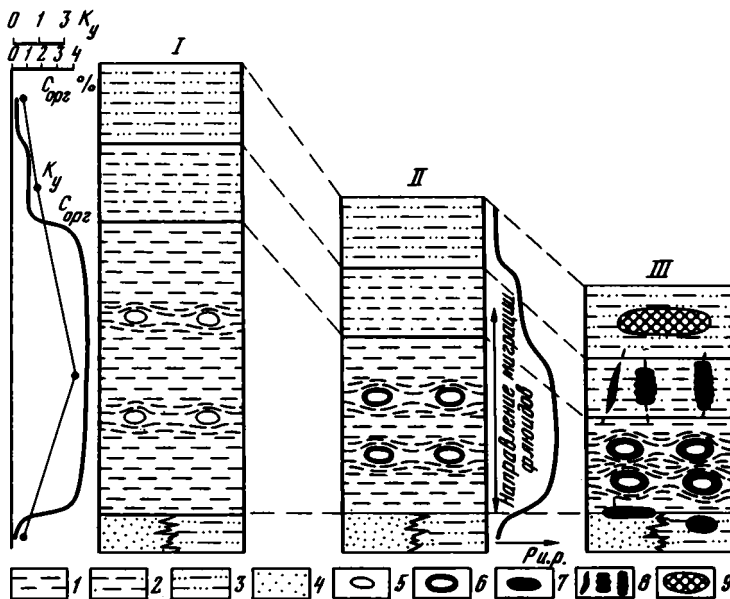
Следует отметить, что появление в глинах трещинок не являлось обязательным условием для возникновения субвертикальных конкреций. Напротив, в боль-



Р и с. 49. Субвертикальные сидеритовые стяжения из разных разрезов среднемиоценовой толщи
а — р. Ярык-су; *в-д* — р. Элистанжи; *б, е* — р. Фортанга

шинстве горизонтов с пирамидальными конкрециями видимых нарушений сплошности глин в виде трещин не наблюдалось. Перепад давлений захороненных вод в этом случае оказывался вполне достаточным, чтобы отжимающиеся растворы сами прокладывали себе пути. Отжимание происходило не фронтально, а по отдельным наиболее проницаемым участкам, вдоль которых и образовывались пирамидальные стяжения (рис. 49).

На рис. 50 изображена схема последовательных стадий уплотнения осадка (I—III) и показано, на каких этапах возникали различные карбонатные стяжения. I. Слабо уплотненные глины слоя 2 с возникшими на самых ранних стадиях существования осадка кальцитовыми конкрециями; разница давлений между слоями незначительна и взаимодействие слоев осуществлялось в основном за счет диффузии и преимущественно в приконтактной зоне слоев. II. Произошло частичное уплотнение осадков под действием веса продолжающих накапливаться вышележащих слоев. В глинах, обогащенных $ОВ$ (слой 2), мощность которых сократилась в наибольшей степени, возросло как давление захороненных вод, так и концентрация в них углекислоты; на этом этапе иловые воды обогащены бикарбонатом закиси Fe , а также Ca и Mg , но в подчиненных количествах, начинается образование периферической части зональных конкреций. Разница давлений возросла (справа от второй колонки изображено изменение давления вод в различных слоях). Поскольку мощность слоя 2 к этому моменту уже заметно сократилась, то часть захороненных в нем вод была отжата в смежные слои; в связи с тем, что осадки пока довольно рыхлые, уход иловых вод осуществлялся фронтально, т.е. по всей площади контакта слоев. III. Произошло дальнейшее уплотнение слоев, а соответственно и возрастание перепада давления иловых вод. Серые глины слоя 3 стали менее проницаемыми, поэтому фронтальное отжатие вод сменилось миграцией растворов под давлением по отдельным наиболее проницаемым путям; если слои пересекались трещинками, то растворы перемещались вдоль них. На этой стадии происходили все те процессы, описанные ранее, которые привели к образованию субвертикальных стяжений в слое 3, пластовых стяжений на контакте слоев 1 и 2, и, как результат дифференциации карбонатов, — доломитовых линз в слое 4.



Р и с. 50. Схема перераспределения вещества при диагенетическом уплотнении слоистой толщи
 Глины: 1 — обогащенные ОВ, 2 — алевритистые; 3 — глинистые песчаники; 4 — песчаники; 5 — кальцитовые ядра зональных стяжений; конкреции: 6 — зональные сидерит-кальцитовые, 7 — сидеритовые; 8 — субвертикальные образования (пирамидальные стяжения и карбонатные "дайки"); 9 — доломитовые линзы
 На графиках показано распределение: K_u и $C_{орг}$ в породах разреза (см. I) и давления вод в толще переслаивания, по данным Ю.В. Мухина, Ж.-Л. Сурисса, К. Рюмо, К. Магары ($P_{и.р}$ — давление иловых растворов, см. II)

Отмеченная дифференциация карбонатов при миграции растворов из одних пластов в другие была обнаружена и на других природных объектах. Аналогичная картина выявлена Н.М.Страховым [Страхов и др., 1968] при рассмотрении им генезиса Лабинского марганцеворудного месторождения, где из насыщенных бикарбонатами флюидов при их движении из морских глинистых отложений в песчаниковые дельтовые (в латеральном направлении) в первую очередь оседали карбонаты Fe, а в дальнейшем — Mg, Ca и Mn. При этом диффузионный ток поддерживался выжиманием растворов из глинистых отложений. Думается, что механизм образования карбонатных даек и пирамидальных стяжений может рассматриваться как миниатюрная модель гораздо более мощных рудных процессов, разобранных Н.М.Страховым. Определенную аналогию можно провести и с механизмом образования скоплений сидеритов Березовского железорудного месторождения [Писцов, 1969]. Используя терминологию, употребляемую этим автором, следует называть субвертикальные стяжения метасоматически-диагенетическими образованиями.

Необходимым условием для формирования пирамидальных конкреций является чередование слоев, в которых на стадии диагенеза давление интерстициальных вод было разным и которые отличались по геохимической обстановке, что в значительной степени связано с контрастным распределением и степенью обогащенности пород ОВ.

Эти условия соблюдаются в разрезах среднего миоцена восточной части профиля, где и встречаются субвертикальные стяжения. Напротив, в западных разрезах, для которых характерны относительно невысокие содержания $C_{орг}$ в породах и его довольно равномерное распределение — пирамидальные конкреции отсутствуют. Здесь в соседних слоях, даже значительно отличающихся по гранулометрическому составу, но сходных по геохимической обстановке, карбонаты из отжимающихся растворов не осаждались на определенных интервалах, а рассеивались по всему объему вмещающего пласта.

С различной степенью уплотнения соседствующих пластов разного литологического состава связано образование слоев конкреций, расположенных в приконтактной зоне. При этом внутри глинистых слоев стяжений может не быть — карбонат находится в рассеянном состоянии. В тех местах, где из приконтактного



Р и с. 51. Карбонатные конкреции на границе слоев глин и алевролитов

слоя глин в более проницаемую породу отжимался раствор, здесь же — около контакта, но вне “материнского” для этих растворов слоя, карбонаты осаждались и происходило формирование конкреций (рис. 51).

Некоторые прослои мергелей, приуроченные к контакту слоев, также могут возникать подобным образом. Форма выделения карбонатного вещества (в виде конкреций или прослоев), очевидно, обусловлена количеством мигрирующего раствора, а также свойствами вмещающих пород. В ряде случаев появление в песчаниках с ничтожным содержанием ОВ сидеритовых стяжений, крайне затруднительно объяснить, если не предположить миграции в них карбонатных растворов из соседних глинистых пластов.

Помимо карбонатов, отжимающиеся воды могут переносить и другие растворенные в них компоненты, в том числе и ОВ. Факт миграции углеводородов на стадии раннего диагенеза из глинистых пластов, обогащенных органикой, в соседние песчаные слои отмечен в современных осадках, а также подтвержден экспериментально В.В.Вебером [1955, 1956], И.А.Юркевичем [1956] и др. Вполне понятно, что появление такого активного геохимического агента, как ОВ в тех пластах, где оно изначально отсутствовало, может существенным образом изменить течение процесса перераспределения вещества и аутигенного минералообразования. В.В.Вебер [1956] указывает для современных осадков Каспия, что в пластах песка, для которых характерны высокие положительные значения Eh (+450 и +199 — для разных мест) и отношения Fe^{++}/Fe^{+++} — 0,7 и 0,6 ($C_{орг}$ — 0,02 и 0,09%) при проникновении в них из глин ОВ с увеличением $C_{орг}$ соответственно до 0,6 и 0,92% значения Eh резко падали до —186 и —191, а отношение Fe^{++}/Fe^{+++} достигало 3,8 и 4,9. Как видим, миграция растворенного в иловых водах ОВ приводила к коренной перестройке геохимического режима осадков.

Для чокракско-караганских отложений Н.Б.Вассоевич [1959] отмечал, что подвижные компоненты ОВ из более обогащенных им глинистых осадков в какой-то мере мигрировали в песчано-алевролитовые илы еще в стадию диагенеза.

Свидетельством диагенетической мобильности углеводородов в илах чокракско-караганского водоема может служить факт образования описанных ранее “битумных” конкреций. При имевшем место значительном уплотнении глин часть растворенного в иловой воде ОВ неизбежно должна была отжиматься в более пористые отложения. Эксперименты, проведенные Д.Ш.Новосельцевой и И.П.Мясниковой [1976], показали, что растворенное ОВ содержится в водах, выделяющихся из осадков на всех стадиях их уплотнения.

Однако уловить удаление ОВ из приконтактных с песчаниками участков глинистых пачек довольно трудно, так как уменьшение количества $C_{орг}$ может восприниматься как седиментационные изменения. Зафиксировать это явление

Таблица 21

Изменение содержания $C_{орг}$ и CO_2 (карб) в темных (А) и светлых (Б) глинах, рассеченных диагенетическими трещинами, %

№ обр.	$C_{орг}$		CO_2		Место отбора образцов
	А	Б	А	Б	
1807	3,20	0,43	4,50	4,50	Верхний чокрак
2081	1,25	0,17	1,15	0,70	р. Элистанжи
2090	1,28	0,27	1,30	0,75	р. Фортанга
					"
2169	1,49	0,23	—	—	Верхний караган
					р. Ярык-су

помогают в некоторых случаях оползневые текстуры, когда небольшие линзы песчаника оказываются внедренными в глинистые отложения. Вокруг таких линз можно наблюдать осветленные оторочки, возникшие явно вследствие удаления из глин части OB (что подтверждается определениями $C_{орг}$). Но гораздо более показательными в отношении регистрации как самого факта миграции OB из глин, так и тех результатов, которые это может вызвать, являются трещинки в глинах, возникающие на диагенетическом этапе. Такие трещинки прослеживаются в слоях глин, залегающих рядом с пластами алевролитов и песчаников, часто в тех же интервалах, где развиты пирамидальные конкреции. Вокруг трещинок прослеживаются осветленные участки на 10–30 см в обе стороны. По простираению слоя светлые глины сменяются обычными темно-коричневыми. Если трещинок в слое много, то вся пачка приобретает пестрый, пятнистый облик. Отток захороненных вод с растворенным в них OB был возможен из нелитифицированного обводненного осадка. В пользу миграции растворенного OB именно на диагенетической стадии существования осадка говорит то, что в глинах, литифицированных к моменту рассечения их нептуническими дайками, т.е. в постдиагенетический период [Холодов, Гаврилов, 1977], ореола осветления не возникало.

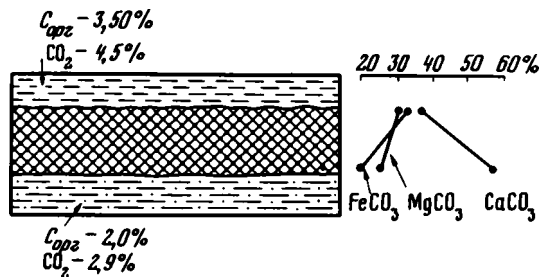
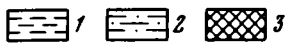
Количество OB в осветленных участках заметно изменяется: содержание $C_{орг}$ падает в несколько раз по сравнению с изначальным количеством (табл. 21). Такие изменения оказывают влияние на концентрацию в глинах малых элементов в сторону уменьшения их количества в осветленных зонах, а также на ход аутигенного минералообразования: там, откуда произошло удаление растворенного OB , наблюдается уменьшение количества пирита.

Другой формой взаимодействия соседних слоев в чокракско-караганской толще является процесс, называемый Н.М.Страховым гравитационно-диффузионным подтоком.

В кварцевых песчаниках чокрака-карагана часто встречаются пиритовые стяжения, пространственно тяготеющие к залегающим вблизи глинам, обогащенным OB . Эта связь обусловлена миграцией сульфидов из генерирующих их глин в песчаники, что осуществляется либо в виде сгустков моносульфидов [Страхов, 1960], либо вследствие отжатия растворов, содержащих H_2S и Fe^{++} с последующим формированием пиритовых стяжений в песчаниках. Р.Бернер [Berner, 1969] экспериментальным путем показал, что в диагенезе возможно образование сульфидных стяжений в слоях, не являющихся по отношению к Fe^{++} и HS^- материнскими.

На рис. 17, Б показаны сульфидные стяжения из пачек переслаивания песков и глин, имеющие каплевидную форму, возникшую во время перемещения сульфидного материала в песке. В тех случаях, когда сульфидные сгустки, опускаясь вниз, в песчанике встречали глинистый слой, препятствующий их движению, вдоль слоя скапливалось довольно большое количество стяжений, образывавших своеобразный сульфидный прослой (см. рис. 17, А).

В чокракско-караганских прослоях мергелей, седиментационное происхождение которых не вызывает сомнения, почти всегда фиксируется примесь $FeCO_3$ (см. рис. 27, табл. 14). Карбонат закиси Fe не мог возникнуть осадочным путем, и образование его происходило во вмещающих глинах, обогащенных $C_{орг}$ с последующим стягиванием к карбонатному прослою и осаждению в нем. При этом интенсивность обогащения мергелей продуктами диагенеза зависела как от характера подстилающих и перекрывающих его отложений, так и от соотношения



Р и с. 52. Прослой мергеля, залегающий на контакте двух пачек глин

Глины: 1 — чистые черные, 2 — алевритистые; 3 — мергель; справа приведены содержания в мергеле карбонатов Fe, Mg и Ca

в карбонатных прослоях осадочного CaCO_3 и глинистого материала: при прочих равных условиях в мергелистых прослоях содержание FeCO_3 повышалось в большей степени, чем в известковистых слоях с малой примесью глин. Объясняется это, видимо, большей рыхлостью и проницаемостью в диagenезе мергелистых слоев, в которые легко диффундировал $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, в то время как более чистые известковистые слои быстрее раскристаллизовывались, литифицировались и превращались в породу, что препятствовало их обогащению карбонатом закиси Fe. Так, например, в маркирующем мергеле β (см. табл. 14), протягивающемся на сотни километров, в разрезах рек Элистанжи, Малая Рошня, Фортанга содержится 10–15% МНО, а FeCO_3 — 12–20%, в то время как в разрезе р. Сулак количество МНО падает до 4,28%, а FeCO_3 — до 6,92%.

Для иллюстрации явления взаимодействия слоев показателен мергель из карана р. Ярык-су, разделяющий две пачки глин, отличающихся по алевритистости, содержанию в них $C_{\text{орг}}$. Как видно из рис. 52, в глине, перекрывающей мергель, количество $C_{\text{орг}}$ достигает 3,5%, а в подстилающей его — только 2%. Соответственно в кровле мергеля количество FeCO_3 возрастает на 15% по сравнению с его подошвой. По всей вероятности, обогащение верхней части слоя FeCO_3 обусловлено более интенсивной генерацией этого компонента в глинах перекрывающей пачки.

Присутствие в карбонатных прослоях восточной части профиля FeCO_3 свидетельствует о повсеместно развитом процессе воздействия на минеральный состав мергелей диagenетических преобразований, происходивших во вмещающих глинах. Это подтверждает предположение Н.М.Страхова [1960] о том, что вообще явление обогащения сидеритом карбонатных прослоев из терригенных толщ должно быть широко распространено в природе. В обогащении карбонатных слоев компонентами, образующимися во вмещающих глинах, главенствующую роль играет, видимо, диффузионный подток, хотя не исключено некоторое влияние и элизионного процесса.

Изложенное показывает, что диagenетическое взаимодействие литологически различных слоев многообразно и проявление его встречается весьма часто. Механизм взаимодействия различен: диффузия, перенос вещества в результате отжатия из уплотняющихся осадков захороненных вод, гравитационно-диффузионное перетолжение. Причем если на ранних этапах существования осадка ведущим процессом являлась диффузия, то в последующем преобладала миграция элизионных растворов.

Формирование в диagenезе различных новообразований из растворов, образовавшихся не на месте, а пришедших из соседних пластов, может затруднять и путь как литолого-геохимические, так и палеогеографические построения. Если аутигенные минералы в пластах глин достаточно точно характеризуют происшедшие здесь диagenетические преобразования, то в песчаниках и в других хорошо проницаемых породах, являющихся естественными резервуарами для отжимаемых из глин вод, могут присутствовать новообразования, не отражающие их исходный облик и условия осадконакопления, в которых они возникли.

ЛИТЕРАТУРА

- Акаева В.П.** Некоторые данные о конкреционных образованиях в юрских отложениях Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Тр. IV науч. конф. аспирантов АН АзССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1955, с. 81–83.
- Алиев А.Г., Акаева В.П.** Петрография юрских отложений Юго-Восточного Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957. 214 с.
- Архангельский А.Д.** Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; П.: Сов. нефт. пром-сть, 1927. 183 с.
- Батулин В.П.** Некоторые черты палеогеографии Чокракского бассейна в новом освещении. — Докл. АН СССР. Нов. сер., 1944, т. 45, № 4, с. 170–173.
- Беляев С.С., Финкельштейн З.И.** Анаэробные газообразующие бактерии в грунтах Калифорнийского залива. — В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с. 75–82.
- Благоназов С.А.** Заметки по минералогии средиземноморских отложений грозненского нефтеносного района. — Грозненский нефтяник, 1936, № 11–12, с. 32–37.
- Бокий Г.Б.** Кристаллохимия. М.: Изд-во МГУ, 1960. 357 с.
- Ботвинкина Л.Н.** Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 59).
- Бровков Г.Н.** Конкреции угленосных отложений аалена Дагестана. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 3, с. 705–708.
- Бровков Г.Н.** Основные черты диагенеза угленосных отложений аалена Дагестана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 6, с. 62–72.
- Бруевич С.В.** К химии осадков Охотского моря. — Тр. ИО АН СССР, 1956, вып. 17, с. 41–132.
- Вассоевич Н.Б.** Текстуры осадочных пород: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 1.
- Вассоевич Н.Б.** Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа. — Тр. КЮГЭ, 1959, вып. 4, с. 400–546.
- Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А.** К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднем миоценовую эпоху. — В кн.: Геологический сборник ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1951, № 1 (IV), с. 121–135.
- Вебер В.В.** Фации осадков, благоприятные для накопления исходного (для нефти) органического материала. — В кн.: Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955, с. 264–278.
- Вебер В.В.** Накопление органического вещества в осадках. — В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М.: Гостоптехиздат, 1956, с. 37–78.
- Виталь Д.А.** Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 196–237.
- Витвицкая И.В., Гурский Ю.Н., Левшенко Т.В.** Катионный обмен в системе осадок–иловая вода при диагенезе донных отложений северо-восточной части Черного моря. — Литол. и полез. ископ., 1977, № 3, с. 29–37.
- Войновский-Кригер К.Г., Погоревич В.В.** Опыт определения степени сокращения при диагенезе некоторых нижнепермских алевролитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 142–144.
- Волков И.И., Остроумов Э.А.** Конкреции сульфида железа в отложениях Черного моря. — Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 4, с. 645–648.
- Гаврилов Ю.О.** О связи морфологии диагенетических конкреций с подводно-оползевыми деформациями. — Литол. и полез. ископ., 1975, № 6, с. 109–112.
- Гаврилов Ю.О.** Некоторые аспекты диагенеза песчано-глинистых отложений Восточного Предкавказья. — Литол. и полез. ископ., 1977, № 3, с. 38–52.
- Гаврилов Ю.О.** О диагенетическом ритмообразовании. Литол. и полез. ископ., 1979, № 4, с. 132–143.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.** Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Герсеванов Н.М.** Основы динамики грунтовой массы. М.: Госстройтехиздат, 1933.
- Гурин Ю.П.** Геохимическая стадийность диагенеза (на примере среднеюрских отложений Большого Кавказа). Геохимия, 1967, № 12, с. 1468–1481.
- Гмид Л.П.** К литологии глинистых пород чокрака и карагана Северо-Восточного Кавказа. — Тр. ВНИГРИ, вып. 83. Геол. сб., 1955, № 1, с. 526–549.
- Даидбекова Э.А., Сафаров Г.И., Ибрагимова Б.М.** и др. Сидерит в мезозойских и третичных отложениях юго-восточного окончания Большого Кавказа. — В кн.: Вопросы литологии и фаций осадочных пород нефтеносных областей Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1968, с. 144–155. (Тр. АзербНИИ по добыче нефти; Вып. 21).
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.** Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971, 284 с.
- Денисов Н.Я.** О механической дифференциации глинистых осадков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 1, с. 147–152.
- Дробышев Д.В.** О глинистых сидеритах и сферосидеритах Дагестана. — В кн.: Северный Кавказ — мощная сырьевая база СССР. Ростов н/Д, 1932, с. 209–217.
- Жижченко Б.П.** Средний миоцен. — В кн.:

- Стратиграфия СССР. Неоген. М.: П.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 12, с. 51—227.
- Зайцева Е.Д.* Биогенные элементы в грунтовых растворах донных осадков Берингова моря. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 6, с. 1005—1006.
- Залманзон Э.С.* Химический анализ карбонатных пород. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 30—52.
- Залманзон Э.С., Захарова Н.В., Шишова Е.С.* Методы анализа железисто-карбонатных пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, № 2, с. 101—108.
- Залманзон Э.С., Страхов Н.М.* Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 5—29.
- Запорожцева А.С.* О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. — Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 5, с. 903—905.
- Зарицкий П.В.* Концентрации угленосных отложений Донецкого бассейна. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1959, 204 с.
- Зарицкий П.В.* Раннедиагенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна. — Литол. и полез. ископ., 1963, № 1, с. 139—142.
- Зарицкий П.В.* Об изоморфном вхождении Fe и Mg в конкреционные кальциты угленосных отложений Донбасса. — Докл. АН СССР, 1964а, т. 157, № 5, с. 1139—1142.
- Зарицкий П.В.* Об изоморфном вхождении CaCO_3 в сидеритовые и магнезисидеритовые конкреции Донбасса. — Докл. АН СССР, 1964б, т. 155, № 6, с. 1341—1344.
- Зарицкий П.В.* Изоморфизм железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. — Литол. и полез. ископ., 1965, № 3, с. 45—60.
- Зарицкий П.В.* О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе. — Литол. и полез. ископ., 1966а, № 1, с. 97—100.
- Зарицкий П.В.* Об изоморфизме в природных карбонатах. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966б, с. 267—278.
- Зарицкий П.В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1970, Ч. 1. 224 с.
- Зарицкий П.В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1971а, Ч. 2. 176 с.
- Зарицкий П.В.* О глубине формирования конкреций под поверхностью осадка. — Литол. и полез. ископ., 1971б, № 2, с. 139—145.
- Казakov А.В., Тихомирова М.М., Плотникова В.И.* Система $\text{FeO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и выводы о парагенезе сидеритов и фосфоритов. Минералогические и физико-химические исследования некоторых осадочных пород и полезных ископаемых. — Тр. ИГН АН СССР, 1957, вып. 152. Геол. сер., № 64, с. 59—71.
- Калиненко В.В.* Геохимия Лабинского марганцевого месторождения (Северный Кавказ): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1967. 32 с.
- Карцев А.А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1972, 280 с.
- Коперина В.В.* Состав и условия осадкона-
- копления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шахвановской свит Карагандинского бассейна. — Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 4, с. 5—102.
- Косовская А.Г.* История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7, с. 37—54.
- Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М.* Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М.: ИЛ, 1960, с. 73—121.
- Лозвищенко Н.В., Карпова Г.Б., Космачев В.Г.* Об изоморфизме Fe, Mg, Ca, Mn в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. — Вестн. Харьк. ун-та. Сер. геол., 1964, вып. 1, № 2, с. 51—60.
- Македонов А.В.* Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М.: Наука, 1966. 284 с.
- Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева В.А., Калиниченко А.М.* Новые экспериментальные и расчетные данные о диагенезе железистых осадков. — Геол. журн., 1973, т. 33, с. 32—41.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, с. 483.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963, с. 357.
- Михеев А.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
- Мухин Ю.В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 200 с.
- Новосельцева Д.Ш., Мясникова И.П.* О масштабах выделения органических веществ с водами, отжимающимися из осадков в процессе уплотнения. — В кн.: Органическое вещество в современных осадках: Тез. докл. V Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 64—65.
- Орьев Л.Г.* Битуминозные конкреционные образования среднетриасовых отложений Челябинского и Анохинского грабенев. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 4, с. 954—957.
- Перзюто Г.Н., Мандрикова Н.Т.* Изоморфизм в карбонатах и его значение для решения некоторых генетических вопросов. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 279—292.
- Писцов Ю.П.* Сидериты березовского типа и условия их образования. — Литол. и полез. ископ., 1969, № 1, с. 32—50.
- Похвиснева Е.А.* О литологии и особенностях диагенеза отложений нижней и средней юры Северо-Западного Кавказа. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1964, № 4, с. 3—15.
- Приходько Ю.Н.* Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 99—105.
- Пряхина Ю.А.* Карбонатные конкреции в майкопских отложениях Центрального Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1, с. 26—42.
- Ренгартен Н.В., Старостина З.М.* Геологическая литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа. — В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 83—147.

- Смирнов Г.А., Федорова Г.Г.* О диагенетическом происхождении ритмов. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: Кн. изд-во, 1974, с. 223—231.
- Смирнов Г.А., Федорова Г.Г.* О диагенетическом происхождении ритмов (на основе экспериментальных данных). — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Башкирии. Уфа: Б.и., 1977, с. 3—15.
- Стариков В.С., Ольховский Г.П.* Конкреционные образования на ааленских отложениях Северной Осетии и их значение. — Тр. Сев.-Кавказ. горно-металлург. ин-та, 1961, вып. 16, с. 32—37.
- Сташук М.Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
- Страхов Н.М.* Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.
- Страхов Н.М.* К познанию диагенеза. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, кн. 3—4, с. 7—26.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, Т. 2, с. 574.
- Страхов Н.М.* О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. — Литол. и полез. ископ., 1963, № 1, с. 7—27.
- Страхов Н.М.* Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — Литол. и полез. ископ., 1972, № 4, с. 65—92.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 292, с. 1—299.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. 223 с. Тр./ГИН АН СССР: Вып. 23).
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Капиненко В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
- Тагеева Н.В., Тихомирова М.М.* Гидрогеохимия донных осадков Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 147 с.
- Татарский В.Б.* Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 64 с.
- Теоdorovich Г.И., Похвиснева Е.А.* Литология и диагенез юрских отложений Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1964. 104 с.
- Тимофеев Г.И., Ильина Н.С.* К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в бат-байосское время в Южном Дагестане. — Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2, с. 379—382.
- Тимофеева З.В.* Конкреции актопракской толщи р. Чегем и длительность процесса их образования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7, с. 68—81.
- Тимофеева З.В.* К вопросу об условиях формирования рудных скоплений железа в диагенезе. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5, с. 1170—1173.
- Тимофеева З.В.* Фашиально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана). Литол. и полез. ископ., 1963а, № 1, с. 88—107.
- Тимофеева З.В.* Сидеритовосность мелководно-морских и дельтовых отложений и факторы, ее определяющие. — В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963б, с. 174—179.
- Тимофеева З.В.* Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ). — Литол. и полез. ископ., 1966, № 1, с. 33—48.
- Тимофеева З.В.* Геохимия железа, фосфора и марганца в ааленском бассейне Северного Кавказа. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 270—283.
- Тимофеева З.В., Кузнецова П.П.* Диагенетические анкериты ааленских отложений Дагестана. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 3, с. 572—575.
- Точилин М.С.* К геохимии аутигенных сидеритов. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, кн. 3/4, с. 203—211.
- Уивер Ч.Е.* Эффект и геологическое значение "фиксации" капля набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: ИЛ, 1962, с. 369—402.
- Фролов В.Т.* Фашиальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. — Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 6, с. 1094—1097.
- Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратегико-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965, с. 180.
- Халифа-Заде Ч.М.* О генезисе присамурского месторождения сидеритов Южного Дагестана. — Докл. АН СССР, 1959, с. 126, № 2, с. 371—374.
- Халифа-Заде Ч.М.* Минералогическая и геохимическая зональность сидеритовых залежей Дагестана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1962а, № 3, с. 70—84.
- Халифа-Заде Ч.М.* О стадиях рудообразования в сидеритовых залежах Дагестана. — Зап. ВМО, 1962б, ч. 91, вып. 1, с. 117—121.
- Халифа-Заде Ч.М., Аббасова С.М.* Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
- Хетагуров Г.В.* Пирит, сфалерит и барит в анкеритовых конкрециях долины р. Кубань. — Литол. и полез. ископ., 1968, № 4, с. 134—137.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования песчано-глинистых толщ в элизионных бассейнах: (На примере мезокайнозой Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су. — Литол. и полез. ископ., 1974, № 6, с. 103—117.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1463—1466.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Грядусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су (Восточное Предкавказье). — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4, с. 904—907.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Грядусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. 1. Распределение и вторичные преобразования глинистых минералов в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений Дагестана. — Литол. и полез. ископ., 1976, № 5, с. 49—66.

- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. 2. О происхождении глинистых минералов среднемиоценовых отложений. — Литол. и полез. ископ., 1977, № 2, с. 63—80.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Об уплотнении среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья на разных стадиях породобразования. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 423—426.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 284 с.
- Хьюбер Н.К.* Контроль среды осадочными минералами железа. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М.: ИЛ, 1960, с. 186—203.
- Цветков А.И., Вальяшихина Е.П.* Термоаналитические характеристики некоторых сульфидов железа и меди. — В кн.: Исследования по экспериментальной и технической петрографии и минералогии. — Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1958, вып. 30, с. 3—36.
- Цветков А.И., Вальяшихина Е.П., Пилоян Г.О.* Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964. 168 с.
- Чихрадзе Г.А.* Карбонатные конкреции в алаунских отложениях южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванетии). — Литол. и полез. ископ., 1969, № 4, с. 122—128.
- Шаповалова Г.А.* Конкреции и конкреционные образования майкопских отложений Восточной Грузии. — Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1955, т. 5, с. 57—74.
- Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
- Зренбург Б.Г.* Рентгенометрические исследования кальцийсодержащих сидеритов. — Зап. ВМО, 1962, ч. 91, вып. 5, с. 595—603.
- Юркевич И.А.* Некоторые данные о дифференциации и перемещении органического материала современных осадков в процессе его разложения. В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М.: Госгиптехиздат, 1956, с. 87—91.
- Aller R.C.* Experimental studies of changes produced by deposit feeders on pore water, sediment, and overlying water chemistry. — Amer. J. Sci., 1978, vol. 278, N 9, p. 1185—1234.
- Baldwin B.* Ways of deciphering compacted sediments. — J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, N 1, p. 293—301.
- Berner R.A.* Stability fields of iron minerals in anaerobic marine sediments. — J. Geol., 1964a, v. 72, N 6, p. 826—834.
- Berner R.A.* An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1964b, N 9, p. 1497—1503.
- Berner R.A.* Migration of iron and sulfur within anaerobic sediments during early diagenesis. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 1, p. 19—42.
- Berner R.A., Scott M.R., Thomlinson C.* Carbonate alkalinity in the pore waters of anoxic marine sediments. — Limnol. and Oceanogr., 1970, vol. 15, N 4, p. 544—549.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediments fine fractionation in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — Yale Univ. Dept. Geol. Tech. Rept., 1964, vol. 8, p. 1250.
- Bischoff J.L., Clancy J.J., Booth J.S.* Magnesium removal in reducing marine sediments by cation exchange. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 5, p. 559—568.
- Chave K.E.* Carbonates Association with organic matter in surface seawater. — Science, 1965, vol. 148, N 3678, p. 1723—1724.
- Chave K.E., Suess E.* Calcium carbonate saturation in seawater; effect of dissolved organic mater. — Limnol. and Oceanogr., 1970, vol. 15, p. 633—637.
- Curtis C.D.* Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1967, vol. 31, N 11, p. 2109—2123.
- Curtis C.D., Spears D.A.* The formation of sedimentary iron minerals. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 3, p. 257—270.
- Drever J.I.* Magnesium-iron replacement in clay minerals in anoxic marine sediments. — Science, 1971, vol. 172, N 3990, p. 1334—1336.
- Dunham K.C.* Syngenetic and diagenetic mineralization in Yorkshire. — Proc. Yorks. Geol. Soc., 1958, vol. 32, p. 229—284.
- Ferguson L.* Estimation of the compaction factors of a shale from distorted brachiopod shells. — J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, N 3, p. 796—798.
- Ferguson L.* A comparison of two techniques for measuring shale compaction. — J. Sediment. Petrol., 1964, vol. 34, N 3, p. 694—695.
- Goldhaber M.B., Aller R.C., Cochran J.K.* et al. Sulfate reduction diffusion and bioturbation in Long Island Sound sediments; report of the FOAM group. — Amer. J. Sci., 1977, vol. 277, N 2, p. 193—237.
- Goldsmith J.R., Graf D.L.* Structural and compositional variation in some natural dolomites. — J. Geol., 1958, vol. 66, N 6, p. 678—693.
- Graf D.L.* Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. — Amer. Miner., 1961, vol. 46, N 11/12, p. 1283—1316.
- Grossman R.H., Lieblich R.S., Scherp H.S.* Chlorite and its relationship to pyritization in anoxic marine environments. — J. Sediment. Petrol., 1979, vol. 49, N 2, p. 611—614.
- Hallam A.* Origin of the limestone-shale rhythm in the blue Lias of England: A composite theory. — J. Geol., 1964, vol. 72, N 2, p. 157—169.
- Howie R.A., Broadhurst F.M.* X-ray data for dolomite and ankerite. — Amer. Miner., 1958, vol. 43, N 11/12, p. 1210—1214.
- Huber N.K., Garrels R.M.* Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. — Econ. Geol., 1953, vol. 48, N 5, p. 337—357.
- Izard J.E., Clemency Ch.V.* X-ray study of the sedimentary pyrite of Western New York. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, N 1, p. 221—225.
- Kidwell A.L., Hunt J.M.* Migration of oil in recent sediments of Pedernales, Venezuela. — In: Habitat of Oil. Tulsa, Okla.: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958. 1384 p.
- Lippmann F.* Ton Geoden und Minerale der Barreme von Hohenegelsen. — Geol. Rund., 1955, Bd. 43, N 2, S. 475—503.
- Magara K.* Compaction Ion filtration and Osmosis Shale and their significance in primary migration. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 2, p. 283—290.
- Meade R.H.* Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands. — J. Sediment. Petrol., 1966, vol. 36, N 4, p. 1085—1101.

- Mehra O.P., Jackson M.L.* Iron oxide removal from soils and clays by dethionate - citrate system buffered with sodium bicarbonate. — *Clays and Clay minerals Bull.*, 1960, p. 48—56.
- Pearson M.J.* Siderite concretions from the Westphalian of Yorkshire; a chemical investigation of the carbonate phase. — *Miner. Mag.*, 1974a, vol. 39, N 306, p. 696—699.
- Pearson M.J.* Magnesian siderite in carbonate concretions from argillaceous sediments in the Westphalian of Yorkshire. — *Miner. Mag.*, 1974b, vol. 39, N 306, p. 700—704.
- RumEAU J.-L., Sourisse C.* Compaction, diagenese et migration dans le sediments argileux. — *Bull. Cent. rech. Pau*, 1972, vol. 6, N 2, p. 313—314.
- Shelton J.W.* Shale compaction in a section of cretaceous Dakota sandstone, Northwestern North Dakota. — *J. Sediment. Petrol.*, 1962, vol. 32, N 4, p. 873—877.
- Sholkovitz E.* Interstitial water chemistry of Santa Barbara Basin sediments. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, N 9, p. 2043—2073.
- Siever R., Kastner M.* Shale petrology by electron microprobe: Pyrite - Chlorite relations. — *J. Sediment. Petrol.*, 1972, vol. 42, N 2, p. 350—355.
- Suess E.* Interaction of organic compounds with calcium carbonate—1. Association phenomena and geochemical implications. : *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 1, p. 157—168.
- Suess E.* Interaction of organic compounds with calcium carbonate—2. Organo-carbonate association in recent sediments. — *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, N 11, p. 2435—2447.
- Sujkowski Zb.* Diagenesis. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1958, vol. 42, N 11, p. 2692—2717.
- Towe K.M., Hemleben Chr.* Diagenesis of magnesian calcite: Evidence from miliolacean foraminifera. — *Geology*, 1976, vol. 4, N 6, p. 337—339.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Предисловие	5
Глава первая	
Строение чокракско-караганской толщи Восточного Предкавказья и характеристика слагающих ее отложений.	7
Глава вторая	
Диagenетические новообразования в чокракско-караганских отложениях	13
Строение диagenетических конкреций и закономерности их распространения в чокракско-караганской толще	13
Карбонатные конкреции	13
Сульфидные конкреции	29
Минеральный состав конкреций	30
Карбонатные конкреции восточной части профиля.	30
Карбонатные конкреции западной части профиля	44
Карбонатные прослои (мергели)	45
Сульфидные конкреции	46
Диagenетическое уплотнение глинистых отложений	50
Последовательность минералообразования в диagenезе	55
Глава третья	
Диagenетические преобразования в глинистых отложениях	63
Зональность минералообразования в диagenезе чокракско-караганских отложений	63
Образование конкреционных слоев и конкреционных пачек	70
Конкрециеобразование и этапы диagenеза осадков.	77
Mg в диagenетических карбонатах	78
Потери CO_2 в диagenезе	79
Особенности конкрециеобразования в условиях аномального течения диagenеза	80
Взаимодействие литологически различных слоев в диagenезе	85
Литература	94

CONTENTS

On behalf of the editor	3
Foreword	5
Chapter one	
Structure of the Chokrak-Karagan series of the Forecaucasus and characteristic of deposits composing it	7
Chapter two	
Diagenetic new formations in Chokrak-Karagan deposits	13
Structure of diagenetic concretions and regularities of their distribution in the Chokrak-Karagan series	13
Carbonate concretions	13
Sulphide concretions	29
Mineral composition of concretions	30
Carbonate concretions of the eastern part of the profile	30
Carbonate concretions of the western part of the profile	44
Carbonate interbeds (marls)	45
Sulphide concretions	46
Diagenetic compaction of clay deposits	50
Succession of mineral formation in diagenesis	55
Chapter three	
Diagenetic alterations in clay deposits.	63
Zonation of mineral formation in diagenesis of Chokrak-Karagan deposits	63
Formation of concretion beds and concretion members	70
Formation of concretions and stages of sediment diagenesis.	77
Mg in diagenetic carbonates	78
Losses of CO_2 in diagenesis	79
Peculiarities of concretion formation under conditions of anomalous course of diagenesis	80
Interaction of lithologically different beds in diagenesis	85
Bibliography	94

Юрий Олегович Гаврилов
ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
(средний миоцен Восточного Предкавказья)

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *В. Я. Енюкова*. Художник *Е. Н. Волков*
Художественный редактор *И. Ю. Нестерова*. Технический редактор *Н. М. Петракова*
Корректор *О. А. Разуменко*

ИБ № 24514

Подписано к печати 09.12.81. Т — 25887. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,8 + 1,4 вкл. Уч.-изд. л. 12,3. Тираж 650 экз. Тип. зак. 817
Цена 1р. 90 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

