Ронды ГИНа

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 23

н. м. страхов, э. с. залманзон, м. а. глагол ева

# ОЧЕРКИ ГЕОХИМИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУМИДНОГО ТИПА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР МОСКВА

# труды геологического института

Выпуск 23

Н. М. СТРАХОВ, Э. С. ЗАЛМАНЗОН, М. А. ГЛАГОЛЕВА

# ОЧЕРКИ ГЕОХИМИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУМИДНОГО ТИПА

(ОПЫТ ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ)



# Ответственный редактор Г.И.Бушинский

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Уже при изучении современных осадков (1945—1950 гг.) мною были поставлены определения в них Fe, Mn, P, SiO<sub>2</sub> (аутиг.), С<sub>орг.</sub> и карбонатов кальция и магния, как дополнительное средство к разъяснению осадкообразования в водоемах разного физико-географического типа. Эти данные были опубликованы в разных работах, наиболее полно в сводной монографии об образовании осадков в современных водоемах (Страхов и др., 1954).

Несколько позже (1949—1953 гг.) было начато геохимическое изучение древних отложений на примере нефтеносных нижнефранских горизонтов Второго Баку; при этом набор элементов был расширен, как это можно видеть из опубликованной небольшой монографии (Страхов, Родионова, Залманзон, 1955).

В настоящей книге, продолжающей туже линию исследовательской работы, круг наблюдений еще более расширился; в исследование включен ряд угленосных и неугленосных толщ верхнего палеозоя СССР. Это позволило перейти от частных наблюдений и выводов к обобщениям более крупного характера о геохимии верхнепалеозойских гумидных зон СССР; их изложению и обоснованию и посвящена эта монография.

Как и все предыдущее, это не конец работы авторов над геохимией осадочных толщ, но лишь некоторый этап в раскрытии геохимических закономерностей осадочного породообразования. Впереди — работа над геохимией осадочных рудных накоплений гумидных зон, которая в настоящее время начата и, надеемся, будет закончена в соответствующие сроки.

Как видно из заключительных строк этой книги, авторы ясно представляют себе пробелы своих исследований и приложат усилия к тому, чтобы в ближайшее время их заполнить и приблизиться к более или менее законченному представлению о геохимии гумидных зон лика Земли вообще.

Март 1957 г. Н. М. Страхов

### Глава І

# ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕВРАЗИИ. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА РАБОТЫ

Прежде чем приступить к изложению фактического материала, полученного при геохимическом изучении ряда верхнепалеозойских гумидных отложений СССР, необходимо вкратце остановиться на разъяснении задач и принципов, положенных в основу исследования.

# 1. Задачи и принципы фациально-геохимического исследования осадочных пород

До недавнего времени геохимическое изучение осадочных пород было отстающим разделом общей геохимии и сводилось к определениям содержаний тех или иных элементов в породах разного петрографического типа, вне четко разработанных задач и программы и без систематического подбора материала, призванного решить ту или иную проблему.

За последние 10 лет, однако, дело благодаря работе советских ученых стало коренным образом меняться. В недрах общей геохимии постепенно все более ясно вырисовывается самостоятельная ветвь — геохимия осадочных пород, обретающая свою тематику, свои особые подходы к изучению этих пород, отвечающие их специфике, наконец, свои принципы истолкования получаемого первичного аналитического материала.

При этом, несмотря на юность геохимии осадочных пород как научной дисциплины, в ней уже намечаются по крайней мерс два направления, достаточно хорошо различающиеся и по задачам исследований и по применяемым методическим приемам.

Одно из них, зародившееся и развивающееся сейчас в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР, может быть названо статистикогеохимическим (А. П. Виноградов, А. Б. Ронов с сотрудниками). Его задача, насколько можно судить по выполненным исследованиям, заключается главным образом в разъяснении химического состава је страти сферы путем установления ментарного состава слагающих e e пород количественных (объемных) соотношений между породами. Отправным пунктом работы является Русская плат-Форма, для которой были предварительно составлены карты распределения пород для отдельных эпох и веков и подсчитаны объемы песчаных, глинистых, карбонатных и других пород. Произведено уже большое число анализов карбонатных пород на Ca, Mg, SO<sub>4</sub> и некоторые другие элементы (Виноградов и Ронов, 1952); составлены интересные геохимические карты, иллюстрирующие распределение Мд в карбонатных породах верхнего палеозоя платформы (Ронов, 1956); обнаружено увеличение отношения Са: Мд в породах от докембрия до современного момента, указывающее на эволюцию карбонатонакопления в ходе геологической истории, в частности — вытеснение доломита кальцитом. Аналогичная работа по глинам привела к открытию уменьшения роли К, Al и Ті в составе глинистых пород от более древних эпох к более новым (Виноградов и Ронов, 1956); накоплен ряд данных по Ni, Co, Cu и другим элементам (Ронов, Малюга, Макарова, 1955).

Признавая необходимость и полезность работ статистико-геохимического направления, необходимо все же отметить и известную односторонность его подхода к геохимии осадочных пород. Главный пробел в исследованиях этого рода состоит в том, что огромная аналитическая работа ведется без предварительного детального фациального анализа, а также без детального петрограизучения самих фического анализируемых пород. Отбор образцов в так называемые «установленные представительные пробы» выполняется по стратиграфо-петрографическому принципу, благодаря чему в одну и ту же пробу заведомо попадают образцы пород разного фациального типа, а порою и из водоемов разной климатической принадлежности. Недостаточен фациальный подход и при теоретическом геохимическом анализе полученных усредненных цифр.

Между тем, чем дальше идет познание осадочного процесса, тем яснее становится тесная пригнанность осадков к той физико-географической обстановке, в которой они образовались. В се стороны осадтом числе и соотношения слагающих его элементов, ясно видоизменяются В разной физико-географической среде. Этот вывод из изучения современных осадков и осадочных пород заставляет расширить и видоизменить подход к разработке их геохимии. Совершенно очевидно, что наряду со статистико-геохимическим должно быть поставлено также фациально-геохимическое их изучение. Специфическую черту такого подхода составляет то обстоятельство, что геохимическое исследование пород ведется базе предварительного на тального фациального их анализа; при этом группируется в естественные материал циальные группы сообразно физико-географивозникновения осадков, а обстановке исследование преследует цель раскрыгеохимии тия особенностей пород, возникразных условиях. В частности, имеется в виду выяснить специфику распределения элементов в морях и озерах, реках и субаэральных отложениях одного и того же климата и сходных условий рельефа; в водоемах разных климатов, например аридного и гумидного; в условиях сильно рассеченного и сглаженного рельефа; при условиях сильного химического выветривания исходных пород на водосборных площадях и при слабом выветривании; при интенсивной сортировке осадочного материала в путях переноса и при сортировке слабой; без участия эффузивной деятельности и при наличии ее, и т. д. Нетрудно видеть, что все это такие проблемы, без разработки которых трудно расгеохимического процесса и искрыть механику толковать его закономерности.

Только разобравшись в названных вопросах, мы сможем по-настоящему осмыслить те геохимические картины, которые раскрывают нам химические анализы многочисленных проб осадков какого-либо древнего водоема той или иной седиментационной области.

Постановка и решение перечисленных вопросов и составляют задачу и содержание фациально-геохимического направления в геохимии осадочных пород.

Разным принципиальным установкам и задачам статистико-геохимического и фациально-геохимического направлений отвечает и разница в выборе объектов и в конкретной методике работы.

При фациально-геохимическом подходе не требуется изучения сплошных разрезов огромных мощностей на площадях, отвечающих естественным тектоническим единицам, как это нужно для статистико-геохимического направления. Выбираются комплексы пород по возможности узкого стратиграфического положения и малой мощности, но обязательно представляющие отложения определенного фациального типа, например — континентальных пресноводных озер, или паралической зоны, или плоского и мелководного моря среди равнинного континента и т. д., и затем, в пределах избранного комплекса геохимическому исследованию подвергаются все петрографические типы пород, входящие в данный комплекс. При этом обязательным звеном всей работы должно быть изучение выбранного комплекса с точки зрения фациальной обстановки его образования, равно как и петрографический его анализ, ибо только знание петрографических свойств пород позволит глубже подойти к пониманию особенностей распределения в них элементов.

Для выяснения особенностей геохимии пород (и осадков), возникших в разных физико-географических обстановках, должны быть привлечены разнообразные показатели. В работе по геохимии верхнепалеозойских гумидных зон СССР были использованы четыре таких показателя.

Первым является характер распределения элементов в ряду пород: пссчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки; при отсутствии карбонатных пород — лишь в первых трех членах ряда. Изучалось распределение Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Co, Ba, Sr, Be, Ga, Pb, Zn, Copr. Оказалось, что поведение этих элементов, взятых в совокупности, как целое, весьма чутко реагирует на особенности физико-географической среды осадкообразования и позволяет порою улавливать такие детали этой среды, какие обычными методами фациального анализа неуловимы.

В качестве другого показателя, удобного для изучения связей геохимии пород и обстановки осадкообразования, был взят б а ла н с м и н е р а л о г и ч е с к и х ф о р м ж е л е з а. Известно, что формы последнего разнообразны: железо входит в состав сульфидных (пирит, марказит), карбонатных (сидерит, анкерит), силикатных (лептохлориты), окисных (гидрогетит, гематит) минералов, а также в решетку многих терригенных минералов — слюд, роговых обманок, ильменита, магнетита. Учитывая это, баланс минералогических форм железа в осадочной породе может быть взображен так:

$$Fe_{\text{\tiny Ban}} = Fe_{\text{\tiny пир}}^{\,\, ..} + Fe_{\text{\tiny Hap6}}^{\,\, ..} + Fe_{\text{\tiny CMR}}^{\,\, ..} + Fe_{\text{\tiny OSMC}} + Fe_{\text{\tiny OSM}}.$$

Из этих пяти членов четыре характеризуют аутигенно-минералогические формы железа, возникшие в осадке, пятая — кластическую форму, внесенную в осадок с берега.

Опыт работы показывает, что баланс минералогических форм железа также оказывается тесно связанным с физико-географической средой отложения осадков и может служить для анализа связей геохимии пород и фациальной обстановки их отложения. Нужно только помнить, что непосредственно баланс форм железа возникает в стадию весьма

раннего диагенеза, и является отражением в первую очередь среды диагенеза. Но поскольку на ранний диагенез еще оказывают влияние общие физико-географические условия водоема, очевидно данные диагенетических преобразований веществ могут в известной степени быть использованы и для характеристики среды, в которой бассейн находится, равно как и для выяснения некоторых черт гидрохимии наддонной воды.

Само собой разумеется, что в тех же целях могут привлекаться балансы форм других элементов (например — Мп, V, серы и пр.), но получение этих балансов пока сопряжено с большими техническими трудностями и потому в данной работе опущено. Разработка таких балансов составляет благодарную задачу дальнейших исследований.

В качестве третьего показателя при фациально-геохимическом изучении осадочных пород был избран химический состав рассеянного в породах карбонатного материала, особенно когда это породы обломочные и глинистые.

Уже после первых проб в этом направлении стало ясно, что состав карбонатного материала в обломочных и глинистых отложениях гумидных зон возникает в основном в стадию диагенеза, что он связан коррелятивно с одновременно формирующимся балансом аутигенных форм железа, что в нем ясно отпечатлеваются вторичное перераспределение и происходящее при этом химическое обособление отдельных компонентов. Все эти черты, конечно, могут быть так или иначе использованы и для характеристики геохимии гумидных отложений в разных частных обстановках.

В качестве последнего показателя использовано изучение соста в а карбонатных конкреций, встречающихся в отложениях гумидных зон.

До недавнего времени конкреции не привлекали к себе внимания исследователей, потому, видимо, что были неясны перспективы, открываемые их изучением. В настоящее время, после углубления в вопросы диагенеза, стало совершенно очевидным, что процесс конкрециеобразования в подавляющем большинстве случаев есть процесс перераспределения веществ в осадке в ходе диагенеза; поэтому детальное химическое изучение конкреций является средством к раскрытию хода и закономерностей самого этого процесса перераспределения. А так как диагенетическое перераспределение веществ по интенсивности и по качественному характеру контролируется присущими среде физико-химическими особенностями, разными в разных участках осадка, то естественно, что изучение конкреций способно раскрыть также и детали физико-химических условий, присущих осадку. Вот почему изучение минералогического состава и геохимии конкреций, проведенное в сопоставлении с составом и геохимией вмещающих пород, должно являться неотъемлемой частью фациальногеохимического исследования.

Итак, анализ распределения Fe, Mn, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, Copr., Ba, Sr, Be, Ga, Pb, Zn в основных типах пород, входящих в состав естественных фациальных комплексов; выяснение минералогических форм железа; изучение химико-минералогического состава рассеянного в породах карбонатного материала и аналогичное исследование встречающихся в них карбонатных конкреций — вот основные вопросы, которые стоят сейчас перед фациально-геохимическим исследованием вообще и которые поэтому были поставлены при проведении работы по геохимии осадков верхнепалеозойских гумидных зон СССР.

Решение перечисленных вопросов, интересное само по себе, становится важным, если вспомнить, что выяснение картины распределения рассеянных содержаний элементов создает необходимый геохимический фон, без

знания которого нельзя подойти к анализу другого, гораздо более сложного вопроса: о фациальных соотношениях рассеянных содержаний элементов с их рудными концентрациями и об условиях, при которых нерудный процесс перерастает в рудный. Детальный разбор названной проблемы остается вне рамок этой работы и составляет задачу дальнейших исследований. В этой же монографии мы сосредоточимся на выяснении общего геохимического фона, образуемого рассеянными содержаниями элементов в отложениях гумидных зон.

# 2. Основные черты верхнепалеозойской климатической зональности на северо-западе Евразии

Так как объектом наших исследований являются верхнепалеозойские отложения СССР, то для обоснования их выбора необходимо кратко остановиться на климатической зональности того времени на северо-западе Евразии.

Одному из авторов монографии уже приходилось касаться этого вопроса в 1945 и 1951 гг. (Страхов, 1945, 1951). С того времени, однако, накопился значительный новый материал, который позволяет вскрыть некоторые новые штрихи, в прежних данных невидные.

Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии изображена на фиг. 1—6.

Начальный момент климатической эволюции дает схема зональности среднего девона, взятого как целое (фиг. 1). Обращает на себя внимание, прежде всего, полоса с ярко выраженными признаками засушливого климата. Начинается она на северо-западе широкой площадью доломитовых пород с прослоями и линзами гипсов, обнимающей, по данным А. Б. Ронова (1956), Прибалтику, Главное девонское поле и большую часть Московской синеклизы. В самом центре этой площади, между Москвой и Тулой (Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула), появляются мощные прослои каменной соли. В Украинской мульде и в Донбассе к среднему девону относятся гипсы и соли роменских и других солянокупольных структур, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной. Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе бессарабского Приднепровья. Далее на юго-восток достоверные следы гипсов и солей надолго исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов и ангидритов в Сарысуйских куполах и Бедпакдалинских структурах. По оценке работавших здесь исследователей (Петрушевский, Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский и может охватывать промежуток времени от среднего девона до конца турне. Достоверно живетскими являются ангидритовые накопления в Таласском Алатау, открытые недавно А. Лурье (1958). Учитывая, что климатические зоны по самому существу своему представляют далеко и непрерывно прослеживающиеся полосы, а не отдельные пятна, мы считаем возможным объединить таласские, сарысуйские и бедпакдалинские гипсы в единую полосу с прочими месторождениями на Русской платформе.

Совершенно иные показатели климатических условий имеются на обширной полосе к северо-востоку от аридной зоны.

Как известно, на восточном склоне Северного Урала располагается длинная полоса бокситовых месторождений протяжением свыше 250 км. В той же полосе встречаются и бокситы в основании живетского яруса, причем территориально они развиты даже шире эйфельских, проникая и на Средний Урал. На площади Второго Баку — в Башкирии и юго-

восточной Татарии — к живетскому ярусу (ардатовский горизонт) относятся, по Л. М. Миропольскому с сотрудниками (1950), прослои оолитовых гидрогётит-шамозитовых руд. В глинистых отложениях этого же горизонта, по М. А. Ратееву (1956), всегда встречается заметная (или даже значительная) примесь каолинита. Все это совершенно несомненные доказательства наличия гумидного и притом теплого гумидного климата к северо-востоку от аридной зоны.

Однако проследить шаг за шагом простирание полосы гумидного климата на восток от Урала пока не представляется возможным из-за отсутствия нужных фаций-индикаторов. После большого «пустого» промежутка, мы встречаем длинную серию гипсоносных, а местами и соленосных отложений на крайнем северо-востоке Азии, на этот раз хорошо стратиграфически датированных. Так, на островах Пионер, Комсомолец и Октябрьской Революции средний девон представлен крансоцветными косослоистыми песчаниками, мергелями и прослоями известняков с остатками панцирных рыб и известково-доломитовой и гипсоносной толщей с Favosites Goldfussi и др. На Таймыре живетский ярус мощностью 300—400 м слагается известняками, доломитами и гипсами с типичной стрингоцефаловой фауной. На полуострове Юрунг-Тумус (Нордвичский район) к живетскому ярусу относится верхняя часть толщи гипсов, ангидритов, доломитов, глин и известняков мощностью 250-350 м, залегающих непосредственно под фаунистически охарактеризованными франскими отложениями. На Сибирской платформе в бассейнах рр. Хантайки, Курейки, Нижней Тунгуски, в Норильском районе и в верховьях р. Оленека средний девон образуют пестроцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями гипсов и доломитов, содержащие растительные остатки. На крайнем северо-востоке в Мамском, Тасхаяхтахском и Сетэ-Дабанском антиклинориях в составе живетского яруса среди пестроцветных сланцев встречены также гипсы и ангидриты. Всеми этими находками обрисовывается огромная полоса заведомо аридного климата северо-западного простирания, протянувшаяся наискось от  $81-82^{\circ}$  с. ш. по  $60^{\circ}$  с. ш. Смыкалась ли она с аридным ареалом, располагавшимся в это же время в Северной Америке, — остается неизвестным, хотя и вполне вероятным. Эти находки второй аридной зоны северо-западного простирания, тянувшейся приблизительно параллельно описанной выше первой, выясняют истинную природу гумидной бокситоносной полосы в области востока Русской платформы и Урала. Совершенно очевидно, что она может трактоваться лишь как тропическая влажная зона, на возможность чего впервые указал Ю. М. Шейнман (1956). Все же взятое вместе доказывает, что климатическая зональность девона была резко отлична от зональности современной по локализации тропической влажной и двух аридных сопровождающих ее зон.

Добавим, что на простирании тропической влажной полосы мы встречаемся со своеобразной эйфельского возраста соленосной толщей на юге Тувинской котловины и в прилежащих частях Монголии, описанной недавно Н. С. Зайцевым (1954) и А.И. Левенко (1954). В среднем девоне Минусинской котловины как в эйфельском, так и в живетском ярусах, по Г.И. Теодоровичу (1954), также развиты гипсы. В то же время по восточному обрамлению Кузнецкой котловины из среднего девона барзасского района известно месторождение углей, а из Салаирского кряжа — месторождение бокситов (Бердский р-н). Близкое соседство здесь столь противоположных климатически отложений заставляет думать, что в этой области сильного развития каледонской складчатости в среднедевонское время существовала серия локальных участков аридных условий в котловинах между горными цепями.

К югу от южной засушливой зоны намечается второй участок с признаками влажного климата. Указанием на него является серия месторожде-

ний железных и марганцевых руд, протягивающаяся от Корнуолла (марганцевые руды) через Бельгию (оолитовые красные железняки нижнего среднего и верхнего девона Ардени) в Рейнскую область, на Гарц в Судеты. К сожалению, дальше на восток достоверные следы гумидной зоны пропадают, и на карте ее пролегание показано условно.

Сопоставляя описанную климатическую зональность среднего девона с тем, как она трактовалась Н. М.Страховым в 1945г. (и в более поздних работах до 1951 г.), нетрудно видеть, что южная засушливая зона, располагающаяся на Русской платформе и в Средней Азии, равно как соседние с ней (на CB и ЮЗ) гумидные полосы, по своему географическому положению строго отвечают прежним картам и документируются сейчас с большей полнотой, чем раньше. Новостью, вырисовывавшейся с полной очевидностью сейчас, после опубликования (1958) данных по северу и северовостоку Сибири, является обнаружение второй — более северо-восточной — огромной аридной зоны. Это обстоятельство заставляет по-новому истолковывать природу ранее намеченных климатических зон. В частности, Уральскую бокситоносную зону нужно считать не северной умеренной (как это допускалось Н. М. Страховым в 1945 г.), а тропической влажной. Соответственно аридная зона Русской платформы является не северной (как трактовалось прежде), а южной. Реального пролегания климатических зон на карте эта новая трактовка, конечно, отнюдь не затра-

Схема климатической зональности первой половины франского века, показанная на фиг. 2, в основе своей та же, что и в среднедевонскую эпоху, но с некоторыми характерными отличиями. Аридная зона, в среднедевонское время хорошо документированная на севере и северо-востоке Азии, сейчас документально не доказывается, хотя вероятно существует в большей или меньшей степени. Южная аридная полоса устанавливается уже фактически. На северо-западе є прослеживается полоса значительного развития доломитов, с которыми ассоциируются местами пласты гипса (Ронов, 1956). К юго-востоку от нее располагаются соляные накопления раннефранского века в Припятьском прогибе (нижняя соляная толща) (Пистрак и др., 1956) и в Днепровско-Донецкой синеклизе (Ромны, Исачки и др.); здесь она пользуется широким развитием на площади всей синеклизы. Далее следы аридных отложений исчезают и вновь мы встречаем их лишь в упомянутых выше выходах гипсов в Сарысуйских куполах. Восточнее галогенные отложения неизвестны. Совершенно очевидно, что хотя эго та же аридная зона, какая существовала на том же месте в среднедевонскую эпоху, ее размеры несколько уменьшились.

На реальность сужения указывают наблюдения на Русской платформе. Мы видим здесь местами в основании верхнего девона (в Новохоперске), местами в средней его части (по северному склону Воронежского массива, в основании воронежских слоев) накопления оолитовых железных руд на площади, которая в среднедевонскую эпоху заведомо принадлежала аридной полосе. Ряд точек с железными рудами нижнефранского времени известен на Самарской Луке, в юго-восточной Татарии и в Башкирии. На Южном Урале к этому времени относятся бокситы Катавского района, на северном — пашийские железные руды. На Тимане отлагались каменные угли и железные оолитовые руды низов франского яруса. Все эти месторождения доказывают развитие тропического влажного климата в несколько большей полосе против той, в какой они существовали в среднедевонскую эпоху. К югу от южной аридной полосы на схеме показано пролегание южной умеренной влажной зоны, главным образом по аналогии со среднедевонской климатической зональностью. Достоверным указанием на наличие этой гумидной полосы являются лишь оолитовые железные руды в Арденнах.

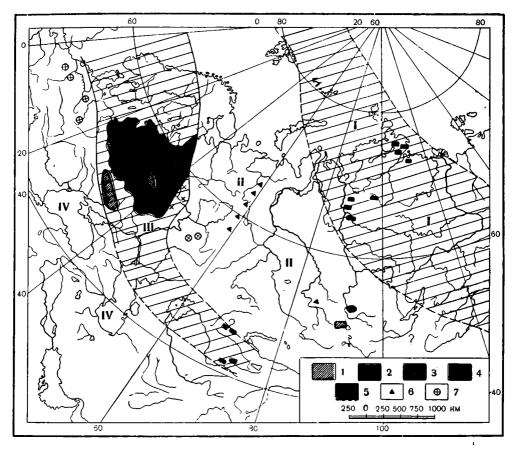
Для детального воспроизведения климатических зон фаменского века.. особенно его второй половины, пока не хватает данных, особенно для северной и южной влажных полос (фиг. 3). Но засушливая область фаменского века вырисовывается весьма ясно, причем в данном случае она явно резко расширилась за счет прилежащих гумидных полос, особенно северной. На Русской платформе пролегание ее устанавливается, прежде всего, соляными месторождениями (притом с калиевыми солями) на площади Припятьского прогиба с заходом (хотя бы частичным) в прилежащую северо-западную оконечность Днепровско-Донецкой синеклизы (Пистрак и др., 1956). К северо-востоку отсюда на территории Московской синеклизы и по ее бортам, а также на соседних с нею тектонических участках располагается огромное пятно доломитовых данково-лебедянских пород, которым во многих местах, особенно по оси синеклизы, подчинены значительные по мощности и протяжению горизонты ангидритов (и гипсов); детали. их распространения изучены недавно В. Г. Махлаевым, изобразившим их. на ряде карт. В целом получается, что на Русской платформе в фаменское время аридная полоса явно оттеснила гумидную зону, расположившись на значительных по площади ее участках.

Далее на юго-восток, после перерыва, мы встречаем указания на пролегание засушливой полосы в виде фаменских доломитов в хр. Каратау (Колотухина, 1956) и гипсовых отложений на Сары-Суйских куполах.

Весьма интересные материалы накопились для более северо-восточных. районов, в Сибири. В. А. Комаром и Н. М. Чумаковым (1957) на среднем течении р. Вилюя и в районе Кемпендяйских куполов была недавно открыта вилючанская толща пестроцветных пород с прослоями кислых эффузивов, относящаяся по возрасту к верхнефаменскому — нижнетурнейскому времени; датировка произведена на основе согласных показаний спорово-пыльцевого анализа, растительных остатков и раковинок листоногих рачков. В нижней части свиты среди глинисто-карбонатных пород были встречены пласты и линзы тонкозернистого гипса, обычно малой мощности, до 1,80 м. Тем самым в западной части Вилюйской впадины достоверно установлено наличие в верхнефаменское время аридных условий. К этому же времени, весьма вероятно, относятся указываемые Г. И. Теодоровичем (1954) гипсовые прослои в фаменских отложениях Минусинской котловины. Если это сопоставление верно, мы получаем довольно значительное пятно аридного климата на юго-востоке Сибирской. платформы и к юго-западу от нее. Но северная часть Сибирской платформы и северо-восток Азии в целом заведомо лишены пород — индикаторов аридного климата. Заметим, что, начиная с верхнего девона и до последнего. времени, аридные условия здесь вообще больше не существовали. Это обстоятельство заставляет считать верхний девон вообще эпохой резкого изменения плана климатической зональности на поверхности Земли. Каледонский план палеоклиматических зон в это время вытеснялся герцинским, существовавшим в течение всей остальной части верхнего палеозоя.

Значительные изменения в конфигурации климатических полос намечаются в середине нижнекаменноугольного времени, в эпоху отложения нижневизсиской продуктивной толщи.

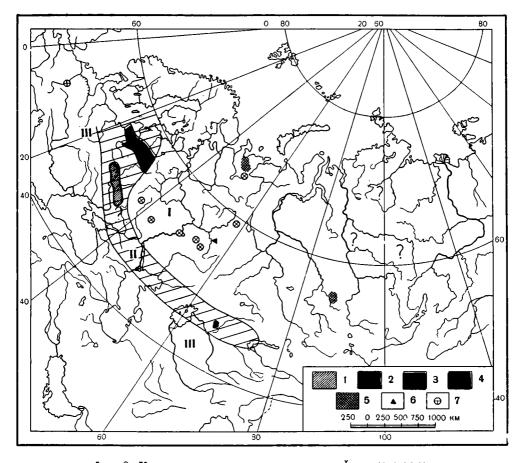
Достоверные гипсовые накопления в это время устанавливаются толькодля территории Средней Азии и Южного Казахстана (фиг. 4). Здесь они встречаются в Сары-Суйских куполах, а затем в хребте Киргизском, гдевходят в состав так называемой «малиновой свиты» нижнего карбона; гипсоносная пачка имеет здесь мощность до 200—300 м; в верхах ее содержатся пласты гипса до 0,5 м (Попов, 1955). Еще восточнее гипсово-соленосная толща С<sub>1</sub> развита на югс хр. Кунгей Алатау и севернее хр. Терский Алатау; здесь в составе ее кроме пластов гипса встречается и каменная соль. Возможно, что галогенные отложения и отвечающая им аридная



Фиг. 1. Климатическая зональность среднего девона.

І - северная засушливая зона; 11 - тропическая влажная зона; 111 - южная засушливая зона;

1V — южная умеренная зона. 1 — NaCl; 2 — гипсы; 3 — доломиты; 4 — доломиты с прослоями гипса; 5 — переслаивание гипсов и доломитов; 6 — бокситы; 7 — железные руды.



Фиг. 2. Климатическая зональность начала франского века. І — тропическая влажива зона; ІІ — южива засушливая зона; ІІІ — южная умеренная зона. 1 — соли; 2 — гипсы; 3 — доломиты; 4 — доломиты с включениями гипса; 5 — угли; 6 — бокситы: 7 — железные руды.

ранневизейская зона протягиваются из Средней Азии в Урало-Эмбинскую область, но далее на запад и северо-восток следуют уже отложения несомненного гумидного типа. Они встречены в виде угленосной толщи в Саратовском Поволжье, на Самарской Луке (и вообще в Куйбышевском Поволжье), в Татарии, Башкирии. В Подмосковной котловине, где в фамене осаждались гипсы и доломиты, в визейский век возник относительно мощный (до 60—70 м) угленосный комплекс с многочисленными довольно крупными угольными месторождениями. По периферии его накопляются бокситы—Североонежское, Тихвинское, Рязанские месторождения; бокситы в коре выветривания встречены в Белгородском районе и по восточной окраине Воронежского массива. Много севернее на Тимане в нижнекарбоновых отложениях примерно того же времени возникли железные руды и бокситы. Все это делает несомненным наличие влажных климатических условий на всей площади Русской платформы в середине нижнекаменноугольной эпохи.

Далее к востоку, на западном склоне Северного Урала, на восточном склоне Среднего и Южного Урала, в Центральном Казахстане (Караганда и окружающие территории) в нижнекарбоновое время во многих местах в крупных массах возникали угли и сопровождающие их, обычно убогие сидеритовые месторождения. В Западной Европе примерно к тому же времени относится образование многочисленных месторождений марганцевых руд (Корнуолл, Келлервальд, Гарц и др.) и отчасти сидеритов (Тюрингия). Добавим к сказанному, что в сякие следы аридсевере и северо-востоке Азии зоны на исчезают, и вместе с тем впервые время документальные доказательства появляются крупной аридной полосы в южном полушари и, протянувшейся от Бразилии к северной Африк е. Все это означает, что к середине нижнего карбона перестройка плана климатической зональности уже далеко продвинулась вперед и на смену каледонскому выступил новый герцинский план. среднеазиатская аридная область, вместе с располагающимся на ее протяжении засушливым ареалом на территории США, представляют с е в е р н у ю аридную зону; область Русской платформы и центральная часть Урало-Алтайской геосинклинальной области — отвечают северной умеренной влажной полосе; юг Европы — тропическому влажному поясу; еще южнее от Бразилии к Сахаре пролегала южная аридная зона.

В среднем и верхнем карбоне описанный герцинский климатический план выступает с полной отчетливостью.

Как можно видеть на ряде карт А. Б. Ронова (1956), для этих эпох на огромных площадях мелководных морей, покрывавших тогда Русскую платформу, отлагались значительные толщи доломитовых пород, содержащих магния свыше 10%, что отвечает доломитности породы свыше 80% (и до 100%). Характерно, что эти доломитовые породы локализовались не в периферической зоне морей, а в центральных их частях; сами породы при этом отличались резко качественно обедненной и часто малорослой фауной. Во многих точках буровые скважины встретили в составе доломитовых пород ангидрит и гипс. Судя по недавней работе И. В. Хворовой (1957), эти включения в подавляющей части своей вторичные, эпигенетические и обязаны своим образованием деятельности резко осолоненных подземных вод. Но наряду с такими метасоматическими сульфатами заведомо имеются и первичные, пластовозалегающие. Именно такого рода пластовые образования были встречены разведкой верхнекаменноугольных доломитов к востоку от Самарской Луки (Красная Глинка) еще в довоенные годы. О наличии пластовых значительных по мощности гипсов в других местах говорят очень высокие средние содержания SO3 в разрезах визе, среднего и верхнего карбона разных мест,

указываемые А. Б. Роновым (1956). Так, например, скважина в Кельтме для  $C_2$  дала  $SO_3 - 33,67\%$ ; для  $C_2$  в Котельниче содержание  $SO_3 - 7,67\%$ . а в Солигаличе — 5,64%; для С<sub>3</sub> в скважине Вологды SO<sub>3</sub> составляет 11,18%, в Горьком — 17,66%, в Котельниче — 8,61%, в Краснокамске — 13,05%, в Солигаличе — 8,77%. Объяснить только вторичной сульфатизацией такое высокое среднее для горизонта SO<sub>3</sub> невозможно; здесь мы имеем дело по крайней мере частично с пластами гипса. Сочетание высокой доломитности осадка, отложенного в центральных частях эпиконтинентального моря, с наличием в нем локальных пластовых накоплений гипса, говорит о мелководном бассейне, расположенном в аридной зоне; высокое испарение с поверхности воды несколько осолоняло ее и было причиной химической садки доломита из наддонной воды; в островных же участках среди моря, в маленьких лагунах на островах, осолонение доходило до стадии выделения сульфатов — гипса.

На юго-восток от Русской платформы, в Казахстане накопления гипса установлены в верхнекарбоновых породах кайрактинской свиты (прослои загипсованных глинистых пород) и в красноцветной владимирской среднекарбоновой толще (гипсовые песчаники) в бассейне р. Ишим и Терс-Аккана (Попов, 1955). В Джезказганском районе и к югу от него в Бедпакдале к верхнему карбону — перми относят так называемую мергельную гипсоносную свиту, развитую во многих местах (Сапожников, 1948). Еще юго-восточнее через значительный пустой промежуток встречаются ангидритные толщи среднего карбона в Тяньшане (оз. Сонкуль и др.). В целом эта полоса разительно напоминает по конфигурации и по расположению в пространстве засушливую зону конца девона, — но представляет собою не южную, а северную аридную зону лика Земли в целом. Доказательством являются особенности прилегающих к ней с севера и юга полос.

К северу от аридного пояса в Казахстане, в Кузнецкой и Минусинской котловинах в среднем и верхнем карбоне накопляются мощные угленосные толщи, возникающие за счет специфической растительной ассоциации. В составе ее, по А. Н. Криштофовичу (1937), каламиты, лепидодендроны и сигиллярии были распространены мало, причем представлены малорослыми формами с признаками угнетения. Господствовали кордаиты огромных размеров, образовывавшие своеобразную кордаитовую тайгу, и семенные папоротники; в древесине кордаитов отчетливо проступают годичные кольца роста. Этот состав и облик флоры указывают, по мнению А. Н. Криштофовича, что произрастала она в условиях относительно сурового, хотя и

умеренного, климата, со сменой времен года.

К югу от засушливой зоны на территории Западной и Южной Европы и Малой Азии также располагается целая цепь огромных каменноугольных паралических (и лимнических) бассейнов Англии, Германии, СССР (Донбасс, Кавказ), Турции, с которыми связываются иногда колоссальные месторождения железных (сидеритовых) руд; на Синайском полуострове к низам среднего карбона приурочены марганцевые руды, южной периферии Ферганской котловины — месторождения бокситов. Обильные растительные остатки свидетельствуют о богатейшем растительном мире, включавшем в качестве основных членов древовидные папоротники, каламиты, клинолисты, сигиллярии, лепидодендроны. Ряд биологических признаков (каулифлория, развитие флоэмы, отсутствие колец нарастания, воздушные корни, обилие лианоподобных форм и т. д.) уже давно привел палеоботаников (Потонье и др.) к заключению, ныне единодушно разделяемому, что средне-верхнекарбоновая флора Западной и Южной Европы произрастала в тропическом поясе, чем и обусловлено ее резкое отличие от одновременной флоры северной влажной полосы. Таким образом, климатическая зональность среднего и верхнего карбона устанавливается не только по чисто литологическим показателям, как в девоне и нижнем карбоне, но и по палеофлористическим данным.

Наряду с весьма определенной горизонтальной зональностью, в верхнем карбоне впервые намечаются - правда, не вполне достоверно признаки вертикальных климатических зон. Предпосылкой этому служит то обстоятельство, что, начиная с нижнего карбона, в Урало-Алтайской зоне происходили складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся возникновением более или менее резко выраженных горных кряжей. Еще в нижнем карбоне складкообразование захватило Казахскую горную страну и территорию к востоку от нее; после среднего карбона оно проявидось на восточном склоне Урала, в центральных частях его, медленно перемещаясь на запад. То, что дислоцированные участки восточной и осевой частей Урала действительно представляли геоморфологически выраженные горы, вытекает из накопления в восточной полосе западного склона Урала (Уфимское плато, Чкаловское Приуралье и южнее) огромных толщ кластических осадков, нередко конгломератовых, состоящих из глыб уральских пород. Высота возникших горных цепей нам, конечно, неизвестна, но была, вероятно, не очень велика. А. В. Хабаков, на основании анализа галечников Уфимского плато (и артинских конгломератов Чкаловской области), оценивает ее всего в 1,5-2,0 км, что, конечно, надо понимать как нечто среднее. При наличии таких (а временами и гораздо более высоких) горных кряжей необходимо допустить, что подножие их находилось в одних климатических условиях, средние же и в особенности верхние части гор — в других. В частности, если подножие располагалось в климате засушливом или влажном субтропическом, то для вершинных частей, при условии достаточной высоты цепей, вполне возможно допустить климат умеренный и более влажный и даже холодный. Любопытно в связи с этим отметить, что А. В. Хабаковым в составе артинских отложений Чкаловской области отмечаются следы выноса ледниковых валунов с Уральской цепи.

В нижнепермскую эпоху мы встречаемся с повторением той же климатической ситуации, какая установилась в среднем и верхнем карбоне. Но материальное (литологическое) выражение ее существенно иное, в частности в засушливой полосе.

Как видно на фиг. 6, изображающей климатическую зональность в кунгурский век, огромная площадь на территории Русской платформы занята разнообразными галогенными отложениями кунгурского солеродного бассейна. Этот своеобразный и единственный в своем роде морской водоем получал свое питание на севере через широкий пролив — из бореального моря. Уже в недалеком расстоянии от втока воды кунгурский водоем под влиянием резко засушливого климата осолонялся и начинал садить доломиты. На центральной и большей (по долготе) части бассейна отлагались гипсы и доломиты в частом переслаивании, с локальным преобладанием то первых, товторых. К срединной части Московской синеклизы приурочивается ограниченная площадь соленакопления. Несравненно большая, огромная по размерам, территория солеобразования локализуется на площади современной Прикаспийской впадины; здесь встречаются кроме каменной соли и калийные. Длинная цепочка каменносоляных и калийных отложений протягивается вдоль предуральского прогиба. Примерно того же возраста солевые накопления известны также из северо-западной части Донбасса.

На территории Западной Европы в нижнепермском мертвом красном лежне нет сколько-нибудь развитых галогенных отложений, но флора имеет ярко выраженный ксерофитный облик, на основании чего палсоботаники уже давно вывели заключение о засушливых условиях на территории Германии в нижнепермское время.

На юго-востоке к нижнепермскому (без более точной датировки) времени относятся мощные толщи гипсоносных пород в Тургайском прогибе (около оз. Челкар) и частично в той мергельной свите юга Джезказгана и Бедпакдалы, о которой уже говорилось при обсуждении схемы карбона. Далее на большом расстоянии достоверных указаний на аридность климата нижнепермской эпохи не встречается.

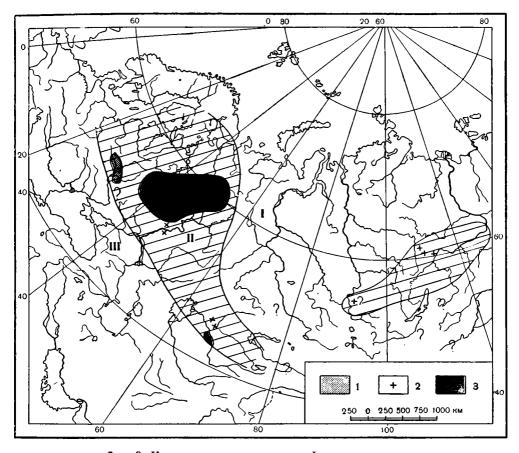
На северо-востоке обрисовывающаяся таким образом огромная засушливая полоса ограничивается влажной нижнепермской областью, которая прослеживается весьма отчетливо по распространению каменноугольных месторождений в Большеземельской тундре, в Кузбассе и Минусинской котловине, а также и Тунгузской впадине. Облик флоры этих мест, очень однообразный и близко напоминающий глоссоптериевую гондванскую флору, свидетельствует о произрастании ее в условиях умеренного климата, быть может даже (в более северных участках) холодно-умеренного.

Южная тропическая влажная зона для нижнепермского времени может быть установлена лишь гипотетически, ибо фации-индикаторы этой зоны в северо-западной Евразии отсутствуют. На юге Европы и в Средней Азии в это время господствуют морские условия, либо же осадкообразования вообще не происходит. В связи с этим точная граница и ширина аридной области пока не могут быть установлены. Возможно, что аридная зона была тогда в действительности шире, чем это нам сейчас представляется.

Климатическая обстановка в начале верхнепермской эпохи была, повидимому, близка к нижнепермской. Наличие громадного соленакопления в цехштейне Северогерманской низменности и бесчисленных следов ангидритообразования в верхнеказанское время на всей территории Восточно-Европейской впадины, начиная от Тимана на севере до Прикаспийской низменности на юге, свидетельствует, что колоссальный европейский аридный участок конца кунгурского века удерживался и в первую половину верхнепермской эпохи (казанский век). С начала татарского века, однако, начинают проявляться весьма характерные признаки изменений. Во всем разрезе татарского яруса ангидриты присутствуют лишь в самых нижних очень маломощных горизонтах (по мнению некоторых исследователей, эти горизонты следует считать верхнеказанскими); в остальной подавляющей части разреза никаких накоплений сульфатов нет. Доломиты, по анализам, имеющимся для Чебоксарского района, очень распространенные в нижней и средней частях татарской толіци, в верхах ееисчезают нацело, замещаясь нормальными известняками и мергелями. Одновременно в средних и верхних горизонтах татарского яруса появляются сажистые примазки и прослойки угля, иногда достигающие мощности промышленных месторождений (Давлеканово). Все эти признаки указывают на то, что на территории Русской платформы в конце перми и начале триаса вновь начинается увлажнение, и территория собственно аридная уступает место гумид-

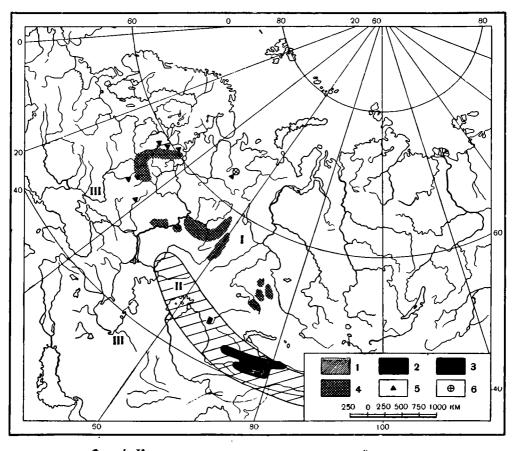
Вертикальная климатическая зональность, наметившаяся в карбоне в области Урала, сохраняется и в пермское время. Признаком ее является состав (кунгурских и верхнепермских красноцветов Приуралья. В них значительными массами скопляются окислы железа и марганца, а также ванадия, хрома, никеля, меди. Все эти элементы, особенно два первых, способны к мобилизации в сколько-нибудь значительных количествах лишь в условиях влажного теплого климата, а не в аридной зоне, где, наоборот, они быстро оседают и фиксируются. Поскольку источником всех этих элементов был Урал, мы, естественно, должны допустить, что его верхние части находились не в аридной, а в гумидной области.

Окидывая общим взглядом климатическую зональность верхнего палеозоя северо-западной Евразии, нетрудно видеть, что она претерпела существенные изменения. В среднем девоне господствовал еще каледон-

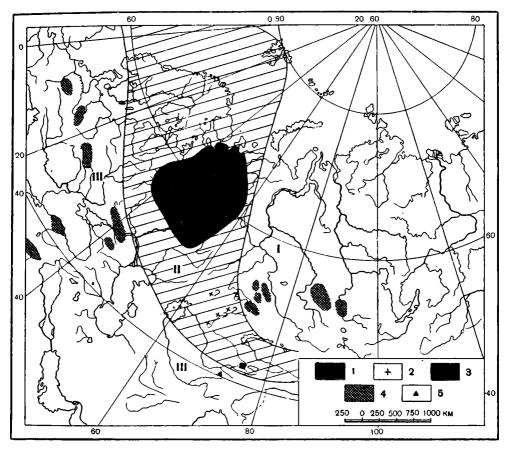


Фиг. 3. Климатическая зональность фаменского века. І— тропическая влажная зона. ІІ— кожная васушливая зона; ІІ— кожная умеренцая зона. І— NaCl; 2— линзы гипса; 3— доломиты.

.



Фиг. 4. Климатическая зональность начала визейского века. I—северная умеренная зона; II—северная засушливая зона; III—тропическая влажная зона.

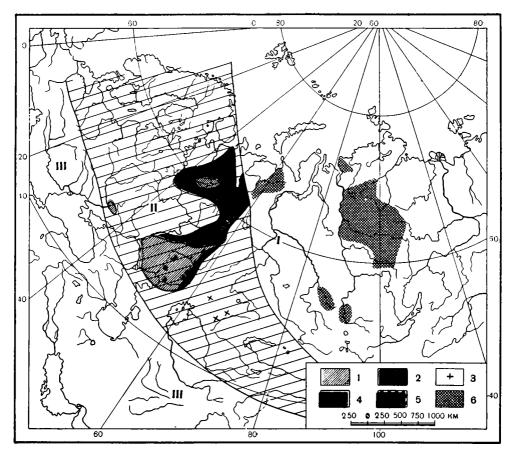


Фиг. 5. Климатическая зональность конца визея, среднего и верхнего карбона. 

1 — северная умеренная зона; II — северная аридная вона. 

1 — гинсы; 2 — линзы гинса; 3 — долимиты; 4 — угли; 5 — бокситы.

ķ



Фиг. 6. Климатическая зопальность кунгурского века.

I — северная умеренная зона; II — северная засушливая зона; III — тропическая влажная зона. I — каменная соль; 2 — калийные соли; 3 — линзы гипса; 4 — доломиты; 5 — пересланвание гипсов и доломитов; 6 — угленосные отложения.

ский климатический план. Тропическая зона проходила под резким углом к современным долготам от о. Медвежьего, через Урал к Алтаю и дальше в Китай. К северо-востоку от нее — на Сибирской платформе, о-вах Ледовитого океана и на северо-востоке Азии располагалась северная аридная зона. Через Русскую платформу в Среднюю Азию протягивалась южная аридная полоса. В верхнем девоне этот каледонский климатический план стал постепенно сменяться планом герцинским. Сущность смены заключалась в том, что тропическая влажная зона, вместе с прилегающими влажными зонами стала смещаться в южном направлении. К среднему карбону, когда перестройка закончилась, тропическая влажная полоса стала располагаться на юге Европы, северная аридная на Русской платформе и в Средней Азии, южная аридная — в Бразилии и северной Африке. Этот план устойчиво существовал до конца перми, после чего в триасе началось новое смещение тропической влажной и обоих аридных полос еще дальше в южном направлении. С начала юры установился альпийский план климатической зональности, существующий и доныне.

# 3. Общая **х**арактеристика объектов исследования и условий их образования

Исследование отложений верхнепалеозойских гумидных зон СССР было построено на породах угленосной толщи Караганды (все 6 свит), Кузбасса (алыкаевская, кемеровская и ерунаковская свиты), Донбасса (свита  $C_2^6$ ), терригенного нижнего карбона Русской платформы (сталиногорские и тульские слои) и нижнефранских отложений Второго Баку (пашийские и поддоманиковые слои). По условиям своего образования все эти комплексы демонстрируют весьма разные физико-географические обстановки внутри древних гумидных зон.

Так, карагандинская угленосная толща представляет собою типичное образование межгорной котловины, формировавшееся в условиях прогрессивного воздымания окружающих котловину цецей и интенсивной их денудации, с временами вспыхивающей эффузивной деятельностью. Толща пород Кузбасса также демонстрирует часть верхнепалеозойского межгорного прогиба, располагавшегося по западной окраине Сибирской платформы среди надвигавшихся на нее горных цепей западносибирских герцинид. Угленосные отложения Донбасса являют собою не менее типичный пример отложений предгорного прогиба у подножия складчатого пояса, протянувшегося по южной окраине Русской платформы. Нижнефранские и нижневизейские отложения Второго Баку и Московской синеклизы, напротив, являются настоящими платформенными образованиями, совершенно типичными для платформенных терригенных отложений.

Все названные свиты являются, как сказано, отложениями гумидного климата. Однако детали климатического режима в разных случаях были явно неодинаковы. Так, например, угленосная толща Донбасса принадлежала заведомо тропическому нижнекаменноугольному поясу, тогда как все остальные, нами изученные, объекты возникли в обстановке хотя и теплого, но уже умеренного, в лучшем случае субтропического, климата; это обстоятельство не могло не отозваться на силе химического выветривания материнских пород на водосборных площадях разных свит. Больше того, внутри самой этой субтропической зоны (к северу от аридной) позиция разных толщ была достаточно разной. Так, нижнефранские отложения Второго Баку, равно как и осадки С<sub>1</sub> платформы, формировались на значительном удалении от полосы аридного климата, тогда как толща Караганды была весьма близко придвинута к краю аридной зоны и временами аридизация климатического режима сказывалась в осадконакоплении отдельных горизонтов Карагандинского разреза.

Конкретные фациальные условия отложения разных осадков, нынеобразующих изученые нами толщи, также отличались чрезвычайным разнообразием. Мы знаем среди них прежде всего, хотя и редко (в Караганде), отложения делювиальные и пролювиальные в конусах выноса на предгорных равнинах. Повсеместно развиты речные осадки (русловые и пойменные) главным образом нижних частей речных долин и устьевых их зон. Также повсеместны озерно-болотные осадки то небольших водоемов (Караганда, Русская платформа), то огромных пресных бассейнов (Кузбасс). Наконец, в Донбассе, Караганде и на Русской платформе широко развиты и морские накопления, притом разных зон моря, начиная от опресненной, лагунно-заливной до нормально соленой более удаленных от берега частей морского бассейна.

Подавляющая часть пород, слагающих интересующие нас толщи, относится к обломочным и глинистым: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с малым содержанием карбонатного материала. В качестве подчиненного члена встречаются мергели, глинистые известняки и известняки, а также углистые алевролиты и аргиллиты, вплоть до углей. Таким образом, петрографический спектр пород достаточно широк для геохимических наблюдений. Особенно важно подчеркнуть, что терригенноминералогический состав пород крайне изменчив. Мы находим среди них как типичнейшие полимиктовые образования, сложенные обломками пород и полевошпатовым материалом, с незначительной примесью кварца (как, например, в Караганде), так и типичнейшие, почти мономинеральные отложения, состоящие больше чем на 97—99% из кварца с исчезающей подмесью главным образом устойчивых тяжелых минералов, как в породах  $D_3^i$  и  $C_1$  Русской платформы; между этими крайними членами имеется ряд переходных звеньев. Такое разнообразие терригенно-минералогических особенностей пород коренится, в известной мере, в различиях петрографического состава материнских пород на размываемой части водосборных пространств древних водоемов, но главным образом в резконеодинаковой силе химического выветривания на этих водосборных пространствах. Отсюда наблюдения над особенностями терригенно-минералогического состава изученных толщ позволяют глубже проникнуть в неготорые черты физико-географической обстановки отложения осадков и помочь правильно расшифровать их геохимические особенности, в характер распределения в них элементов. Понятно, что аналогичные наблюдения над аутигенными минералами позволяют дополнительно вскрывать особенности диагенеза осадков.

Нужно, наконец, обратить внимание на то, что разные гумидные толши отложились в седиментационных областях (или водоемах) разных размеров. В этом отношении они выстраиваются в ряд, начальным членом которого является карагандинская угленосная толща, возникшая на седиментационной площади наименьших размеров, последующими же звеньями служат отложения Кузбасса, Донбасса, платформенные осадки  $C_1$  и  $D_3^4$ , обязанные своим генезисом накоплению в бассейнах наибольших размеров. Обращать внимание на эту сторону дела приходится потому, что, как это выяснено на современных водоемах, с возрастанием размеров бассейнов резко увеличивается их гидродинамическая активность, а стало быть улучшаются и возможности сортировки осадочного материала на площади водоема. Сортировка же материала, как будет показано ниже, играет очень большуюроль в возникновении особенностей распределения элементов в породах разных осадочных толщ.

Из сказанного видно, что физико-географические условия образования изученных нами осадочных комплексов верхнепалеозойских гумидных зон СССР действительно отличались большим диапазоном изменений, по-

самым разнообразным направлениям. При этом каждому комплексу отвечало свое особое сочетание деталей физико-географической обстановки, так сказать, индивидуальный длительно существовавший ландшафт, который и наложил свой отпечаток как на петрографические признаки пород, так и на сложение (макротекстуру) всего комплекса.

Излагаемые ниже данные показывают, что в геохимических хараьтеристиках осадочных толщ гумидных зон, в частности в распределении в них элементов, в балансе аутигенно-минералогических форм некоторых эдементов и т. д., особенности физико-географической обстановки (или дандшафта) сказались чрезвычайно ярко, вероятно, еще более сильно, чем в петрографических признаках. В этом отношении выбранные объекты оказались весьма удачными для целей фациально-геохимического изучения. Каждая из толщ при ее анализе показывает какуюто новую черту в геохимическом облике отложений гумидных зон; совокупностью же своей изученные объекты демонстрируют широкую картину последовательных изменений геохимического облика отложений, по мере того как мы переходим от одного типа ландшафта гумидной зоны к другому. При этом уже вскрытое разнообразие характеристик таково, что можно думать, что основные черты геохимии рассеянных содержаний элементов в осадках гумидных зон вообще — этими объектами раскрываются. Если в дальнейшем и будет найдено что-то существенно новое, оно, надо полагать, не разрушит уже полученной картины, но органически войдет в нее, расширяя ее и углубляя.

# 4. Материал и методика работы

Каменный материал для геохимического изучения карагандинской толщи был получен в виде керновых образцов от В. В. Копериной, Н.В. Ренгартен и Е. А. Слатвинской; по Кузбассу — от Л. Н. Ботвинкиной (ерунаковская толща) и Г. Ф. Крашенинникова (алыкаевская и кемеровская толщи); по Донбассу — от Л. Н. Ботвинкиной и частично А. П. Феофиловой и Л. Е. Штеренберга; материал по отложениям  $D_3^1$  собран в 1949 г. М.А. Ратеевым с сотрудниками; по угленосным отложениям С<sub>1</sub> платформы — аспирантами Е. С. Тихомировой (юго-западная часть Московской синеклизы) и Н. П. Бетелевым (Татария). В сборах по Саратовскому и Куйбышевскому Поволжью в 1953 г. принимал участие М. А. Ратеев. Всем названным литологам авторы выражают свою искреннюю признательность.

Общее число проанализированных образцов составляет 864. В каждом из них определялось валоное содержание Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Co, Ba, Sr, Be, Ca, Pb, Zn,  $C_{\rm opr.}$  и  $CO_2$ . Кроме того, во всех образцах определялись формы железа (Fe $^{\rm mnp.}$ , Fe $^{\rm mnp.}$ , Fe $^{\rm mnp.}$ , Fe $^{\rm mnp.}$ , когда это бывало необходимо по характеру породы, также Fe $^{\rm mnp.}$ ). В меньшем количестве образцов, а именно в тех, которые содержали  $CO_2 > 4\%$  (пногда, в порядке исключения, и при  $CO_2 = 2-3\%$ ), проведен карбонатный анализ; всего выполнено 303 таких анализа.

Методика всех химических определений подробно изложена авторами в недавно появившемся втором томе сборника: «Методы изучения осадочных пород» и потому здесь не описывается.

Породы  $D_3^1$  и  $C_1$  были подробно изучены стратиграфически, петрографически и фациально аспирантами Н. П. Бетелєвым и Е. С. Тихомировой параллельно с их химическим исследованием. По остальным толщам,

только что подробно петрографически и фациально изученным другими исследователями, мы ограничивались лишь просмотром шлифов. Фациальные определения пород Караганды, Кузбасса и Донбасса, которые приводятся в этой книге, принадлежат литологам, дававшим каменный материал для настоящей работы.

Все лабораторные химические определения V, Cr, Cu, Ni, Co, часть анализов на формы железа и карбонатных выполнены М. А. Глаголевой под контролем Э. С. Залманзон. В прочих химических работах принимали участие в разные годы и в разной степени другие сотрудники химической лаборатории ИГН АН СССР— З. В. Пушкина, Н. В. Захарова, А. Н. Зарубицкая, Е. С. Шишова, М. М. Сочеванова и лаборанты. Спектроскопические определения Ва, Sr, Be, Ga, Pb и Zn сделаны Н. В. Лизуновым.

### Глава II

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ КАРАГАНДИНСКОГО БАССЕЙНА

Среди угленосных бассейнов СССР Карагандинский выделяется таким распределением элементов в своих породах, какое может рассматриваться в качестве исходного для отложений других гумидных толщ. Естественно поэтому, что анализ интересующих нас вопросов целесообразно начинать именно с угленосной толщи Караганды.

# 1. Породы угленосной толщи Карагандинского бассейна и условия их отложения

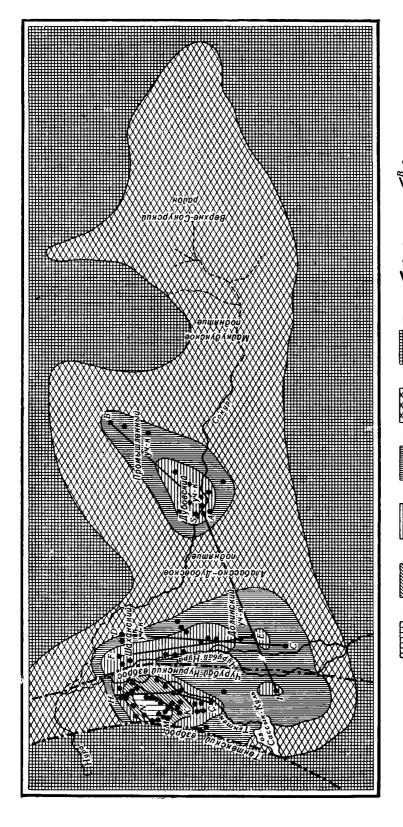
Карагандинский бассейн представляет собой крупный синклинорий, длиной около 100 км, шириной 30—40 км, выполненный в основном породами верхнепалеозойской угленосной толщи, общей мощностью около 4500—5000 м.

По простиранию синклинорий распадается на три крупные синклинальные структуры, осложненные местами разрывами и мелкими складками второго порядка; на западе это Чурубай-Нуринская мульда, в середине — собственно Карагандинская мульда, на востоке — Верхне-Сокурская мульда (фиг. 7).

С запада синклинорий ограничен крупным Тентекским надвигом, приводящим угленосную толщу в соприкосновение с девонскими эффузивами. Ось синклинория в целом наклонена к западу, поэтому наиболее прогнуты западная и срединная мульды, наиболее же плоской оказывается восточная — Верхне-Сокурская.

В составе карагандинской угленосной толщи в настоящее время выделяются 7 свит: аккудукская, ашлярикская, карагандинская, надкарагандинская, долинская, наддолинская и шаханская. Из них три первые распространены на территории всего бассейна, надкарагандинская и долинская — только в двух западных мульдах, а наддолинская и шаханская лишь в одной Чурубай-Нуринской, причем шаханская и здесь локализована только на незначительном северо-западном участке мульды.

Петрографический состав карагандинской угленосной толщи в целом монотонен и определяется развитием исключительно терригенных пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов; угли играют количественно малую роль; карбонатные породы также, причем представлены почти исключительно кальцитовыми и сидеритовыми конкрециями; седиментационные пластовые накопления карбонатных пород крайне редки и обычно загрязнены обломочным материалом. В. В. Копериной (1956) для четырех верхних



Фиг. 7. Схема геологического строения Карагандинского бассейпа (по В. В. Копериной) 

1 — шаноная свита; 2 — наддолинская свита; 3 — долинская свита; 4 — надкарагандинская свита; 5 — карагандинская, ашлярикская и аккудукская свиты; 6- известинки и эффузивные породы  $C_1^l + D_{2-3}; \ 7-$  линии вэбросов; 8- изученные скважины; 9- линии фациальных профилей.

Процентный состав пород в верхних свитах угленосной толици (по В. В. Копериной, 1956)

	Песчаники			Полия		4					
Свита	круп- нозер- нистые	незер-	мелко- зер- нистые	роли-	Алев- роли- ты-	Аргил- литы алев- роли- товые	Аргил- литы	Аргил- литы угли- стые	Уголь	Кар <b>б</b> о- натные поро- ды-	
Шаханская	0,4	4,1	15,2	8,9	22,6	48,3	0,5		0,87	0,7	_
Наддолин- ская	0,2	2,4	22,7	9,4	39,8	19,3	3,3	3,10	2,1	1,2	1,0
<b>Долинская</b>	-	7,1	9,6	15,4	29,2	29,3	9,3	0,07	2,7	1,5	
Надкараган- динская .	-	3,7	15,3	13,5	26,2	38,2	2,7	0,07	0,3	2,1	_

свит сделаны следующие любопытные подсчеты распространенности отдельных петрографических групп пород (табл. 1).

Фациальные условия отложения пород в разные моменты формирования карагандинской угленосной толщи существенно и притом закономерно менялись. В целом в разрезе толщи фиксируются два крупных цикла, обнаруживающих сходный, хотя и далеко не одинаковый ход физико-географических изменений.

Первый цикл обнимает ашлярикскую, карагандинскую и надкарагандинскую свиты.

Начальный момент палеогеографического развития демонстрируется нижней подсвитой ашлярикской свиты от границы с подстилающей аккудукской свитой до угольного пласта  $a_{14}$ ; мощность подсвиты 250 м. Для подсвиты характерно преобладание тонкоотмученных пород — аргиллитов и алевролитовых аргиллитов с неотчетливой горизонтальной слоистостью и большим количеством конкреций пирита; мелкозернистые песчаники редки. Угольные пласты этой подсвиты имеют нерабочую мощность и часто замещаются углистыми аргиллитами. В аргиллитах встречаются скопления фауны, в составе которой преобладают брахиоподы (Chonetes wysotzкü N a 1., Ch. aschliariki S i m.),гастроподы, конулярии и редкие фораминиферы — Archaeodiscus, Eostafella и др., что указывает на морскую обстановку образования главной части аргиллитовой подсвиты.

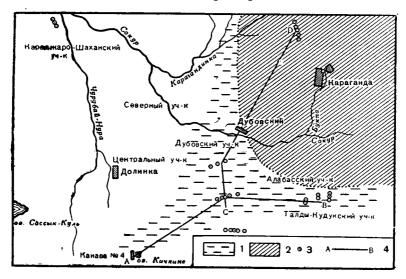
Чтобы яснее представить себе эту обстановку, необходимо вспомнить общие черты палеогеографии ашлярикского времени на площади Центрального Казахстана вообще. «Это было, — пишет А. А. Петренко (1954), - время второй, в течение нижнего карбона, морской трансгрессии такого же общирного распространения на площади Центрального Казахстана, но отличающейся, несомненно, более значительной мелководностью по сравнению с турнейской трансгрессией». «Осадки ашлярикской свиты принадлежали главным образом мелководным фациям морского шельфа и литорали, в зоне действия приливов и отливов, с характерными признаками волновой ряби»... «Мелководный характер... моря обусловлен значительной расчлененностью рельефа Центрального Казахстана, подготовленного... тектоническими движениями предыдущей (орогенической. — Н. С.) фазы. Поэтому обстановка ашлярикского моря отличалась широким развитием плоских низменных островов, возникавших на повышенных участках рельефа и в моменты обмеления образовавших группу архипелагов и гряд, периодически погружавшихся или выступавших над уровнем моря... В местах сосредоточения такого рода островов,

разделенных проливами, и ряда отмелей, служивших иногда защитой от более сильных волнений со стороны открытого моря возникали участки тихого мелководья, на дне которых развивалась многочисленная фауна брахиопод, гастропод, пелеципод и т. д. Часть этой фауны во время отливов или в штормовую погоду зарывалась в тонкий илистый грунт, прокладывала ходы или серию мелких вертикальных каналов, в периоды осущения заполненных столь необходимой для жизни животных водой. Подобные следы от зарывания животных очень часто наблюдаются среди микрослоистых алевролитов и аргиллитов ашлярикской свиты. Ориентированы они обычно перпендикулярно или вкось к наслоению» (Петренко, 1954, стр. 35—36).

Анализируя в свете этих общих палеогеографических особенностей ашлярикского бассейна Центрального Казахстана конкретные физико-географические черты нижнеашлярикского времени на территории Кара-гандинского синклинория, следует принять, что площадь его отвечала тогда территории одного из мелководных межостровных прогибов, заполненных тонкозернистыми осадками. При этом ограничивающие котловину острова располагались за пределами синклинория, видимо к северу и югу; влияние их сказывалось лишь в моменты временных восходящих движений, когда прилежащие к островам песчаные осадки заходили и на территорию синклинория. С такими же временными воздыманиями островов и самого синклинория связано появление углистых аргиллитов и нерабочих пропластков угля. Ими фиксируются участки мангровых зарослей и болот, с ними связанных.

Среднеашлярикская подсвита фиксирует уже иную палеогеографическую ситуацию. Она заключает часть разреза от пласта а<sub>14</sub> до пласта а<sub>3</sub>, мощностью 250 м. Наиболее характерным и распространенным членом средней подсвиты являются так называемые «алевролиты переслаивания» — чередование тонких прослоев мелкозернистых песчаников и алевролитов обычно с неясной горизонтальной или линзовидной слоистостью, с частыми следами взмучиваний и ходами илоедов. В песчаных прослоях часто наблюдается мелкая, однопаправленная или перекрестная слоистость. «Алевролитам переслаивания» подчинены прослои мелкозернистых песчаников с остатками брахиопод (Productus, Streptorhynchus, Chonetes, Spirifer и др.), пелеципод, крупными обрывками коры и стеблей. Встречаются также тонкие линзовидные прослои детритусового известняка. Залегают песчаники среди алевролитов переслаивания в виде более илы менее крупных линз. Обломочным породам средней свиты подчинены наиболее мощные и хорошо прослеживающиеся прослои углей высокой зольпости, богатые серой. В основании углей песчаники содержат остатки корневой системы. Образование отложений этого типа происходило в условиях еще большего мелководья сравнительно с начальным моментом ашлярикского века. Вместо крупной депрессии, располагавшейся на территории синклинория и ограниченной поднятиями к северу и югу от нее площадь. синклинория превратилась в плоский участок шельфа с песчаными отмелями и пересыцями, между которыми располагались очень слабо выраженные небольшие депрессии, накоплявшие «алевролиты переслаивания». Береговая линия этого среднеашлярикского бассейна все еще находилась. где-то далеко за пределами Карагандинского синклинория, входившего тогда как часть в более крупный морской водоем. Даже при небольших поднятиях плоское мелкоморье превращалось в плоскую заболоченную равнину, на которой начиналось торфообразование (фиг. 8); за пределами болот на западе и юге сохранялись моря.

Интересные изменения фациального типа пород и палеогеографии произошли в верхнеашлярикское и нижнекарагандинское время. Главнуюмассу отложений в это время образуют теже осадки прибрежного мелководья, что и в предшествующий момент, но в составе фауны происходят характерные перемены, свидетельствующие о прогрессирующем опреснении бассейна. Так, брахиоподы (Athyris, Eumetra, Martiniopsis и др.) развиты почти исключительно в верхнеашлярикское время, в нижнекарагандинское время они редки; зато пелециподы (Leda, Edmondia, Sanquinolites и др.) и гастроподы (Pleurotomaria, Loxonema и др.) чем дальше, тем больше выступают на первый план; появляются представители антракозид; в нижнекарагандинское время развиты отложения только



Фиг. 8. Схематическая фациальная карта периода накопления пласта а<sub>6</sub> (по Е. А. Слатвинской).

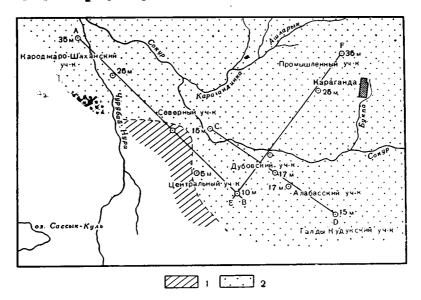
1 — фация лагун; 2 — фация болот; 3 — скважина; 4 — линия разреза.

с антракозидами. Одновременно в восточных частях Карагандинского синклинория в верхнеашлярикское время появляются отложения подводных частей речных русел, а в нижнекарагандинское — и собственно аллювиальные осадки. Они представлены обычно среднезернистыми песчаниками, плохо сортированными, со слабо окатанными зернами, с прослоями гальки, без фауны, но с обильными растительными остатками, с крупной однонаправленной косой слоистостью. На подстилающих породах эти песчаники залегают чаще всего со следами размыла, в плане же они располагаются полосой шириной от 10 до 20 км. Имеются также следы пойменных отложений и связанных с ними старичных озер (Ишина, 1955).

Развитие опреснения водоемов и аллювиальных отложений в верхнеашлярикское и нижнекарагандинское времена — явления коррелятивно связанные. Они свидетельствуют, что по соседству с Карагандинским синклинорием происходило общее сокращение бассейна и все более вырисовывался участок моря, ограничивающийся самим этим синклинорием и лишь незначительно выходящий за его пределы к северу, востоку и югу; на запад этот бассейн переходил в обширный водоем тенизской впадины. В пользу такого заключения говорит, по Е. А. Слатвинской (1954), континентальный характер верхнеашлярикских отложений на месторождении Борлы (к северу от синклинория). Наличие аллювиальных отложений лишь в восточной половине Карагандинского синклинория заставляет думать, что суша, с которой эти реки сбегали, находилась к юговостоку от современного синклинория. Незначительные восходящие

движения земной коры в области синклинория приводили к господству континентальных условий, причем в одних случаях сильно развивались речные отложения (фиг. 9, 10), в других — почти сплошное заболачивание и торфообразование.

На фоне таких изменений палеогеографического режима, в верхнеашлярикское и нижнекарагандинское времена осуществлялась ясно выраженная регрессия моря, приведшая, наконец, к окончательной ликвида-



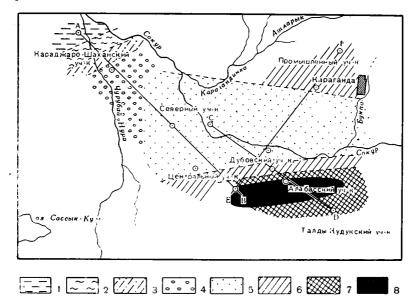
Фиг. 9. Фациальная схема периода накопления осадков между ка и k<sub>10</sub> (по Т. А. Ишиной).

 $\Phi$  ации: 1 — поймы; 2 — речных русел.

ции морских условий в Карагандинском синклинории. На смену мелководному морскому ландшафту в верхнекарагандинское время приходит ландшафт озерно-дельтовый.

По исследованиям Н. В. Ренгартен (1954), осадки верхнекарагандинского времени принадлежали озерам двух типов: проточных или открытых застойных; с последними тесно ассоциируются болотные отложения. В проточных озерах отлагались главным образом различные алевролиты (то песчанистые, то глинистые), а также аргиллиты и иногда мергели: слоистость пород горизонтальная, прерывисто-горизонтальная и т. д.; песчаники встречаются в качестве подчиненных прослоев. Алевролиты часто содержат сидеритизированные прослои, мощностью 0,10—0,15 м. В озерах застойного типа возникали преимущественно аргиллиты, то углистые, то алевритистые, состоящие главным образом из каолинитового вещества, запыленного углистым материалом. В болотах возникали торфяники с прослоями чистого каолинита и углистые аргиллиты со стяжениями сидерита. Речьме отложения представлены как русловым и пойменным аллювием (песчаники и алевролиты), так и подводно-дельтовыми фациями.

Конкретная палеогеографическая картина на площади синклинория менялась от одного момента верхнекарагандинского времени к другому, причем сами эти смены имели, по Н. В. Ренгартен, четко выраженный ритмический характер. Каждый из шести верхнекарагандинских ритмов начинается речными отложениями; внизу они крупнозернистые, с линзами гравия и галек; вверх по разрезу обломочный материал становится все более тонким. Постепенно речные отложения сменяются озерными, сначала проточного, а потом застойного характера, а иногда сразу застойного типа. Озерные отложения в свою очередь переходят со временем в болотные, с которыми генетически связаны угольные пласты. Заканчивается ритм большей частью разнообразными озерными отложениями.



Фиг. 10. Фациальная схема периода образования двух углистых прослоев над пластом  $k_{10}$  (по Т. А. Ишиной).

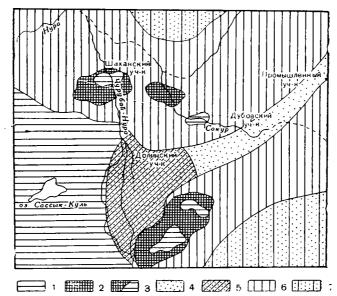
Фации: 1 — лагуи; 2 — прибрежного мелководья; 3 — песчаных "отмелей; 4 — подводных частей русел (подводно-дельтовые песчаники); 5 — речных русел; 6 — поймы; 7 — болот без торфонакопления (алевролиты и аргиллиты); 8 — торфяников (угольный пласт).

Добавим, что по простиранию синклинория с востока на запад роль речных осадков в ритме обычно убывает, а озерных увеличивается. Иначе говоря, западная часть синклинория отличалась более устойчивыми озерными условиями и переходила в области с еще более постоянным бассейновым режимом в Тенизской впадине.

В заключительный момент первого макроцикла, отвечающего отложению надкарагандинской свиты, палеогеографическая обстановка, как это следует из работы В. В. Копериной (1956), изменилась еще раз и притом весьма характерно. В период формирования надкарагандинской свиты прибрежная часть морского бассейна располагалась значительно западнее синклинория, площадь же последнего представляла континентальную равнину, окаймленную с севера, востока (?) и юга пологими возвышенностями и открытую к западу. Такая морфология седиментационной области определила характерную зональность осадкообразования внутри синклинория. «Отложения склонов, — по В. В. Копериной, — окаймлялись пролювиально-равнинными отложениями, представленными фациями временных потоков, делювиальных шлейфов и небольших пересыхающих озер, названных нами фациями сухих равнин. В центральной части депрессионной равнины располагались аллювиально-равнинные отложения, представленные преимущественно озерными фациями, периодически сменявшимися мощным торфонакоплением» (Коперина, 1956, стр. 93).

Пространственные соотношения между озерно-равнинными и пролювиально-равнинными комплексами, а также общие климатические условия были неодинаковы в разные моменты надкарагандинского века.

В нижней части надкарагандинской свиты, по В.В. Копериной, широкое развитие имеют фации сухих равнин (неслоистые песчаники, алевролиты, аргиллиты почти без органических остатков), среди которых присутствуют очень ограниченные по площади озерно-болотные отложения (фиг. 11, 12). Лишь для юго-западной части синклинория имеются основания предполагать более широкое развитие озерных условий.

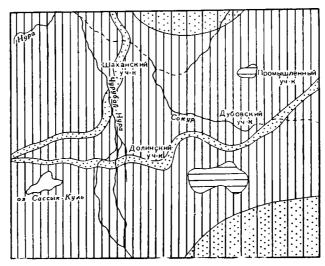


Фиг. 11. Схематическая фациальная карта нижней части надкарагандинской свиты (по В. В. Копериной).

Фации: 1 — озерные; 2 — болотные; 3 — озерные с периодическим угленакоплением; 4 — речные; 5 — дельтовые; 6 — сухих равнин; 7 — отложения склонов и конусов выноса.

Учитывая характер осадков, можно думать, что на территории Карагандинского бассейна климат стал более сухим сравнительно с климатами предыдущих эпох. В средней части надкарагандинской свиты широкое развитие приобретают озерные отложения с обильными растительными остатками. «Некоторые горизонты озерных отложений, — пишет В. В. Коперина (1956), — удается проследить по всей площади Карагандинского бассейна (например — темно-серый плитчатый мергель с чешусй рыб); это дает основание думать, что озеро имело большие размеры» и было, вероятно, проточным. Наличие линзовидных прослоев угля указывает, что «периодически отдельные участки озера заболачивались», но болота также были проточными, что доказывается наличием в угле прослоев глин, их листоватым строением и т. д. Климат в это время стал, видимо, опять достаточно влажным. Верхняя часть надкарагандинской свиты (фиг. 12) «в основном сложена осадками сухих равнин, среди которых можно различить отложения делювиальных шлейфов, временных потоков и высыхающих озер. Отличительной особенностью (их)... является почти полное отсутствие растительных остатков и слоистости. В отложениях высыхающих озер встречаются небольшой мощности слои кальцитовых мергелей с фауной остракод и гастропод. В некоторых районах Карагандинского бассейна

среди (глинистых пород... фации сухих равнин проявляется красноцветность в виде неправильных мелких пятен и прослоев буровато-красного и сургучно-красного цвета, что может служить указанием на существование жаркого засушливого климата. В тех же горизонтах... изредка встречаются слои типичных озерных отложений, переполненных растительными остатками с отчетливой горизонтальной слоистостью»; это указывает, что локально среди сухой равнины еще уцелели небольшие озерки с бордюрами водолюбивой растительности вокруг них.



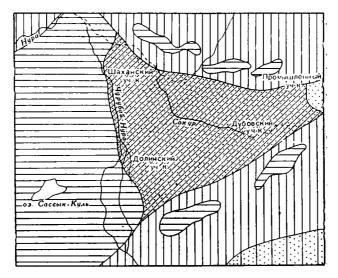
Фиг. 12. Схематическая фациальная зарта верхней части надкарагандинской свиты (по В. В. Копериной).

Обозначения те же, что на фиг. 11.

Беря весь макроцикл в целом, нетрудно убедиться что изменения физико-географических условий от его начала и до конца протекали весьма закономерно. В начале макроцикла площадь Карагандинского синклинория входила как часть в обширный мелководный ашлярикский морской бассейн и еще не обособлялась внутри него как самостоятельная структурная и геоморфологическая единица. В ходе макроцикла это обособление проступает все отчетливее и к концу его Карагандинский синклинорий существует и как самостоятельная структурная единица и как морфологически выявленная межгорная депрессия, открытая на запад, а с севера, востока и юга обрамленная поднятиями, пусть и не очень высокими. Одновременно с этими тектоническими и геоморфологическими изменениями морской режим, характерный для первой половины макроцикла, смеияется континентальным во второй его половине. Климат, в начале и середине макроцикла, несомненно, теплый и влажный, приобретает черты теплого и засушливого в конце макроцикла; иначе говоря, зона аридная в конце макроцикла вплотную подходит к территории синклинория и временами даже перекрывает его своей краевой частью.

Отличительную особенность второго макроцикла, обнимающего долинскую, наддолинскую и шаханскую свиты, составляет то, что о с а д к онакопление происходит целиком в континентальных условиях, в пределах той открытой к западу межгорной котловины, какая оформилась к концу макроцикла первого. При этом, поскольку в составе долинских, наддолинских и шаханских слоев встречается много обломков пород из отложений предшествующего макроцикла, можно полагать, что в это время формирование синклинория продолжалось и он все более приобретал современную конфигурацию. В то же время имели место повторные смещения северной границы засушл вой зоны, что вызывало характерные изменения общей седиментационной картины внутри синклинория.

Начало долинского времени характеризуется широким развитием озерных отложений, богатых растительными остатками. В это время на площади



Фиг. 13. Схематическая фациальная карта долинской свиты на 40 м ниже угольного пласта д<sub>6</sub> (в период широкого распространения дельтовых отложений).

(По В. В. Копериной).

Обозначения те же, что на фиг. 14.

синклинория существовало обширное озеро, на котором периодически развивались процессы торфообразования (фиг. 13 и 14). В среднедолинское время это озеро исчезает; накопляется значительная толща отложений сухих равнин. Но затем озерный режим восстанавливается и отлагается пачка верхнедолинских озерных осадков. В целом, следовательно, долинский век есть время господства озерно-болотного режима в условиях гумидного и теплого климата.

В наддолинское время режим заметно иной (фиг. 15). Характерной чертой этого времени является многократная смена горизонтов озерных отложений комплексами сухих равнин, особенно конусов выноса и сухих дельт, при малом развитии речных осадков. свидетельствует одновременно И сужении седиментационной п о большой неустойчивости физико-географических условий, в частности климата, который то увлажняется, то делается засушливым. Вместе с тем даже в озерных горизонтах породы, в том числе и угольные пласты, отличаются частыми выклиниваниями и невыдержанностью на площади. Очевидно, при развитии озерных условий возникало уже не обширное озеро верхнедолинского времени, а серия водоемов небольших размеров. Озерный режим гумидного климата в наддолинское время показывает признаки явного умирания.

В эпоху отложений шаханской свиты (фиг. 16) этот процесс доходит до своего логического конца, до полного вытеснения обстановки гумидной котловины — обстановкой котловины засушливой. Подавляющую часть шаханской свиты слагают отложения сухих равнин, среди которых особенно развиты конуса выноса и осадки пересыхающих миниатюрных озер. Глинистые породы в верхней части шаханской свиты приобретают красноцветность, а в составе цемента в песчаниках появляется гипс (Коперина, 1956, стр. 99).



Фиг. 14. Схематическая фациальная карта нижней части долинской свиты (от пласта д<sub>1</sub> до д<sub>5</sub>).

Обозначения те же, что на фиг. 111.

Так, начавшись в долинское время эпохой господства условий влажного климата, второй макроцикл продолжался оживленной борьбой гумидного и аридного режимов в наддолинское время и закончился господстном засушливых условий в шаханский век. Граница аридной зоны, подошедшая с юга к Карагандинскому синклинорию еще в конце первого макроцикла, потом долго колебалась, то расширяясь на север и захватывая площадь синклинория, то отступая к югу от него, пока, наконец, не переместилась прочно к северу от Карагандинского бассейна.

Чтобы закончить анализ физико-географической обстановки образования угленосной толщи Карагандинского синклинория, необходимо остановиться кратко на вещественном составе пород и на степени сортированности слагающих их обломочных зерен, так как и то и другое, как увидим ниже, существенно для понимания геохимии угленосной толши.

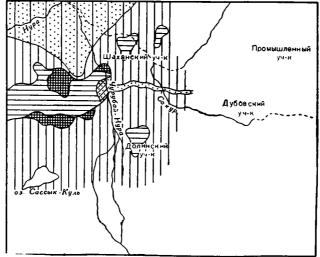
Вещественный состав пород верхней части карагандинской свиты был изучен Н. В. Ренгартен (1954), а всех вышележащих — В. В. Копериной (1956) и оказался весьма однотипным.

По составу обломочного материала песчаники всех свит являются типично полимикторыми образованиями. Достаточно сказать, что количество кварца в них колеблется в среднем от 2,0 до 5,48% и даже в индивидуальных образцах редко превосходит 10%. Полевых шпатов, главным образом плагиоклазов, также немного, максимум до 20%. Остальная масса зерен (> 80%) образована обломками пород, среди которых резко преобладают эффузивные, составляющие не менее 50% всех зерен; от 10 до 30% зерен.

Свига	Кварц в легкой фракции	Апатит бесцвет- ный	Апатит бурый	Циркон	Пяно- тит	Турма- лин	Рутил
Надкарагандинская . Долинская	5,42 5,07	23,5 14,4	2,13 1,7	11,7 20,5	3,0 3,5	0,7	0,5 1,0
Наддолинская	2,0	18,2	7,3	10,2	4,4	0,77	0,08
	[3,98	5,3	8,8	8,8	3,9	0,6	

<sup>\*</sup> Гиперстен \*\* Брукит.

представляют обломки пород кремнистых и глинистых. Обычно обломки эффузивов, а также полевых шпатов сильно выветрелы, хлоритизированы или превращены в значительной мере в гидрослюды. Интересен состав терригенных минералов тяжелой фракции, представленный в табл. 2.

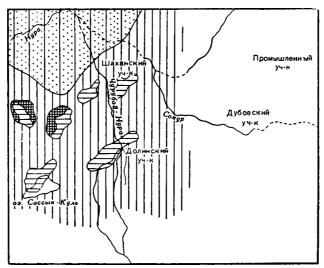


Фиг. 15. Схематическая фациальная карта верхней части наддолинской свиты. 
Обозначения те же, что на фиг. 11.

Число минералов невелико (13—16), причем среди них в больших и заметных массах представлены лишь пять: апатит, лейкоксен, циркон, пикотит, ильменит; в шаханской свите к ним присоединяются еще эпидот, цоизит, сфен и гематит. Аналогичный состав обломочных зерен свойствен и алевролитам. Что касается аргиллитов, то их минералогия изучена пока приближенно. Вдали от угольных пластов они сложены главным образом минералами группы монтмориллонита, гидрослюдами, хлоритом и каолинитом. В непосредственной почве и подпочве угля обычно распространены каолинитовые глины; глинистые прослои в угле сложены чистым каолинитом; но все эти образования возникли под сильным влиянием угольных пластов в диагенезе осадков и не могут зачисляться в терригенные.

Гранат	Эпидот	Цоизит	Андалузит	Актинолит	Сфен	Лейкоксен	Ильме- нит	Гематит	Смоля- но-чер- ные
0,5	0,1	0,01	0,06	0,06	_	23,9	8,3	0,35	
0,3	0,56	0,32	_	_		30,9	5,8	0,54	0,03
0,53	0,14	0,1	-	0,02*	0,08	28,4	8,6	0,18	1,16
1,0	5,7	4,6	0,3 **	_	2,3	18,9	11,4	16,3	1,3

Полимиктовость песчаников и алевролитов показывает, что на водосборных площадях, откуда поступал в Карагандинский синклинорий осадочный материал, выветривание материнских пород осуществлялось лишь в весьма слабой степени, что следует приписать, конечно, быстроте



Фиг. 16. Схематическая фациальная карта паханской свиты.

Обозначения те же, что на фиг. 11.

денудации водосборов. Если учесть, что следы выветривания, имеющиеся на зернах эффузивов и полевых шпатов, объясняются процессами их разложения уже в осадке (Коперина, 1956), то малая напряженность континентального выветривания станет особенно ясной. Это обстоятельство весьма важно для истолкования некоторых особенностей геохимии карагандинской угленосной толщи.

Так как породы изучаемых отложений не поддаются удовлетворительной дезинтеграции, степень их гранулометрической сортировки может быть оценена лишь в общих чертах, на основе микроскопии. Выясняется, что все отложения сухих равнин, начиная от делювия и конусов выноса и кончая осадками маленьких временных озер, отличаются чрезвычайно плохой сортировкой, а порою и практическим отсутствием ее. В песчани-

ках всегда присутствует глинистый цемент, но распределен он чрезвычайно неравномерно: местами его больше 50% и он имеет характер базального, в другом участке шлифа он почти исчезает, превращаясь в контактный. Тоже в алевролитах. Аргиллиты нередко изобилуют песчаными алевритовыми зернами. Такой характер сортировки для фации сухих равнин вполне естествен. Он отвечает тому, что наблюдается в аналогичных современных отложениях и коренится в том обстоятельстве, что осадочный материал, слагающий конуса выноса и осадки ничтожных по размерам временных озер, прошел лишь ничтожный путь от места смыва к месту захоронения и потому просто не имел физических возможностей рассортироваться. Русловые песчаники также отсортированы плохо и отличаются смешением в близких пропорциях весьма разнообразных по размеру зерен. Лучше отсортированы озерные отложения и, в частности, мелкозернистые озерные песчаники, но в более тонкозернистых глинистых осадках все же присутствует значительная примесь алевритового материала, они алевритисты. Улучшение сортировки материала в озерах естественно, ибо здесь осадочный материал многократно подвергается взмучиванию волнением и имеет большие возможности рассортировки. Однако малые размеры водоемов и отсюда малая в абсолютных величинах кинетическая энергия наддонной воды останавливают сортировку еще на низкой ступени развития.

Примерно на той же ступени находится сортировка материала в отложениях морского мелководья в ашлярикское и нижнекарагандинское время. Так, мелкозернистые песчаники и алевритовые песчаники фации пляжей и отмелей, по Е. А. Слатвинской, отличаются «довольно плохой сортировкой материала и большим количеством растительного детрита». Песчаники баров и пересыпей «характеризуются более совершенной, по сравнению с песчаниками пляжей, сортировкой материала, выражающейся в присутствии зерен, размер которых меняется в пределах от 0,15 до 0,25 мм» (Слатвинская, 1954, стр. 214). Что касается отложений мелководных депрессий между отмелями и барами, то они обычно представлены несчаными алевролитами и алевритистыми аргиллитами, породами по существу своему мало сортированными. Плохая сортировка морских отложений коренится, видимо, в мелководности и островном характере бассейна, покрывавшего синклинорий в ашлярикское и нижнекарагандинское время, что определяло невысокую его гидродинамическую активность. Известную роль играла также быстрота седиментации, благодаря которой слои осадка быстро уходили из-под персотмучивающего и сортирующего воздействия наддонной воды.

Таковы породы угленосной толщи Карагандинского бассейна, взятой как целое, и физико-географические условия их отложения.

Для геохимического изучения были выделены следующие естественные ассоциации: отложения сухих равнин (делювий конусов выноса, отложения временных потоков и озер), представленные породами наддолинской, шаханской и надкарагандинской свит; о зерные отложения, встречающиеся в ассоциации с отложениями сухих равнин в долинской п наддолинской свитах; отложения морского мелководья в ашлярикской и нижней части карагандинской свит. Общее количество изученных образцов 178; распределение их по комплексам показано в табл. 3.

# 2. Распределение валовых содержаний элементов в отложениях разных фациальных комплексов

Обращаясь к геохимической характеристике пород угленосной карагандинской толщи, рассмотрим вначале распределение валовых содержаний Fe, Mn, P, V, Cr и других элементов, а также факторы, которые это

## Распределение теохимически изученных образцов по фациальным комплексам и типам пород

Фация и свита	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты
Отложения сухих равнин (делювий конусов выноса, отложения временных потоков и овер) Наддолинская и шаханская свиты	9 10	11 8	8 10
Озерные отложения в ассоциации с конусами выноса Наддолинская свита	6	10	9 5
Долинская свита	10	5	5
Нижняя часть карагандинской свиты Ашлярикская свита	5 14	16 22	4 16
Сумма	54	72	52

распределение контролируют. Относящиеся сюда данные собраны в табл. 4—6 и для наглядности изображены на фиг. 17, 18 и 19.

Изучая табл. 4, нетрудно видеть, что в фациальном комплексе делювиально-пролювиальных отложений и осадков пересыхающих озер распределение элементов на профиле песчаники-алевролиты аргиллиты отличастся большой пестротой. Кривые распределения средних содержаний у одних элементов дают минимум в песчаниках, промежуточные значения в алевролитах, максимум в аргиллитах; у других кривая имеет прямо противоположный вид; некоторые элементы дают максимум в алевролитах, другие, напротив, — минимум; наконец, встречаются случаи однообразных процентных содержаний элементов во всех типах пород. Характерно, что делювиально-пролювиальных отложениях свит один и тот же элемент может дасовершенно разные кривые распределения, даже когда они построены на средних пробах; индивидуальные значения дают, конечно, еще большую пестроту.

В озерных отложениях долинской и наддолинской свит, ассоциирующихся с конусами выноса и прочими отложениями сухих равнин, распределение элементов в ряду песчаники— алевролиты— аргиллиты отличается такой же пестротой, что и в самих пролювиально-делювиальных породах (табл. 5).

В осадках морского мелководья, слагающих ашлярикскую и нижнюю часть карагандинской толщи, распределение элементов становится уже менее пестрым (табл. 6). У Fe, Mn, V, Cu процентные содержания обычно растут от песчаников к аргиллитам. У Co, Cr, Ni Sr, Ga, Zn содержания оказываются выравненными и лишь у остальных пяти элементов сохраняется еще пестрота распределения. В отложениях морского мелководья, следовательно, впервые начинают проступать черты той упорядоченности и согласованности в распределении элементов, какие весьма отчетливо и рельефно мы увидим в толщах других угленосных бассейнов.

Беря всю карагандинскую угленосную толщу в целом, нетрудно видеть, что пестрота распределения элементов является ее характерным

Таблица 4

Содержание элементов в отложениях сухих равнин

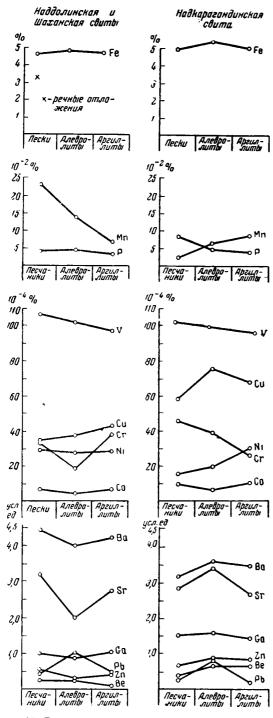
(делювий, конусов выноса, временные озера)

18 57 14	106
19 4,5	

\* При обработке данных спектрального анализа в этом и во всех последующих случаях классы интенсивностей были обозначены, начиная от нулевых, цифрами 0, 1, 2, 3, 4 и т. д. до 10; этими числовыми обозначениями и оперировали для получения величин содержания каждого элемента.

Таблица 5

	Ą	Распредел	(еление элементов в озерных отложениях в ассоциации с конусами выноса	TOB B	озернь	IX OTIG	жения	х в асс	оциации с	конусами	выноса			
ć	Fe	Mn	Сi	Þ	r.	- <del>-</del>			Ba	sı	Be	Ga	Pb	Zn
Свита и порода		% я			_	B 10→ %					в условных единидах	едивицах		
Наддолинская свита Постаники Алевролиты Аргалинты	3,42 3,77 3,33	0,17 0,10 0,06	0,072 0,079 0,039	116 65 77	34 19 39	51 36	16 21 33	0,4,1 0,0,0	4,50 4,90 4,87	4,33 3,50 3,66	0,25 0,35 0,50	1,00 0,90 0,83	0,16 0,30 0,17	Her 0,30
Долинская свита Пестаники Алевролиты Аргиллиты	2,66 3,26 3,07	0,07	0,062 0,080 0,056	78 123 122	45 38 26	35 36	36 47 39	രു സ്സ് സ്	5,40 4,00 4,20	2,20 2,00 7,00	0,27 0,25 0,10	1,00 0,88 1,10	0,50 0,25 0,50	0,45 1,00 0,50
													Табл	лица 6
			Распределение элементов в отложениях морского мелководья	ение эл	ементо	B B OT	ложени	их мор	ского мел	ководья			,	ļ
Свита и порода	Fe	Mn	Ā	>	Ċ.	- 5	ī.	క	Ba	S.	Be	Ga	Pb	Zn 3
		% я				в 10-4 %				Ø	условных единицах	единицах		
Карагандинская свита Песчаники	3,71 4,18 5,35	0,08 0,12	0,066 0,063 0,045	77 79 93	13	488 40 40	15 15	5,0	8.6.4 8.0.4.	3,00 2,75 2,75	0,10 0,16 Her	1,20 1,09 0,88	0,35 0,16 0,50	0,29 0,19 Her
Ашлярикская свита Песчаники Алевролиты Аргиллиты	4,10 4,37 5,61	0,09	0,056 0,069 0,042	92 86 112	12 13	252	7 11 13	0 0 0 0 0	5,36 4,95 4,69	4,78 4,52 4,31	0,39 0,28 0,51	1,68 1,55 1,37	0,25 0,24 0,28	0,14 0,14 0,14



Фиг. 17. Распределение элементов в отложениях конусов выноса и сухих равнин (в % от породы).

формационным признаком. Особенно ясно выступает эта пестрота в отложениях континентальных фаций—пролювиально-делювиальных и озерных; при переходе к осадкам морского мелководья пестрота сглаживается и в группах элементов начинает проступать упорядоченное согласованное распределение по породам.

Сопоставление цифр таблиц позволяет установить и еще одну интересную черту: отложения конусов выноса и сухих равнин вообще несколько обогащены Fe. Mn. Cu, Ni, Be, Zn, Pb сравнительно как с озерными осадками, так и с отложениями морского мелководья. Иначе говоря, в процессе миграций от материнских пород к конечному водоему стока, будь то озеро или море, названные элементы несколько аккумулируются в отложениях самых ранних моментов седиментационного процесса.

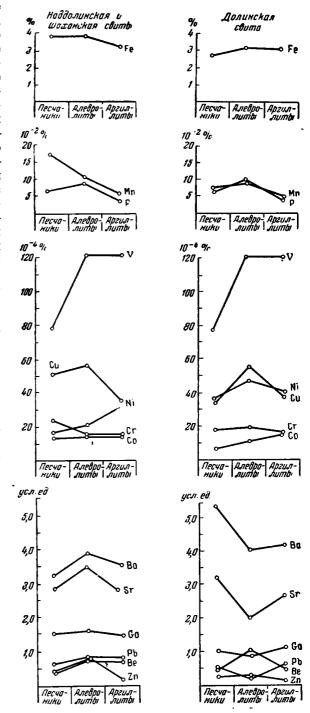
В поисках причин, обусловивших пестроту распределения элементов в угленосной карагандинской толще, естественно, как это обычно и делается, обратиться в первую очередь к химическим свойствам элементов и в разнообразии этих свойств попытаться найти ключ к истолкованию сложности картины распределения. Однако такой подход не приводит к цели. Дело в том, что если бы первопричиной разного распределения элементов в породах толщи была неодинаковость их химических свойств, то мы должны были бы наблюдать закономерные изменения этого распределения по мере того, как переходим от элементов с одними свойствами (например Ba, Sr) к элемен-

там с другими особенностями (например Fe, Mn и пр.). В действительности, однако, никакой такой закономерности не существует

даже в помине; вместо нее ярко выраженная пестрота распределения резко неодинаковое поведение любого элемента в отложениях одного и того же фациального типа, но происходящих из разных частей разреза угленосной толщи. Все это неопровердоказывает, жимо что апеллировать,как это обычно делается, к химическим свойствам элементов и в них искать причину блюдаемой картины их распределения — в данном случае нельзя; причины кроются в каких-то других обстоятельствах.

При изучении геохимии современных осадков (Страхов и др., 1954) была показана большая сложность форм миграции элементов в речных водотоках и огромное значение этих форм для понимания картины распределения элементов по типам осадков и на площади водоема вообще. Несколько позже, в работе по геохимии нефтеносных отложений  $D_3^1$ Второго Баку (Страхов, Родионова, Залманзон, 1955), эти представления были расширены и дополнены идеями о влиянии физикогеографической обстанов. ки на формы миграции элементов. В итоге в настоящее время выяснились новые принципы, которыми следует руководствоваться при анализе картин распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон.

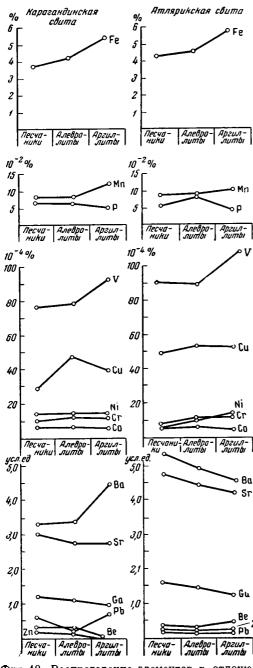
Изучение форм миграции многих элементов (Fe, Mn, P, V, Cr, Co, Ni, Cu и др.) в современных реках показало, что они взвесей и лишь частично



Фиг. 18. Распределение элементов в отложениях озерных в ассоциации с конусами выноса (в % ог породы).

перемещаются главным образом в составе в виде растворов. При этом соотношение

между взвешенной и растворенной формами у разных элементов, даже одновременно мигрирующих в одном потоке, может быть существенно разным: у одних растворенная форма играет малую роль, у других —



Фиг. 19. Распределение элементов в отложениях морского мелководья (в % от породы).

большую. Вместе тем, грануломет рическом спектре максимум накоплеодного элемента приходиться на одни размерности (например — более грубые), а максимум другого элемента на размерности иные (например — более тонкие). Эти различия в формах миграции разных элементов, несомых даже одним и тем же речным потоком, сказываются на кривых распределения их в осадках весьма характерным образом. На современных отложениях установлено, что миграция веществ в виде растворов благоприятствует сдвигу абсолютных масс их в более пелагическую зону бассейна. На кривых распределения элементов по типам осадков это сказывается в смещении максимума их процентных содержаний в область глин и даже мергелей и пелагических известковых осадков. При понижении роли растворов и увеличении роли взвесей максимум на кривой распределения сдвигается в сторону более прибрежных областей и более грубозернистых отложений. преобладающей роли взвесей в миграции важную роль играет тяготение элемента к той или иной размерной фракции взвесей. Если элемент мигрирует преимущественно В качестве сорбированного коллоидными мицеллами, максимум на кривой распределения приходится на глинистые породы. Но если главную роль в качестве носителей элемента имеют обломки терригенных минералов и сам элемент сидит в решетке этих минералов, то максимум может оказаться сдвинутым в алевритовые и даже песчаные породы. При миграции элемента как в

составе поглощенных катионов на мицеллах, так и в составе обломков минералов в кривой распределения его может оказаться даже

два максимума: в песках и глинах. Таким образом, реальная кривая распределения элемента по петрографическим типам пород, входящих в состав формации, есть результат как соотношений между взвешенной и растворенной формами переноса элемента, так и распределения его в гранулометрическом спектре взвесей.

Весьма существенное влияние оказывает физико-географическая среда, в которой шло образование осадочных толщ, в частности, возможности химического выветривания пород на водосборной площади, а также возможность сортировки материала в процессе его переноса и отложения.

При интенсивном химическом выветривании исходных пород на водосборной площали все сложные силикатные, алюмосиликатные и сульфилные магматические и метаморфические минералы разрушаются; входящие же в них элементы: Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Ве и др. переходят в раствор и частью мигрируют в таком виде, частью сорбируются мицеллами глинистых минералов и идут в составе взвесей. Все это благоприятствует обеднению названными элементами песчано-алевритовых пород, особенно песчаных, и обогащению более тонкозернистых пород — глинистых, мергелистых, карбонатных. Иначе говоря, чем интенсиввыражено химическое выветривание обозначается континентах, тем резче элементов в пелагическую зону зернистых глинисто-карбонатных илов; чемслабее выветривание, тем слабее и сдвиг элементов.

Очень важна также степень сортированности осадка. При усилении сортировки взвешенных частиц в процессе их переноса в реках и в конечном водоеме стока песчаные осадки обедняются пелитовым материалом и, стало быть, сорбированными ими элементами, зато сильнее обогащаются ими тонкозернистые глинистые и глинисто-карбонатные илы. Иначе говоря, сортировки грубозернистых пород усиление увеличивает разницу в содержаниях элеменмежду грубозернистыми и более зернистыми о с а д к а м и, делает распределение элементов в ряду песчаники — алевролиты — глины (аргиллиты) более контрастным; ослабление сортировки пород действует в обратном направлении, делая распределение элементов в том же ряду более сглаженным, менее дифференцированным.

Одновременно с усилением контрастности в распределении элементов по породам, интенсификация химического выветривания водосборных илощадей и усиление сортировки осадочного материала приводят к тому, что кривые распределения отдельных элементов по поредам становятся всеболее сходными, по крайней мере в основных своих чертах. Пестрота в распределении разных элементов всеболее сглаживается, кривые становятся всеболее однотипными и согласованными.

Посмотрим, что дают изложенные принципы для истолкования описанного выше распределения элементов в отложениях карагандинской угленосной толши?

Характеризуя вещественный состав пород этой толщи, мы отмечали уже две характерные особенности их: слабость химического выветривания материнских пород на водосборных площадях и малую в большинстве случаев сортирогку осадочного материала. Слабость химического выветривания объясняется частью положением карагандинской седиментационной области на самом краю гумидной зоны, частью же

значительным рельефом водосборной ее площади и быстротой механической денудации. Плохая сортировка материала в породах угленосной толщи обусловлена близостью областей сноса и малой гидродинамической активностью конечных водоемов стока, что, в свою очередь, зависит у озер от их очень небольших размеров, у прибрежного мелководья от островного его характера и большой изрезанности береговой линии.

Все эти особенности легко объясняют характер распределения элементов в разных фациальных комплексах карагандинской угленосной толщи.

В делювиально-пролювиальных осадках «сухих равнин» наддолинской и шаханской свит материал отложен, очевидно, в ближайшем соседстве с источником сноса и, как обычно в этих фациях, почти не сортирован; песчаные, алевритовые и глинистые частицы с разным содержанием материала на одних участках породы перемешаны почти в равных количествах, на других — несколько разделены; материал из разных материнских пород с разным исходным набором и содержанием элементов перемешан в разных точках отложений в весьма разных пропорциях. При этих условиях естественно, что распределение элементов в отложениях делювия, конусов выноса и временных пересыхающих озер оказывается весьма пестрым; иным оно, пожалуй, и не могло быть.

В озерных отложениях долинской и наддолинской свит, залегающих среди комплексов делювиально-пролювиальных, сохранение пестроты распределения элементов стоит в связи с быстротой осадконакопления в малых озерах, а также с ничтожными энергетическими ресурсами этих озер, не позволяющими им сколько-нибудь значительно перерабатывать и дополнительно сортировать вносимый в них материал; последний, как мы знаем, просто сгружается в озерах практически не переработанным (Страхов и др., 1954). В этих условиях трудно ожидать появления какихлибо новых черт распределения элементов сравнительно с тем, что имеет место в делювии и пролювии.

Некоторое упорядочение кривых распределения элементов в осадках морского мелководья следует поставить в связь, в о-пер вых, с более далеким транспортом частиц от водосборной площади моря к его акватории, что улучшало сортировку частиц и способствовало проявлению дифференциации элементов; в о-в торых, с большими размерами бассейна седиментации, что дополнительно усиливало сортировку принесенного материала и содействовало однообразию в распределении разных элементов. Отсутствие полного сходства в их размещении даже в осадках морского мелководья объясняется, вероятно, быстротой седиментации и относительно малой гидродинамической активностью мелкого островного моря, что, естественно, ограничивало его энергетические ресурсы и полноту переработки и сортировки приносимого материала.

Что касается некоторого обогащения отложений делювиально-пролювиальных комплексов Fe, Mn, Cu, Ni, Be, Pb сравнительно с озерными и мелководно-морскими комплексами, то причина его также более или менее ясна. Дело в том, что даже при слабом выветривании материнских пород на водосборных площадях некоторая часть элементов все же переходит, хотя бы и незначительно, в раствор. При смыве и переносе вывстрелой зоны растворенные компоненты в щелочной среде, обычно свойственной поверхностным водам, быстро коагулируюти, естественно, обогащают осадки самых первых моментов миграции осадочного вещества. К конечным водоемам стока—озерам и морям, таким образом, приходит несколько уменьшенная порция элементов, что и определяет вышеуказанные соотношения.

Из сказанного явствует, что именно учет форм миграции элементов в поверхностных водотоках, а также учет интенсивности выветривания на водосборных площадях и возможностей сортировки материала при пере-

носе и отложении, а не апелляции непосредственно к химическим свойствам элементов, помогают разобраться в сложной картине распределения элементов в карагандинской толще. При всей своей пестроте распределение это оказывается отнюдь не случайным, но строго закономерным и отвечаюшим физико-географической обстановке возникновения карагандинских отложений.

### 3. Распределение органического углерода в карагандинской угленосной толще

Одной из особенностей угленосных формаций является, по Ю. А. Жемчужникову (1955), обилие растительных остатков и многообразие форм, в которых они фоссилизируются. Учитывая это обстоятельство, естественно ожидать, что общее содержание рассеянного органического вещества в угленосных толщах также должно быть повышено.

Для проверки этой мысли было поставлено определение Сорг. во всех изученных образцах; результаты оказались следующими (табл. 7).

Распределение Сорг в породах карагандинской угленосной толщи (в %)

Фация и свита	Песчаники	Алевролиты	Аргил- литы
Фация делювия, пролювия и конусов выноса а) Наддолинская и шаханская свита б) Надкарагандинская свиты	0,30	0,34	0,24
	0,19	0,17	0,36
Фация оверная в ассоциации с делювием и пролюсием  а) Наддолинская свита	0,47	1,65	1,06
	1,41	1,72	1,34
Фация прибрежного мелководтя и лагун	l '	0,80	5,82 <sup>2</sup>
а) Карагандинская свита		1,14	2,73

<sup>1</sup> Один образец с высоким содержанием Сорг.; без него среднее содержание  $^{
m C_{opr.}-0.61\%}$ .  $^{
m 2}$  Два образца углистых аргиллитов; без них среднее содержание  $^{
m C_{opr.}-1.99\%}$ .

Чтобы оценить смысл этих цифр, напомним, что в свое время (1924 г.) Ф. Кларк, подсчитывая среднее содержание органического углерода в осадочных породах, нашел, что в песчаниках оно равно 0,05%, в известняках — 0,104% и в глинистых сланцах — 0,94%. В то время алевролиты как отдельная группа пород не выделялись: если же выделять ее, то в ней кларк Сорг. должен быть где-то посередине между величинами Сорг. в песчаниках и сланцах, т. е. около 0,4-0,5%. Позже П. Траск (1932) на основании весьма большого числа анализов (свыше 10 000) получил средневзвешенное содержание органического углерода в осадочных породах равным 1,08%. Сопоставляя со всеми этими цифрами данные табл. 7, находим, что в отложениях сухих равнин содержание органического углерода резко ниже кларкового. Надо сказать, впрочем, что в горизонтах, сложенных осадками сухих равнин, углей нет; в этом смысле пониженное содержание в них Сорг. не является парадоксальным. В озерных углесодержащих отложениях наддолинской и долинской свит количество Сорг. явно повышено против кларковых содержаний, особенно в более грубозернистых породах — алевролитах и песчаниках. В морских отложениях карагандинской и ашлярикской свит, также углесодержащих, превышение над кларковым уровнем еще больше, по крайней мере вдвое. Таким образом, вмещающие уголь породы действительно в общем обогащены органическим углеродом против обычного его содержания, но все же далеко не так значительно, как можно было бы ожидать на основании макроскопических полевых наблюдений. Очевидно, очень малый удельный вес углистых частиц является главной причиной таких расхождений; весовой % Сорг. оказывается заниженным сравнительно с процентом по объему, получаемому при визуальных наблюдениях.

Отметим еще одну особенность распределения Сорг. в карагандинской угленосной толще. В. В. Вебером не раз указывалось, что в отложениях крупных озерных водоемов и всех морских, органическое вещество которых обязано своим генезисом планктонной пленке, распределение  $C_{odr.}$  строго следует схеме: минимум  $C_{odr.}$  в песках, повышение — в алевролитах, максимум — в аргиллитах, после чего в мергелях обычно обозначается новое уменьшение, а в известняках второй минимум. В водоемах же (обычно незначительных), где в накоплении органического вещества в осадках видное участие принимает донная флора (мангровые заросли, водорослевые луга и т. д.), содержания Сорг, уже не следуют указанной схеме и становятся пестрыми, часто показывая высокие значения в песках и низкие в глинистых осадках. В угленосных ашлярикской и карагандинской свитах морского происхождения правило об увеличении Сорг, по мере измельчения осадка в общем сохраняется, хотя индивидуальные отклонения в частных случаях и встречаются. В озерных осадках долинской и наддолинской свит, в которых роль макрофитов в накоплении органики становится главной, стройность картины нарушается, правило перестает действовать. В отложениях же сухих равнин распределение Сорг. становится совсем пестрым.

Так как в угленосной толще помимо рассеянного органического вещества присутствует еще концентрированная форма его в виде углей, то, естественно, встает вопрос о количественных соотношениях обеих этих форм. Вопрос может быть решен, конечно, лишь приближенно и только для верхних четырех свит, ибо по другим нет нужных данных, но и приближенное решение представляет интерес. Методика подсчета следующая. Для каждой свиты, пользуясь мощностями ее и таблицами петрографического состава, опубликованными в работе В. В. Копериной (1956), вычисляется мощность отложений сухих равнин и озерных отложений, а для последних также порознь мощность песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Помножая мощность пород на объемный вес 2,5 (принятый одинаковым для всех типов пород), получаем веса в тоннах песчаников, алевролитов и аргиллитов; веса углей получались помножением их мощностей на 1,3. Далее для всех пород фаций сухих равнин содержание Сорг. принималось равным 0,27% (среднее из всех определений Сорг. для этих типов пород в табл. 7); для озерных песчаников — 0,94%, для алевролитов — 1,68%; для аргиллитов — 1,20 (опять таки среднее из табл. 7). Помножая веса пород на отвечающие им средние содержания Сорг. и суммируя произведения, получаем массы органического углерода в каждой свите как в рассеянной форме, так и в углях. Данные эти приведены в табл. 8.

Из цифр явствует, что в собственно угленосных свитах — долинской и наддолинской, несмотря на обилие в них углей, общая масса сконцентрированного в них органического вещества приблизительно отвечает массе органики, рассеянной во вмещающих породах, то слегка превосходя последнюю, то несколько ей уступая. В шаханской же и надкарагандинской свитах, лишь слегка угленосных, масса органики во вмещающих породах многократно превосходит органическую массу углей. Все эти соотношения в цифровом выражении выступают столь ясно, что, несмотря

				Ове	рные от	ложения		
	соперь		мощн	ость, м		соцержа-	солержа	Copr. B or-
мощ- ность, м	жание	ники песча-	алев- роли- ты	аргил• литы	угли	во вмеща- ющих по- родах, т	в углях,	ложениях озерной фации, т
]								1
420	2,95	58,5	47,20	73,8	0,54	7,05	0,72	7,77
110	0,77	125,2	113,9	150,5	10,5	10,70	13,65	24,35
125 427	0,88	166,6 6,5	1 1	123,6 11,3	10,1	16,50 3,90	13,4 0,26	29,90 4,16
	мощ- ность, м 420 110	ность, жание Сорг. т 420 2,95 110 0,77 125 0,88	сухих равнин   Содер- мощ- мощ- мощ- кание Сорг., т песча- ники песча- ники 125 0,88 166,6	ты корпортиција и постава	мощ- мощ- мость, м содер- жание Сорг., т песча- вики роди- песча- роди- песча- роди- ты аргил- литы  420 2,95 58,5 47,20 73,8 110 0,77 125,2 113,9 150,5 125 0,88 166,6 191,0 123,6	мощ- мощ- мот, м сопер- жание Сорг. Т песча- ники роли- ники роли- ты аргил- литы угли  420 2,95 58,5 47,20 73,8 0,54  110 0,77 125,2 113,9 150,5 10,5  125 0,88 166,6 191,0 123,6 10,1	мощ- оспер- жание горг. Т песча- песча- пини городах, т помощность, м	та оберные опложения    Мощ-   Мощ-   Мощ-   Мощ-   Мощ-   Мощ-   Мощ-   Мощность, м   Содержа-   Ники

на приближенный характер расчетов, вскрывающуюся картину следует считать отвечающей, в общих чертах, природе.

Так как уже рассеянное в породах угленосной толщи органическое вещество по содержанию своему вдвое превосходит кларковую органику пород неугленосных толщ, а масса  $C_{\rm opr}$ . в углях отвечает примерно массе рассеянного  $C_{\rm opr}$ . во вмещающих породах, то отсюда следует, что общая концентрация органического вещества в угленосных толщах примерно в 3-4 раза выше концентрации его в сероцветных неугленосных отложениях.

### 4. Формы железа в породах угленосной карагандинской толщи

Присутствие органического вещества в породах, как известно, влияет на формы нахождения ряда элементов в аутигенных минералах, особенно железа, марганца, ванадия и др. Учитывая это обстоятельство, был изучен баланс форм железа во всех фациальных и петрографических типах пород угленосной толщи; для других элементов, ввиду ничтожного их содержания в породах, такого рода исследование не ставилось.

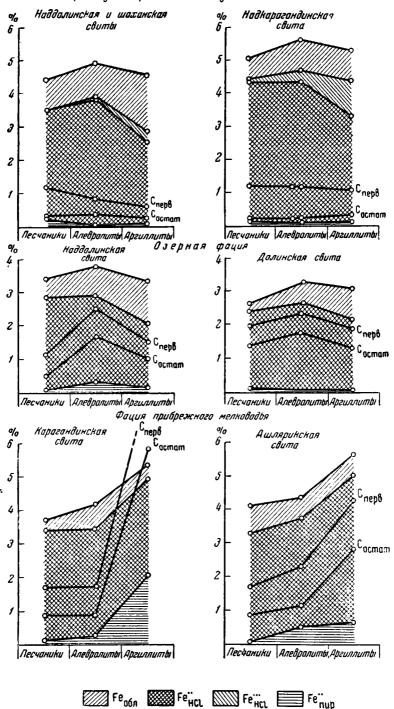
Результаты определений сведены в табл. 9 и показаны на фиг. 20. При анализе этой таблицы необходимо иметь в виду, что закисное железо, растворимое в двухпроцентной HCl, принадлежит частью сидериту, частью хлоритам; все эти минералы весьма распространены в породах и легко констатируются микроскопически. Тонкие зерна сидерита постоянно видны в составе аргиллитов, алевролитов, а нередко и в песчаниках. Хлорит, главным образом в виде цемента, особенно типичен для песчаных пород, но встречается и в аргиллитах; зерна эффузивов, особенно образованные нераскристаллизованной основной массой, постоянно несут признаки хлоритизации. К сожалению, уточнить количественно долю участия сидерита и долю хлоритов в формировании массы Fe нси пока не представляется возможным.

Сложнее толкование железа обломочного. Закисная его часть получена, несомненно, разложением терригенных минералов тяжслой фракции и особенно невыветрелых обломков эффузпвных пород. Окисное растворимое в НСІ железо происходит частью в результате некоторого разложения глинистых минералов, частью благодаря некоторому выветриванию керна при хранении и окислению сидерита; поскольку подразделить обе эти части не удается, мы условно связываем все легко растворимое

		1	1	1					1	<del> </del>
Фация, свита				ļ	F	е <sub>обл.</sub>	<del></del>		Copr.	Copr.
и порода	<b>F</b> евал.	Гепир.	FeHCl	Fе <sub>сумм</sub> .	Fe <sub>HF</sub>	FeHC1	Fе <sub>нераств</sub> .	FeïiCl	оста- точный	первич- ный
Фация сухих равнин и кону- сов выноса				:						
а) Наддолин- ская и шахан- ская свиты										
Песчаники А порроди	4,30	0,22	3,23	0,85	0,23	0,39	0,23	<b>—</b>	0,30	1,21
Алевроли- ты Аргиллиты	4,89 4,57	0,05 0,07	3,79 2,40	1,05 2,10	0,18 0,41	0,30 0,46	0,57 0,63	0,40 0,60	0,34 0,24	0,87 0,60
б) Надкара- ганд <b>и</b> нская свита		ļ								
Песчаники Алевроли-	5,02	0,09	4,19	0,74	0,01	0,31	0,43	—	0,19	1,19
ты Аргиллиты	$5,64 \\ 5,27$	0,05	4,27 2,93	1,32 2,29	0,04 0,08	0,12 0,04	$0,32 \\ 0,07$	0,84 2,10	$0,17 \\ 0,36$	1,15 1,04
Фация озер- ная в ассоциа- ции с конусами выноса										li
а) Наддолин- ская свита	i									
Песчаники Алевроли-	3,42	0,05	2,79	0,58	0,15	0,13	0,31	-	0,47	1,12
ты Аргиллиты	$\frac{3,77}{3,33}$	$0,32 \\ 0,12$	$2,59 \\ 1,95$	0,85 1,26	$0,17 \\ 0,33$	$0,23 \\ 0,20$	0,45 0,73	_	1,65 1,06	2,51 1,49
б) Долин- ская свита Песчаники	2,66	0,11	2,28	0,27	0,03		0,24	_	1,41	2,01
Алевроли- ты Аргиллиты	3,26 3,07	$0,05 \\ 0,04$	2,62 2,10	0,59 0,83	0,02	0,03	0,54 0,83	_	1,72 1,32	2,34 1,82
Фация мор- ского мелководъя										
а) Караган- динская свита				]						
Песчаники	3,71	0,12	3,23	0,35	0,03	0,08	0,25	_	0,87	1,68
Алевроли- ты Аргиллиты	4,18 5,35	$0,15 \\ 2,03$	$3,09 \\ 2,90$	0,84 0,42	0,08 0,05	0,25 0,20	0,50 0,18	_	0,80 5,82	1,64 8,28
б) Ашлярн- кская свита									;	1
Песчаники Алевроли-	4,10	0,11	3,20	0,79	0,08	0,23	0,51		0,88	1,68
ты Аргиллиты	4,37 5,61	0,44 0,62	3,31 4,41	0,63 0,56	0,06 0,07	0,17 0,18	$0,40 \\ 0,32$	 	1,14 2,73	2,27 4,26

окисное железо с обломочным материалом в породах («обломочное» железо); несомненно, при этом возникает некоторая ошибка, но, как легко видеть по цифрам, очень небольшая. В основном же к обломочному железу

### Фация сухих равнин и конусов вынаса



Фиг. 20. Формы железа в отложениях Карагандинского бассейна (в % от породы).

относится та часть его, которая прочно сидит в решетке терригенных минералов и глин и не извлекается слабой соляной кислотой.

В некоторых случаях удалось выделить со значительной долей вероятия также массы не растворимого в 2% HCl окисного железа, присутствующего в породах. Так, среди 10 анализировавшихся образцов аргиллитов фации сухих равнин пять были серо-зеленого цвета, а пять с ясно выраженной красной окраской. Общая масса остаточного железа (после вычитания из железа валового Fe"<sub>пир.</sub> + Fe"<sub>HCl</sub>) в серо-зеленых образцах колебалась от 0,72 до 1,44%, составляя в среднем 1,17%; в красных образцах изменялась от 2,31 до 4,01% при среднем содержании 3,27%. Вычитая из этой последней цифры 1,17%, получаем 2,10% — цифру, которую с полным основанием можно рассматривать как усредненное выражение содержания в аргиллитах окисного железа. Таким же путем для красноватых алевролитов той же карагандинской свиты получается величина окисного железа 0,84%, а для аргиллитов наддолинской и шаханской свит 0,60%.

Для целей сопоставления в двух графагх аблицы приведены также значения  $C_{\rm opr}$ . в одной — ныне определяемото в породе или остаточного, в другой — первично содержавшегося в осадке к моменту начала редукции железа. Методика вычисления этой величины следующая. Переход  $Fe_2O_3$  в  $FeCO_3$  идет по схеме:

$$2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{C} + 3\text{O}_2 \rightarrow 4\text{Fe}\text{CO}_3^{\bullet}$$
.

Подставляя в это уравнение атомные веса, получаем, что на каждые 4,6 весовых единицы Fe для превращения их в  $FeCO_3$  требуется затрата 1 весовой единицы  $C_{opr}$ . или на 1 г  $FeCO_3$  — затрата 0,22 г  $C_{opr}$ .

Превращение  $Fe_2O_3$  в  $FeS_2$  происходит при гораздо больших затратах органического материала и складывается из двух процессов: редуцирования Fe в Fe и редуцирования  $SO_4'$  в S''. Первый процесс, как легко видеть из формулы:  $2Fe_2O_3+C\to 4FeO+CO_2^*$ , требует на 1 весовую единицу Fe всего 0,05 весовых единиц  $C_{\text{орг.}}$ . Редукция же сульфата:  $SO_4'+2C\to S''+2CO_2^*$  требует на 1 весовую единицу S''-0.75 весовых единиц  $C_{\text{орг.}}$ . Итого для превращения Fe в  $FeS_2$  требуется затрата 0,9 весовых единиц  $C_{\text{орг.}}$  на 1 весовую единицу пиритного железа.

Зная эти количественные соотношения, легко рассчитать по наличному количеству  $Fe_{\text{пир}}$ . и  $Fe_{\text{HCl}}$ ,— допуская, что последнее все находится в виде  $FeCO_3$ ,— сколько пошло  $C_{\text{opr}}$ , на процессы редуцирования железа в каждом типе пород, а затем получить и то количество  $C_{\text{opr}}$ , которое было в осадке к моменту начала редукции железа и сульфатов.

При изучении цифр табл. 9 обращает на себя внимание прежде всего распределение окисного железа. Оно с достоверностью констатируется только в отложениях фации сухих равнин, а здесь наиболее отчетливо лишь в глинистых (аргиллитовых) породах и частично также в алевролитах (тонких). В отложениях озерных и морского мелководья достоверно уловимое окисное железо отсутствует. Сравнение окиси железа с количествами Сорг. в породах, как остаточного — ныне присутствующего, так и бывшего первоначально к началу редукции железа, разъясняет

<sup>\*</sup> Во избежание ведоразумений подчеркием, что все три изображенные реакции имеют в виду выразить лишь основной смысл пропесса и количественные соотношения участвующих в нем реагентов, а отнюдь не конкретные терты химической динамики, которые могли быть весьма сложны. При этом символом  $C_{\rm opr}$ , обозначается не элементарный углерод, а та масса органического вещества, выраженная через  $C_{\rm opr}$ , какая пошла на реакцию восстановления. О реальной сложности редукции сульфатов см. монографию И. Рубенчика (1949).

причину такого распределения окисного Fe: оно свойственно лишь породам, исключительно бедным органическим веществом к началу редукционных процессов. Очевидно, окисное железо в породах является остаточным; это та порция гидроокисного Fe…, которая не успела редуцироваться в осадке и перейти в иные аутигенно-минералогические формы из-за нехватки редуцента. В озерных и морских осадках изначальные массы редуцента были значительно большими, и первичное гидроокисное железо в них исчезло.

Чрезвычайно характерно, что редуцированное железо в подавляющей массе своей находится в породах в виде легко растворимого закисного — сидеритового и хлоритового. Содержание его составляет от 1,95 до 4,19% от веса породы. Еще нагляднее выступает роль этих форм закисного железа, если высчитать их в процентах от валового Fe. Такой пересчет сделан в табл. 10, из которой видно, что Fe"<sub>HCI</sub> редко составляет 52—55,5%, чаше всего от 75 до 87% от валового железа.

Таблица 10 Формы железа (в % от валового его количества)

	1		Fе <sub>обл.</sub>	Copr. %	от породы
Фация, свита и порода	Fе <sub>пир.</sub>	FeHCl	и окисное	остаточный	<u> </u>
Фация сухих равнин и конусов выноса а) Наддолинская и Шаханская					
Песчаники	5,0 1,0 1,5	$\begin{array}{c} 75,0 \\ 77,0 \\ 52,5 \end{array}$	20,0 22,0 4 <b>6</b> ,0	0,30 0,34 0,24	1,21 0,87 0,60
б) Надкарагандинская свита Песчаники	1,0	83,5 76,0 55,5	14,5 23,0 43,5	0,19 0,17 0,36	1,19 1,15 1,04
Фация оверная в ассоци <b>а</b> ции с конусами выно <b>са</b>					
а) Наддолинская свита Песчаники		81,5 69,0 59,0	17,0 23,0 31,0	0,47 1,65 1,06	1,12 2,51 1,49
б) Долинская свита Песчаники	4,0	86,0 81,0 68,0	10,0 1,5 27,0	1,41 1,72 1,32	2,01 2,34 1,82
Фация морского мелководья					
а) Карагандинская свита Песчаники	6,0	87,0 74,0 54,0	10,0 20,0 8,0	0,87 0,80 5,82	1,68 1,64 8,28
б) Ашлярикская свита Песчаники	10.0	78,0 ,76,0 79,0	19,0 14,0 10,0	0,88 1,14 2,73	1,68 2,27 4,26

С большою ролью  $Fe_{HCl}$  сочетается в общем малая роль железа пиритного. Особенно мало его в отложениях сухих равнин, где  $Fe_{пир.}$  обычно всего 0.05-0.09% или 1-2% от массы железа валового. Столь мизерное количество его объясняется, конечно, нехваткой редуцента (органического вещества) в исходных осадках. В отложениях озерных

<sup>4</sup> Труды ГИН, 23

содержание редуцента резко возрастает и даже количество остаточного  $C_{\rm opr.}$  обычно выше  $1\,\%$ , а первичного около  $2\,\%$ . Казалось бы, это должно было вызвать резкое увеличение сульфидной формы железа. В действительности, однако, этого не происходит: содержание  $Fe_{\rm nup.}$  продолжает находиться обычно на уровне  $0.04-0.12\,\%$ . Причину приходится видеть в пресноводном характере озерных бассейнов, которые были крайне бедны ионом  $SO_4$  (как пресные озера гумидных зон вообще) и потому не могли дать достаточных масс S'' при редукции сульфатов. В морских отложениях при почти таком же содержании органического углерода содержание пиритного железа резко возрастает от 0.11 до  $0.62\,\%$ , а в образцах, особо богатых  $C_{\rm opr.}$ , и до  $2.03\,\%$ .

Здесь значительное количество исходного редуцента сочеталось с обилием SO<sub>4</sub>" в морской воде, и результат не замедлил сказаться: содержание пирита ясно возросло.

В целом, как видим, на формах железа ясно сказывается как количественное содержание органического вещества в исходном осадке, так и гидрохимический тип водоема: опреснение, сопровождающееся потерей SO<sub>4</sub>", тормозит и генерацию пирита, конечно, при прочих равных условиях.

Отметим дополнительно еще одно интересное обстоятельство. С низким содержанием пирита в озерных отложениях сочетается малая сернистость карагандинских углей; с повышением содержания пирита в породах морской ашлярикской свиты ассоциируется и несколько повышенная сернистость углей. Так, в долинской свите сернистость угольного концентрата колеблется от 0,39 до 1,48%, составляя в среднем 0,73%; лишь у пласта  $\theta_3$  сернистость в виде исключения подымается до 2,63%. В углях карагандинской свиты сернистость концентрата всего 0,60%, тогда как в ашлярикской 1,1% (Юровский, 1948).

Применяя к породам карагандинской угленосной толщи предложенное нами ранее (Страхов и Залманзон, 1955) деление отложений на три геохимические фации — красноцветную, сидеритогую и пиритную, нетрудно видеть, что подавляющая масса пород принадлежит фации сидеритовой (точнее сидеритово-хлоритовой), немногие — фации красноцветной; пиритная фация отсутствует, несмотря даже на то, что в некоторых породах содержание Сорг. гораздо выше тех 1,5%, которые по ряду данных были приняты нами за нижнюю границу пиритной фации. В чем причина такой «аномалии»— пока недостаточно ясно. Не исключено, что в этом случае проявляется влияние качественного состава исходной органической массы, который, конечно, не мог не определять и эффективности органики, как редуцента.

Суммируя величины Ferraria и Ferraria, а в красноцветных породах еще и Fe<sub>окис.</sub> (гематитовое), мы получим те количества железа в исходном осадке, которые поступили в него в гидрогётитовой форме и затем — в ходе диагенеза — были полностью (в сероцветных породах) или частично (в красноцветных породах) превращены в минералы закиси. При этом исходное гидрогётитовое железо в подавляющей массе было принесено в водоем и отложено в виде тонких взвесей, в весьма небольшой же степени осело в результате коагуляции разнообразных растворенных в воде соединений железа. В нашем случае свободное, способное к редукции железо составляло (как это следует из табл. 10) от 62 до почти 100% от валового, по большей части около 70-80%. Это достаточно высокая цифра, неожиданная для физико-географических условий образования карагандинской угленосной толщи, характеризовавшихся, как указывалось выше, слабым химическим выветриванием материнских пород. Объяснение несоответствия между формами миграции железа и незначительной силой выветривания, нам кажется, заключается в следующем. Одним

из источников осадочного материала для свит угленосной толщи были выветривание и смыв осадочных пород и, в частности, глинистых толщ, что доказывается составом обломочных зерен. Но осадочные породы всегда содержат очень много закисного железа (сидерит, хлорит, пирит), легко поддающегося окислению и переходящего в Fe(OH)3 даже при очень слабом химическом выветривании. Это обстоятельство и обусловливало высокое содержание гидрогётита в речном транспорте осадочного материала.

### 5. Карбонаты в породах карагандинской толщи

Одним из интересных компонентов пород карагандинской угленосной толщи являются сложные карбонаты кальция, магния, железа, марганца, образующие ряд минералов — кальцит, доломит, более или менес железистый анкерит, сидерит с большим или меньшим содержанием MgCO<sub>3</sub>.

Формы нахождения карбонатов различны. Наиболее часто они образуют сравнительно небольшую примесь к обломочному или глинистому компонентам породы и диффузно рассеяны в цементе в виде пелитоморфных зерен или более или менее оформленных кристаллов, а также образуют выполнения пор или замещения обломочных зерен. Гораздо реже в песчаниках и алевролитах содержание карбонатов заметно повышается, так что возникают известковистые разности этих пород; при этом карбонаты — преимущественно кальцит — присутствуют частью в виде цемента обломочных зерен, частью же в виде раковинных остатков фауны (брахиопод, пелеципод и т. д.); последнее наблюдается лишь в породах морского происхождения. Особой формой нахождения карбонатов являются конкреционные стяжения весьма разнообразной формы: шарообразные, эллиптические (караваеобразные), уплощенные, овальные, неправильных очертаний и т. д. Наряду с простыми существуют сложные конкреции, получившиеся от слияния нескольких (или многих) рядом расположенных стяжений. В некоторых случаях возникают обширные и очень плоские конкреции, сечения которых протягиваются на десятки и сотни метров, напоминая седиментационные пласты.

Обращаясь к химическому изучению состава карбонатных образований, рассмотрим вначале, как распределяются по толщам разного фациального типа и по разным породам суммарные количества рассеянного карбонатного материала. За мерило их удобно принять в данном случае содержание связанной СО<sub>2</sub> в породах, определяемое по методу Кнопа—Фрезениуса. В табл. 11 сведены соответствующие цифры, основанные на анализе 165 образцов.

Таблица 11 Распределение  ${
m CO_2}$  в породах карагандинской угленосной толщи (в  $^{96}$ )

Фация и свита	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты
	•		
Фация делювия, пролювия и конусов выноса	0.45	0.50	
а) Наддолинская и шаханская свиты }	3,15	3,70	2,10
б) Надкарагандинская свита	3,87	1,51	0,45
Фация озерная в ассоциации с делюшем и пролювием			
а) Наддолинская свита	6,58	4,33	0.71
б) Долинская свита	2,02	1,85	0.69
	-,	1,00	0,00
Фиция прибрежного мелководья и лагун	9 04	4 60	9 45
а) Карагандинская свита	3,81	4,69	3,45
б) Ашлярикская свита	3,93	2,77	2,89.

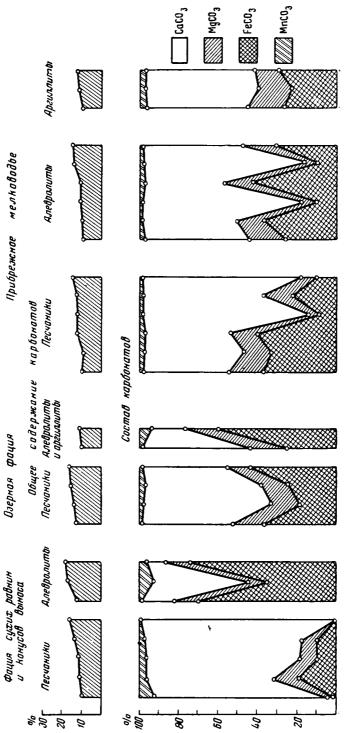
Как видим, средние содержания карбонатного материала невелики и колеблются от 1—2 до 8—9—10% (в пересчете на соли). При этом нетясной зависимости общей массы карбонатного материала от фациального типа пород; напротив, поражает удивительное однообразие суммарной карбонатности во всем разрезе угленосной толщи. Не реагируя на фациальный тип осадка, суммарная рассеянная карбонатность в то же время показывает явное тяготение внутри каждой фациальной обстановки к более грубозернистым породам— песчаникам, меньше— к алевролитам; пелитовые породы, как правило, содержат наименьшее количество карбонатов. В континентальных толщах эта тенденция выявляется очень отчетливо, в отложениях морского мелководья— слабо; распределение карбонатного материала здесь более равномерно.

Так как выяснить химический состав карбонатного материала при малых его содержаниях ( $\mathrm{CO}_2 < 4\%$ ) дело очень трудное, то для карбонатного анализа было взято ограниченное число образцов с содержанием  $\mathrm{CO}_2$  4—7%.

Из рассмотрения анализов (табл. 12 и фиг. 21) видно, что хим и-ческий состав рассеянных карбонатов в отложениях всех фациальных типов достаточно сложен: всегда присутствуют CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>; имеются, вероятно, карбонаты и других металлов, нами просто не уловленные. Вместе с тем, соотношения между названными солями в породах одного и того же фациального и петрографического типа варьируют чрезвычайно сильно. Так, в песчаниках озерной фации содержание CaCO<sub>3</sub> меняется от 39,20 до 66,81%, а содержание FeCO<sub>3</sub> от 17,75 до 43,03%; еще резче эти колебания в морских песчаниках и алевролитах. На фиг. 21, 23, 24 и 25 эта особенность карагандинских пород видна достаточно ясно.

Несмотря на изменчивость соотношений отдельных карбонатных солей, расчет средних их содержаний (табл. 13) позволяет установить несколько очень интересных закономерностей (фиг. 22). Оказывается, что в отложениях конусов выноса и сухих равнин СаСО3 явно тяготеет к песчаным породам, подавляя здесь все другие карбонатные компоненты; в алевролитах превалирует уже FeCO<sub>3</sub>. В отложениях озерной фации углекислым кальцием обогащены и песчаники и алевролиты, но в тонкозернистых отложениях — аргиллитах — господство вновь переходит к FeCO<sub>3</sub>. В отложениях морских СаСО3, FeCO3, MnCO3, MgCO3 распределены довольно равномерно во всех типах пород, но все же содержание СаСОз явно увеличивается в прибрежных песчаных фациях, а FeCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub> — в более глубоководных и тонкозернистых. Таким образом, во всех случаях мы имеем дело по существус одной и той же закономерностью — тяготением «CaCO3 к берегу, к песчаным осадкам, тогда как FeCO3 и прочие карбонатные соли больше приурочены к более удаленным от берега, тонкозернистым илам; у отложений континентальных эта закономержость выявляется очень четко, у морских же, напротив, весьма сглаженно.

Интересные особенности состава рассеянных карбонатов в отложениях разных фациальных зон выявляются при сравнении треугольных диаграмм (фиг. 23, 24 и 25), построенных порознь для каждого из изучаемых фациальных типов отложений. С полной очевидностью вытекает, что поля, в которые легли анализы карбонатов во всех трех фациальных типах, чрезвычайно близки, по существу одни и те же. Это означает, что



Фиг. 21. Состав рассеянных карбонатов в отложениях разных фаций.

Таблица 12

Состав рассеянных карбонатов в карагандинской толще (в %)

	·    -			•							
	Murenauturk					% от сумм	от суммы карбонатов	0.08			
Фация и порода	нераств. остаток	A 120,	$Fe_2O_3$	сумма карбона- тов	CaCO,	Mnco,	FeCO,	MgCO,	MnO силинати.	мпО FeO силикати.	MgO
	-										
Фация конусов выноса и сухих равнин											
Песчаники		_									
O6p. 977	73,36	5,86	0,35	6,67	91,31	8,69	1	I	0.0	4.09	1 29
826 *	70,62	3,63	0,23	16,02	97,69	0,41	1	i	0.48	2,51	1 22
, 982	76,81	2,35	0,04	10,90	65,14	3,21	18,90	12,75	1	1.57	1,0
* 1001	86,69	7,20	}	13,63	80,74	2,33	9,78	7,15	1	5,13	8, 5
* 1003	67,48	8,95	0,15	10,68	79,96	3,44	69,6	6,98	1	6,32	1,79
Алевролиты											
06p. 984	74,37	3,33	0,45	12,57	16,79	1,19	69,85	12,17	1	2,32	0.73
	66,94	3,38	1,38	18,44	11,23	3,68	73,59	11,58	1	3,22	1,01
, 1020	71,66	2,82	1	17,02	49,82	7,11	35,26	7,81	1	3,23	0,64
Озермая фаиия									-		
Песчаники											
06p. 948	73,36	2,02	0,02	15,42	59,92	2.40	23,48	14.20	1	47	0 78
* 949 *	75,31	1,40	0,23	16,76	39,20	1,43	43,05	14,32	1	0,75	0,44
» 954 · · · · · · · · · ·	75,91	2,04	0,12	13,86	66,81	1,37	17,75	14,07	I	1,35	0,76
* 1032 · · · · · · · · ·	78,80	1,38	1	12,64	76,60	1,50	36,63	15,27	ı	1,37	0,76
	_							_			

69'0	0,91	,	0,0 %,0 18,0	1,05 0,64	0,75	0,60	;	1,02 0,73	1,04	0,82	0,72	9,76	89	4,03	1,62
1,23	4,33		4,26 2,48	3,25	2,31	1,74	,	3,92 2,12	2,02	2,61	3,09	2,63	08.0	9,6	8,37
1	1		1 1	1		1			1		1	1		1	
18,40	16,97	•	17,67 13,67	5,20	13,01	6,81		18,23	14,87	6,97	13,77	6,29	67 14	11,44	18,29
23,99	60,09		35,54 22,09	7,15	39,45	9,43	-	36,33	31,53	6,49	43,39	8,59	000	93,69	25,18
1,49	5,78		2,31 1,86	1,54	2,59	1,29		2,04	1,65	0,58	2,20	2 <b>,</b> 83		, o, o	3,49
56,12	17,16		44,48 62,38	86,11	52,37 44,95	82,42		54,70	51,95	82,96	40,64	83,09	67 93	20,42	53,04
10,05	11,25		9,96 12,36	12,31	9,89	13,99		8,94	14,59	10,33	10,90	14,31	5	12,53	9,73
0,07	1		0,76	0,11	0,26	1,28		0,52	0,32	.		0,13	c t	5,73	0,35
1,59	4,54		5,36 3,46	4,59	3,76 3,04	5,11		5,03	2, 5, 2, 86,	3,04	5,54	3,81		1,57	4,18 10,62
79,48	72,19		73,46	72,68	77,51	73,40	-	74,57	72,88	77,43	73,62	74,06		63,44	71,59 60,78
Алевролиты Обр. 963	Аргиллиты 06р. 970	Фация прибрежного мелководъя Песчаники	06p. 1146	922	* 926	* 1189	Алевролиты	Обр 1136	* 1155	, 1174	* 4183	* 1186	Аргиллиты	O6p. 1159	» 937

## Средний химический состав рассеянных карбонатов в породах карагандинской толщи (в %)

•	Сумма	% от суммы карбонатов			
Фация и порода	карбо- натов	CaCO,	MnCO,	FeCO.	MgCO,
Фация конусов выноса		ŀ			
и сухих равнин		i	1		
Песчаники (5)	12,18	83,35	3,61	7,67	5,37
Алевролиты (3)	16,01	<b>2</b> 5,95	3,99	59,54	10,52
Озерная фация	•	ļ '	'	1	′
Песчаники (4)	14,67	53,65	1,68	30,23	14,44
Алевролиты (1)	10,05	56,12	1,49	23,99	18,40
Аргиллиты (1) ·	11,25	17,16	5,78	60,09	16,97
Фация прибрежного мелководья	,	· '	'	i '	'
Песчаники (6)	11,74	62,12	1,99	24,25	11,64
Алевролиты (6)	11,53	60,16	1,62	25,73	12,4
Аргиллиты (3)	11,30	55.94	3,09	25,62	15,3
**b. **********************************	11,00	00,54	1 0,00	20,02	1 10,00

Примечание. В скобках показано количество исследованных образдов.

вариации химического состава рассеянных карбонатов в отложениях разных фациальных типов весьма близки, практически одинаковы. Вполне вероятно, что при резком увеличении числа анализов точки для разных фациальных обстановок сгустятся на несколько разных участках одного и того же общего химического поля, но и в этом случае можно будет говорить лишь о второстепенных количественных вариациях, а не о глубоких качественных различиях химического состава рассеянных в породах карбонатов.

Для суждения о химическом составе карбонатных конкреций мы располагаем ограниченным материалом: 12 анализами нашими (табл. 14), касающимися конкреций с низкой карбонатностью — от 18,63 до 51,36%, и 13 анализами, приведенными в работе В. В. Копериной и пересчитанными по той же методике, какая принята в настоящем исследовании (табл. 15). Нанося точки анализов на треугольные диаграммы, получаем весьма интересные соотношения. Оказывается, что на всех диаграммах состав одной части конкреций попадает в поля, установленные для рассеянных карбонатов, состав же других конкреций занимает участки в не этих полей. Заметим, что совершенно та же закономерность наблюдается во всех других ниже описываемых угленосных толщах и имеет, следовательно, общее значение для пород гумидных зон и их конкреционных стяжений. Смысл закономерности совершенно ясен. При образовании конкреций имела место дифференциация карбонатного материала по химическому составу; из многокомпонентной смеси их в одних точках концентрировался преимущественно СаСО3 с небольшими примесями остальных карбонатов, в других точках — CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub>, в третьих — FeCO<sub>3</sub> с небольшими примесями CaCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>.

При слабом развитии этой дифференциации химические составы конкреций на наших диаграммах еще попадали в поля рассеянных карбонатов, при резком развитии — выходили за пределы этих полей, тяготея то к полюсу CaCO<sub>3</sub>, то к полюсу FeCO<sub>3</sub>, то к полюсу MgCO<sub>3</sub>. В послед-

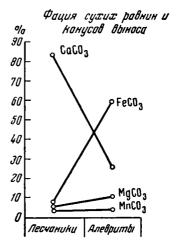
нем случае, впрочем, дифференциация намечается очень слабо, так что практически дело сводится лишь к обособлению стяжений, обогащенных в одном случае кальцитом, в другом сидеритом. CaCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> в первые

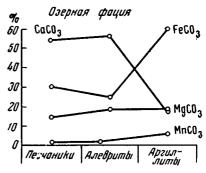
выявляются в этом процессе как антагонисты друг друга.

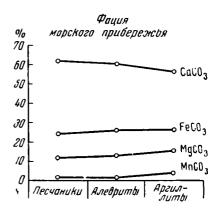
Встает вопрос, как же истолковать генетически описанные особенности карбонатного материала в породах карагандинской толщи? Каков механизм их возникновения?

Чтобы ответить на эти вопросы, необходимо в первую очередь рассмотреть генезис карбонатного материала в породах изучаемой толщи.

Надо полагать, что генезис этот достаточно сложный. Во всех случаях FeCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub>, несомненно, являютобразованиями диагенетическими. MgCO<sub>3</sub> в морских отложениях ашлярикской и карагандинской свит также, как правило, возник в диагенезе за счет редукции MgSO<sub>4</sub>. Но тот же карбонат в отложениях континентальных (озерных и сухих равнин), вероятнее всего, возник иначе. Дело в том, что континентальные озера Карагандинского синклинория принадлежали, видимо, углемагниевому типу, т. е. содержали в наддонной воде помимо СаСОз еще такие же или даже большие концентрации MgCO<sub>3</sub>, подобно тому как это наблюдается в Балхаше и многих озерах сухой Кулундинской степи. При сложном петрографическом составе водосборных площадей и при наличии на них не только осадочных, но и изверженных пород, такой углемагниевый тип воды был, по-видимому, неизбежен. Однако в условиях влажных непосредственной садки MgCO<sub>3</sub> из наддонной воды, даже содержащей в изобилии эту соль, не происходит (Страхов, 1951); MgCO<sub>3</sub> в осадке [появляется в результате 🖁 диагенетических процессов, как (соль, изоморфно замещающая FeCO3; стало быть и в данном случае мы имеем дело с чисто диагенетическим новообразованием. Что касается СаСО3, то эта соль в условиях теплого моря даже гумидных зон является образованием в основном се-

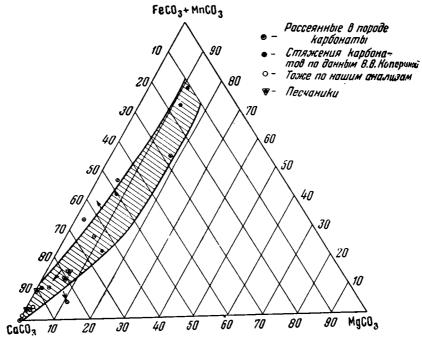






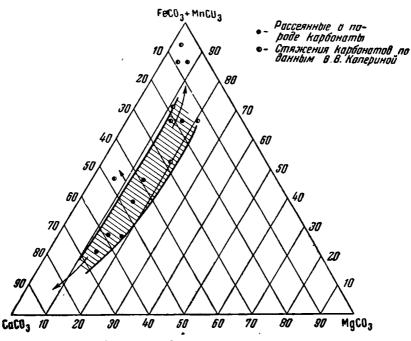
Фиг. 22. Средний химический состав рассеянных карбонатов в породах карагандинской толщи.

диментационным и даже биогенным; но частично эта соль генерировалась и в диагенезе, поскольку, как мы знаем, в осадках карагандинской толщи наблюдаются выветривание и кальцитизация эффузивного материала. В озерах же влажных зон физико-химические условия осаждения CaCO<sub>3</sub>,



Фиг. 23. Состав карбонатов в отложениях сухих равнин.

На этой и на последующих аналогичных диаграммах стрелки указывают характер изменения состава конкреций сравнительно с составом рассеянного карбонатного материала; заштриховано поле рассеянных карбонатов в породах.



Фиг. 24. Состав карбонатов в озерных отложениях.

Таблица 14

Состав карбонатных конкреций в породах карагандинской толщи (в %)

						% от суммы	% от суммы карбонатов	<b>a</b>			
Фация и вмещающая порода	минер. нераств. остаток	A1203	Fe <sub>2</sub> O,	сумма кај бона- тов	CaCO,	MnCO,	FeCO.	MgCO,	мпО силикатн.	FeO силинатн.	мg0 силикатн.
Фация конусов выноса											
Алевролиты Песчаники Аргиллиты	37,26 54,91 57,36	2,82 1,78 5,02	0,51 Her 0,55	51,36 38,34 25,07	98,48 95,46 100	1,52 2,37	1,25	0,92	0,38	2,87 2,08 3,73	0,92 0,50 1,16
Озерная фация в ассоциации с конусами выноса Песчаники	54,64 35,64	2,10	0,09 0,12	36,44 51,71	79,97 95,44	2,52	12,57 1,93	4,88		1,67	0,85 1,49
Фация морского мелководья Алевропаты " Аргаллаты	66,40 56,14 56,00	1,60 2,54 2,15	0,0,0 0,05 0,25	22,78 29,67 29,03	62,38 37,07 77,40	0,192	25,64 51,40 13,26	11,06 9,83 7,96	1 1 1	2,0 2,00 1,85	0,48 1,12 1,05
Алевролиты	53,94 66,45 64,24 60,35	4,55 1,97 6,33 6,33	0,23 0,23	23,28 18,63 22,84 84	10,48 58,95 74,23 84,85	1,65	71,69 24,23 13,53 7,71	15.60 5.82 6.82 6.04		3, 32 3,92 3,92	1,10 1,50 1,50

### Состав конкреций карагандинской толици

(по В. В. Копериной, 1956)

	Сумма карбо-	% от с	уммы карбонат	юв
Конкреции	натов, %	CaCO <sub>2</sub>	MgCO,	FeCO,
Кальцитовые	61,92 63,83 45,35 32,90	89,63 95,90 65,56 64,78	1,50 1,63 8,31 3,64	8,58 1,87 27,27 31,58
Кальцитовые с доломитом	58,45 92,93	87 <b>,7</b> 2 85,35	3,93 10,36	8,29 3,44
Кальцитовые с сидеритом	70,19	47,57	5,14	46,96
Кальцитовые с доломитом	67,07	28,70	17,46	53,77
Сидеритовые	77,46	5,80	8,00	86,90
Сидеритовые с анкеритом	28,88 78,37 82,82 70,43	17,35 4,60 9,82 13,89	10,58 2,87 3,40 20,15	72,03 92,06 86,98 65,23

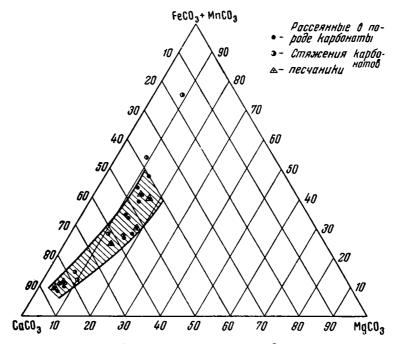
как известно, лишь редко разрешают химическую его садку; роль диагенеза в образовании этой соли в этих случаях весьма значительна.

Таким образом, мы приходим к весьма существенному заключению, что в разнофациальных отложениях гумидных зон рассеянные в породах карбонаты являются в своей основной и решающей части, а порой и целиком, образованиями диагенетическими. Такому заключению не противоречат массы СО<sub>2</sub>, связанной в карбонатах, измеряющиеся обычно 2,5—3,5%. Для генерации таких масс связанной СО<sub>2</sub> достаточно окисления всего лишь 0,6—0,9% органического углерода, что отнюдь не является чем-то чрезмерно большим, судя по величинам остаточного в породах углерода. А так как некоторая часть карбонатов, в частности некоторая доля CaCO<sub>3</sub>, является в большинстве случаев седиментационным образованием, то условия образования остальных карбонатов в диагенезе делаются совершенно реальными.

Очерченный генезис рассеянного карбонатного материала дает возможность без затруднений разобраться в механизме, определяющем его распределение в породах.

Тяготение CaCO<sub>3</sub> к прибрежным песчаным или песчано-алевритовым осадкам древних озер является результатом того, что в этих местах озер, помимо диагенетической генерации карбонатов, имела место также химическая их садка непосредственно из наддонной воды. В глубь озера, по мере перехода к более тонкозернистым осадкам, нижние горизонты водной массы оказывались, как это вытекает из аналогии с современными водоемами, ненасыщенными CaCO<sub>3</sub>, и это обстоятельство исключало (или же резко ослабляло) участие седиментационного кальцита в составе карбонатов осадка. В то же время при переходе от прибрежных песков

к более глубоководным глинам среднее содержание Fe, Mn (и Сорг.) увеличивалось; это создавало повышенные возможности образования в осадках MnCO3, FeCO3 и, благодаря изоморфным замещаниям части углекислого железа на углекислый магний, определяло также повышенные содержания в осадке MgCO3. Так, сочетание разной интенсивности процесса хемогенной (или биогенной) садки CaCO3 из наддонной воды с разной силой



Фиг. 25. Состав карбонатов в отложениях прибрежного мелководья.

диагенетической генерации  $FeCO_3$ ,  $MnCO_3$ ,  $MgCO_3$  обусловило характерное изменение состава рассеянных карбонатов, преимущественно углекальциевых в прибрежных зонах и преимущественно углежелезных в более центральных частях озер с тонкозернистым осадком.

В некоторой степени, однако, тяготение CaCO<sub>3</sub> к более грубозернистым песчаным породам, а FeCO<sub>3</sub> к тонкозернистым глинистым явилось результатом того же диагенеза и, в частности, диагенетического перераспределения карбонатов. Как уже указывалось одним из авторов этой книги (Страхов, 1953; Страхов и др., 1954), в диагенезе происходит потеря СО2 по путям «вентиляции» осадков: из глин в пески и через последние в воду. Вместе со свободной СО2 в том же направлении движутся и растворы бикарбонатов CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>. При падении давления CO<sub>2</sub> рН растет и бикарбонаты быстро осаждаются. При этом FeCO<sub>3</sub> выпадает первым, еще в пределах глинистого осадка, увлекая с собою МдСОз и MnCO<sub>3</sub> (изоморфно замещающие молскуны FeCO<sub>3</sub> в сидерите), но CaCO<sub>3</sub> как более устойчивый при повышенных рН продолжает мигрировать в пески, где, наконец, и выпадает, избыточно накопляясь. Такой механизм обогащения песчаников СаСОз делает понятным накопление его в таких песчаных фациях, в которых седиментационного кальцита не бывает, как, например, в песчаном аллювии низовьев рек и дельт. Добавим, что проходящая через пески, как пути вентиляции. СО2 в ходе диагенеза вызывает в известной мере разложение мало устойчивого к выветриванию эффузивного материала зерен, что также обогащает песчаники карбонатами. В морях ашлярикского и карагандинского времени мы наблюдаем в сущности то же самое, что и в континентальных водоемах, но усиление, по сравнению с озерами химико-биогенной садки CaCO<sub>3</sub> на всей площади морского мелководья, как бы смазывает четкость картины, нивелирует ее, делает слабо выраженной.

Пестрота химического состава рассенных в породах карбонатов, их резкие изменения от одной точки даже однородного петрографически осадка к другой имеют существенно иное происхождение. Они копроцессах перераспределения карренятся в бонатов осадке в ходе диагенеза. Известно, что физико-химическая обстановка в диагенезе характеризуется сильной изменчивостью в разных точках осадка величин рН и Eh, конценотдельных компонентов в иловой воде. Известно также. что условия осаждения разных карбонатных компонентов по тем же показателям неодинаковы; в частности, например, сидерит садится при меньших рН, чем кальцит, а последний при меньших, чем доломит. При наличии пестрой физико-химической обстановки разные карбонаты естественно начинали перераспределяться и садиться в разных точках осадка, при наличии же зародышевых центров в дальнейшем они продолжали стягиваться в эти точки силами собирательной кристаллизации. Так, из первоначально довольно однородного состава рассеянных карбонатов в ходе диагенеза возникало то пестрое их распределение, какое мы сейчас наблюдаем в породах. Этот пестрый состав их как бы фиксирует и в своеобразной форме выявляет пестроту физико-химической обстановки в осадках в стадию их раннего диагенеза.

Нетрудно видеть, что образование карбонатных конкреций является, в сущности, не чем иным, как гораздо более интенсивным и резким выражением тех же тенденц ий к перераспределению карбонатов и их химическому обособлению друг от друга, к химической дифференциации, какие породили пестроту химического состава рассеянных карбонатов. некоторой силе этих процессов перераспределения и дифференциации точки составов конкреций еще укладывались на треугольнике в поле рассеянных карбонатов; при дальнейшем их усилении составы карбонатных конкреций выходили за это поле. При этом ярко наметились две основные тенденции: к обособлению СаСОз за счет освобождения прежде всего от FeCO<sub>3</sub>, с одной стороны, и к обособлению FeCO<sub>3</sub> за счет, возможно, более полного освобождения от СаСО3, с другой; третья тенденция — нарастания MgCO<sub>3</sub> — выражена очень слабо. Эти две основные линии дифференциации солей при конкрецисобразовании показаны на диаграммах стрелками.

Несмотря на одну и ту же принципиальную сущность явлений химической дифференциации при образовании конкреций во всех фациальных типах отложений карагандинской толщи, реальный результат этих процессов был у них все же заметно разным. В фациях сухих равния и наиболее распространенными, по исследованиям В. В. Копериной (1956), оказываются кальцитовые и кальцито-доломитовые конкреции; сидеритовые хотя и встречаются, имеют второстепенное значение. В озерных отложениях всех континентальных свит, напротив, на первое место выступают конкреции сидеритовые и сидеритовникеритовые, доломитовые; кальцитовые же сильно им количественно уступают. В условиях морского мелководья на нашей диаграмме фиксируется образование стяжений, богатых FeCO3, хотя и не столь чистых, как в озерах; судя же по описаниям Е. А. Слатвинской (1954) и Т. А. Ишиной (1955), имеет место также и формирование кальци-

товых стяжений, и оно даже значительно более распространено сравни-тельно с сидеритонакоплением.

Как видим, реальный состав конкреций, возникших в разных фациальных типах отложений карагандинской толщи, действительно оказывается существенно неодинаковым. Чем же вызывается это обстоятельство? Оно кроется в неодинаковости среднего физико-химической среды при диагенезе осадков разной фациальной принадлежности. Пестрота физико-химических условий в осадках по рН и пругим показателям не мешает тому, что средние (или преобладающие) значеэтих показателей в отложениях разного фациального типа обычно явно не одинаковы. Так, бескарбонатным или слабокарбонатным отложениям гумидных озер с повышенным содержанием Сорг, свойственны обычно пониженные значения рН — около 7 и ниже; осадкам периферии засушливой зоны с малым содержанием Сорг. обычно присущи более высокие рН — 7,5—8,1—8,2 и т. д. В морских отложениях с повышенным содержанием органики также развиваются повышенные рН за счет редукции SO4", как известно, подщелачивающей растворы. Эти различия средних характеристик физико-химической среды в осадках разного фациального типа естественно и приводят к тому, что состав главной массы конкреций в разных фациях — обстановках оказывается не одинаковым. В озерных осадках с пониженным рН в итоге начинают доминировать стяжения сидеритовые; в морях и озерах сухих равнин с более высоким рН конкрециеобразование идет главным образом в кальцитовом направлении, подавляя более редко встречающуюся генерацию сидеритовых стяжений. Поведение прочих карбонатных компонентов — MnCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>— определяется, в сущности, поведением двух названных главных и, в частности, контролируется возможностями образования двойных солей с СаСОз и возможностями замещения магнием и марганцем железа в FeCO<sub>3</sub>. Но никогда в фациальных условиях влажных зон не возникает конкреций собственно брейнеритовых или магнезитовых, свойственных осадкам водоемов высокой солености.

# 6. Характерные черты геохимии седиментогенеза и диагенеза карагандинской угленосной толщи

В заключение суммируем вкратце характерные геохимические особенности карагандинской угленосной толщи как целого.

Наиболее существенной ее чертой является, конечно, пестрота распределения элементов между основными петрографическими типами пород; это, так сказать, родовой, формационный признак для карагандинской толщи. Особенно сильно выражена эта пестрота в отложениях конусов выноса и сухих равнин, а также в озерной фации; в осадках морского мелководья пестрота начинает сглаживаться, и на фоне ее проступают уже черты упорядоченного, согласованного распределения элементов; особенно отчетливо видны они у Fe и V, менее ярко, но одинакового смысла, у Cu, Cr, Ni, Mn.

Причинами пестроты распределения элементов являются: слабость выветривания материнских пород на водосборных площадях бассейна, а также весьма малая отсортированность осадочного материала; последняя вызвана очень короткими путями речного переноса его и малой гидродинамической активностью бассейнов, обусловленной малыми размерами озер, мелководьем и островным характером морских бассейнов.

Добавочным фактором, задерживавшим возникновение упорядоченности, была быстрота осадкообразования, сокращавшая время воздействия наддонной воды на возникающий осадок и на сортировку его материала.

Другой характерной, тоже формационной, чертой карагандинской толщи, вытекающей из угленосной природы ее, является некоторая обогащенность этой толщи органическим веществом как в рассеянной форме, так и в концентрированной — в виде углей. Степень обогащения, однако, невелика. Рассеянного Сорг. в толще, как целом, примерно в 2 раза больше, чем в обычных осадочных породах, и примерно такое же количество Сорг. находится в толще в виде углей. Таким образом, суммарное обогащение равно примерно четырехкратному, сравнительно с тем, что наблюдается у обычного типа гумидных осадочных толщ, сложенных песчано-алеврито-глинистыми породами.

Третью важнейшую особенность карагандинской толщи, как отложения гумидной зоны, составляет чрезвычайно важная роль диагенеза в формировании се геохимического облика. В диагенезе возникли не только аутигенно-минералогические формы железа, главная решающая масса заключенного породах карбонатного материала, по-видимому, и весь он целиком. В процессе диагенеза возникло и перераспределение этого материала, обусловившее пестроту химического состава его в разных точках даже одного и того же петрографически и фациально осадка. Эта пестрота химического состава рассеянных карбонатов как бы зафиксировала пестроту физико-химической обстановки в раннем диагенезе осадков. Наконец, в диагенезе же возникли и конкреции, явившиеся результатом локально особо напряженных процессов химического перераспределения и обособления химически разных компонентов, генерированных в процессе диагенеза. По развитию аутигенно-минералогических форм железа в угленосной карагандинской толще выделяются к рас но цвет ная фация, представленная только в отложениях сухих равнин и имеющая в общем второстепенное значение, и сидеритовая (точнее сидеритово-лептохлоритовая) фация, являющаяся главенствующей; пиритная фация отсутствует вообще, что должно быть подчеркнуто. Следует отметить также, что сидеритовая фация в морских породах развивается здесь не только при обычных низких значениях Сорг, меньших 1,5%, но и при значительно больших, что должно быть поставлено, видимо, в связь с особенностями качественного состава органики морских карагандинских пород.

Что касается перераспределения диагенстических минералов и образования их стяжений, то для карагандинской толщи в целом характерно, как впрочем и для многих других угленосных формаций, развитие карбонатных конкреций при резко подчиненной роли пиритных. При этом хотя в отложениях каждой фациальной обстановки могут встречаться, вообще говоря, карбонатные конкреции довольно разного состава, все же существуют характерные и, так сказать, руководящие для данной обстановки их минералого-химические типы. Так, для гумидной озерной фации характерно развитие с и дер и товых конкреций при резко подчиненном значении кальцитовых и анкеритовых; для отложений сухих равнин и конусов выноса — резкое преобладание кальцито вых и анкеритовых конкреций при подавлении сидеритовых; для морских пород — также кальцитовых или кальцито-доломитовых, анкеритовых.

#### Глава III

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Угленосная толща Кузнецкого бассейна принадлежит несколько иным стратиграфическим горизонтам сравнительно с карагандинской; заметно иными оказываются и основные черты ее геохимии. В то же время отличия эти таковы, что они как бы продолжают и развивают тенденции к упорядоченному распределению элементов, наметившиеся еще в отложениях Карагандинского синклинория. Вот почему целесообразно после ознакомления с геохимией угленосной толщи Караганды обратиться непосредственно к рассмотрению геохимических черт и особенностей аналогичных отложений Кузнецкого бассейна.

### 1. Породы угленосной толщи Кузбасса и условия их образования

Кузнецкий бассейн представляет собою межгорную котловину между Салаиром на западе, Алтаем на юге и Кузнецким Ала-Тау на востоке. Северный конец ее опущен и закрыт мезо-кайнозойскими отложениями.

Толща верхнепалеозойских отложений Кузбасса достигает мощности 7000 м и подразделяется на две серии и шесть свит.

- 1. Балахонская серия  $\begin{cases} \text{острогская свита } (C_1) \\ \text{нижнебалахонская свита } (C_2 C_3) \\ \text{верхнебалахонская свита } (P_1) \end{cases}$
- 2. Кольчугинская серия  $\left\{ egin{array}{ll} \mbox{кузнецкая свита } (P_2) \mbox{ ильинская свита } (P_2) \mbox{ ерунаковская свита } (P_2) \end{array} \right.$

К сожалению, литология этих отложений и условия их образования изучены еще слабо, почему палеогеография их рисуется пока в общих чертах.

В ходе образования балахонской серии выделяются два крупных ритма или макроцикла.

Первый макроцикл обнимает острогскую свиту нижнего карбона (намюра) 200—600 м мощности. Как известно, налегает эта свита на размытую поверхность нижневизейских отложений и начинается конгломератовым горизонтом. По данным Т. Н. Процветаловой (1957), нижняя песчаниковая часть свиты, содержащая лишь растительные остатки отложилась в континентальных условиях и представляет собою накопление частью аллювиальных, частью озерных осадков. Затем последовала трансгрессия моря и возникла средняя песчано-алеврито-глинистая пачка с остатками брахиопод (Neospirifer, Striatifera и др.), филлопод, мшанок

(Fenestella, Hemitripa), гастропод, пелеципод и других форм. Заканчивалось отложение острогской свиты вновь в континентальных условиях, иногда приводивших к временному заболачиванию и образованию углистых аргиллитов и тонких прослойков угля, в подошве которых наблюдаются корешки растений. Таким образом, история накопления осадочной верхнепалеозойской толщи Кузбасса начинается волной колебательных движений значительной амплитуды, вначале опустивших прогибниже уровня моря, пришедшего сюда, очевидно, с севера, а потом поднявших его и приведших к господству континентального осадконакопления.

Второй макроцикл, охвативший средний и верхний карбон и нижнюю пермь, представлен нижнебалахонской и верхнебалахонской свитами, вместе взятыми.

Петрографически это огромная (до 2600 м) монотонная толща обломочных пород, главным образом песчаников, алевролитов (крупных и мелких), алевритистых аргиллитов, многократно переслаивающихся в различных сочетаниях; им подчинены пласты угля, часто значительной мощности, а также горизонты карбонатных конкреций. Песчаники нередко известковисты, особенно в нижнебалахонской свите; вверх известковистость убывает. Органические остатки разнообразны. Среди них надо отметить, в первую очередь, остатки морской фауны, встреченные. правда, только в породах нижнебалахонской свиты. Наиболее часты они в мазуровской толще, где представлены криноидеями и пелециподами; в алыкаевской толще остатки морских организмов очень редки (Lingula, Chonetes Flemingi, криноидеи) и обнаружены главным образом в северном Анжеровском районе. Несравненно чаще и повсеместно встречаются отпечатки и сохранившиеся раковины пресноводных пелеципод: Angarodon, Mrasiella, Kinerkaella и др., усоногих раков, червей (Spirorbis), даже насекомых. В верхнебалахонской свите эти остатки пресноводной фауны являются единственно установленными.

Обильны и повсеместны отпечатки папоротников, кордантов и других форм; по большей части это единственный вид органических остатков в породах.

Обстановка отложения осадков нижне- и верхнебалахонской свит была существенно неодинакова. В нижнебалахонское время территория Кузбасса вновь испытала значительное погружение и была покрыта морем. Судя по спорадическому нахождению морской фауны, притом преимущественно на севере, морской бассейн на территории Кузбасса в среднем и верхнем карбоне не существовал непрерывно, но неоднократно то расширялся в южном направлении, то сокращался, стягиваясь к северу и даже уходя за пределы прогиба; в моменты регрессий осадконакопление шло в континентальных, озерно-болотных и речных условиях. Этот режим был весьма близок к обычному режиму паралических угленосных бассейнов, либо даже тождествен с ним. В верхнебалахонское время территория Кузбасса, продолжая оставаться быстро погружающимся прогибом, находились целиком в континентальных условиях. Изучение текстур и структур пород, а также их залегания и органических остатков, произведенное Е. А. Перепечиной (1952) и Г. Ф. Крашенинниковым с сотрудниками (1955), показало, что отложение некоторых комплексов, главным образом песчаных, шло в условиях речных долин, принадлежащих речным водотокам горного типа, сбегавшим с горных хребтов на востоке, юге и западе котловины; другие комплексы песчаников, алевролитов и аргиллитов возникли в условиях крупного озерного водоема, располагавшегося в более внутренних частях котловины Кузбасса, но временами достигавшего и его окраин; не исключено, что это был, по крайней мере временами, не один крупный бассейн, а группа более мелких водоемов; наконец, углистые

аргиллиты, почва угля и сами угли возникли на участках более или менее длительного заболачивания, охватывавшего то окраины котловины, то всю ее или большую ее часть. По вертикали наблюдается обычно последовательность: речной комплекс — болотный — бассейновый; в основании речного комплекса обычны размывы.

Все это придает строению континентальной верхнебалахонской свиты более или менее ясно выраженный циклический характер, сходный с цикличностью паралического типа, но развивающейся на иной фациальной основе.

Третий крупный макроцикл верхнепалеозойского развития Кузбасса охватывает верхнепермское время и представлен мощной (до 4300 м) кольчугинской серией. Она состоит из переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов серого и зеленовато-серого цвета. Песчаники нередко известковисты, а аргиллитам подчинены линзы мергелей и карбонатные, главным образом сидеритовые и анкеритовые конкреции. Фаунистические остатки обильны, но принадлежат исключительно пресноводным пелециподам (Antraconauta, Najadites и др.) и остракодам (виды Darwinula); много разнообразных растительных остатков.

Две нижние свиты — кузнецкая и ильинская — содержат лишь редкие и тонкие нерабочие пласты угля, ерунаковская — многочисленные и мощные угольные пласты.

Континентальный генезис кольчугинской серии в настоящее время не вызывает сомнений, но в деталях трактовки фациальных условий существуют расхождения.

Так, В. И. Яворский и П. Ф. Ли (1956) для всей кольчугинской серии принимают ее образование в огромном, временами частично заболачивающемся солоноватом водоеме. Такое представление, вероятно, отвечает природным условиям эпохи образования кузнецкой и частью ильинской свит, но для ерунаковской требует поправок.

За последние годы все больше укрепляется мнение, согласно которому ерунаковская свита представляет собою полифациальное образование комплекс континентальных фаций, осадки которых сложно перемещаются в разрезе толици. Л. Н. Ботвинкиной (1953) на примере Полысаевского месторождения выделены следующие группы фаций: І — речные, включающие осадки руслового аллювия и отложения поймы; II — з астойных водоемов и торфяных болот, а также переходных образований между ними; III — бассей новые, куда входят: а) осадки малоподвижного мелководья, отлагавшиеся в условиях полуизолированных медких заливов, непосредственно близ береговой линии низкого заболоченного илистого берега (в илах этой зоны жили пелециподы); б) осадки подвижного мелководия — алевролиты и пески, возникавшие в более открытой части бассейна, в условиях слабых волнений и периодически возникавших течений, иногда сменявшихся периодами покоя водной среды; в) осадки внутрибассейновой фации — глинистые породы, отлагавшиеся еще дальше от берега и на больших глубинах, где в придонной части отсутствовали как течения, так и волнения, и оседал только тонкоотмученный, чисто глинистый материал, а из растений — лишь изредка заносимые ветром тонкие листочки. На Полысаевском разрезе. по мнению Л. Н. Ботвинкиной, преобладают речные отложения. Породы бассейновой группы имеют подчиненное значение, составляя менее 20%. (по мошности).

Несколько иначе трактует фациальную обстановку отложения тех же пород В. В. Коперина (1949), изучавшая их на примере Каргайлинского месторождения. Основную массу пород этого пункта она относит к озерной (бассейновой) фации, но помимо того выделяет еще наземную-

и подводную дельтовую фации. «К наземной фации относятся угли, поскольку они имеют признаки автохтонного происхождения, а также подстилающие их пласты породы (часто не превышающие по мощности 1 м), в которых можно заметить признаки существования в наземных условиях (следы многочисленных мелких корешков, исчезновение слоистой текстуры, появление текстуры комковатой, исчезновение карбонатов вследствие выщелачивания их почвенными процессами). В фацию подводной дельты выделяются условно песчанистые породы (песчанистые алевролиты и песчаники), периодически появляющиеся среди пород озерной фации. Обычно эти породы с резким контактом или небольшим размывом лежат на подстилающих породах озерной фации, в верх же по напластованию постепенно переходят в глинистые озерные отложения. Как слоистость, так и механический состав этих пород говорят о формировании их в условиях течения. следовательно можно предполагать речные русловые или дельтовые условия их образования. Однако, ряд признаков (широкое распространение по площади этих песчаных горизонтов, отсутствие следов пойменных отложений, отсутствие галечникового материала в основании песчаных **горизонт**ов. — H. C.) заставляет отказаться от предположения об их речном генезисе» (Коперина, 1949, стр. 125) и склониться к их дельтовому происхождению.

Несмотря на указанные расхождения во взглядах исследователей, можно, по-видимому, принять, что в начале кольчугинского макроцикла на территории Кузнецкой котловины господствовали условия, благоприятные развитию крупного озерного водоема, заполнявшего большую часть котловины, в конце же этого макроцикла (в ерунаковское время) сформировался ландшафт озерно-болотный с серией малых озер и большим развитием аллювиальных и дельтовых накоплений. Во все верхнепермское (кольчугинское) время колебательные движения мелкого масштаба обусловливали изменения ландшафта то в сторону увеличения размеров озерного бассейна (или бассейнов) на площади котловины, то в сторону сокращения водоемов и развития конусов выноса рек, сбегавших с горных сооружений, окружавших котловину, и заболоченных низин. Отсюда строению кольчугинской серии, так же как и балахонской, присуща более или менее резко выраженная цикличность того же типа, что и в балахонских отложениях.

Параллельно общему прогибанию Кузнецкого прогиба происходило, видимо, и некоторое его площадное сокращение, подобное тому, что мы видели в Карагандинском синклинории. Вместе с тем, горные сооружения, окаймлявшие впадину с запада, юга и севера, в ходе времен становились все более геоморфологически выраженными, приподнятыми, что сказывалось в усилении денудации и соответственно в ускорении осадконакопления. Если за намюр накопилось всего 200 м пород, а за период С2 + С3 + + Р1 — 2600 м, то за одну верхнепермскую эпоху — около 4300 м.

Обращаясь к более подробной характеристике вещественного состава верхнепалеозойских отложений Кузбасса, отметим, прежде всего, что терригенный материал в песчаниках и алевролитах отличается, как и в Караганде, своей ясно выраженной полимиктовостью. На это обстоятельство впервые было обращено внимание В. П. Батуриным, после чего оно было подтверждено всеми последующими литологами, изучавшими породы Кузбасса.

При общей однотипности петрографической характеристики кузбасских и карагандинских пород, между ними существуют и некоторые характерные и для нас важные отличия.

Одно из них это общее понижение в составе терригенного, в частности песчаного (и крупноалевритового), материала обломков пород и полевых шпатов и увеличение роли кварца. По данным В. И. Яворского и П. Ф. Ли (1956), песчаники нижнебалахонской свиты имеют в среднем такой состав: кварц — 29%, полевые шпаты — 27%, обломки пород — 44%; песчаники верхнебалахонской свиты: кварц — 18%, полевые шпаты — 12%, обломки породы — 70%. По  $\Gamma$ . Ф. Крашенинникову (1955). состав нижней и верхней балахонской свит в общем достаточно однообразен и характеризуется резким преобладанием обломков пород (преимущественно эффузивов, кислых и основных), количество которых составляет 50-60% от общего числа зерен. На втором месте стоят зерна кварца, составляющие около 25%; в подчиненном количестве встречаются полевые шпаты, зерна кварцитов и микрокварцитов и разнообразные, сильно разложенные зерна, ближе не определимые. Интересно, что обломочные породы северных частей котловины (Бирюлинский, Анжерский районы) отличаются большим количеством кварца сравнительно с одноименными породами юга; иногда кварц оказывается даже абсолютно преобладающим (в шлифе). Сходный состав имеют и породы кольчугинской серии, в частности подробно изученные В. В. Копериной (1949) срунаковские породы Каргайлинского месторождения. «Кварц, - пишет она, составляет 20-35% зерен, часть которых имеет облачное погасание. Калиевые и натриевые полевые шпаты содержатся в количестве 15-25%. Преобладает калиевый шпат, причем некоторые зерна показывают ясную микроклинную решетку. Часть зерен полевых шпатов сильно разрушена серицитизирована, пелитизирована или замещена карбонатом, но много и совершенно свежих, водянопрозрачных зерен. Обломки кремнистых пород и халцедона составляет до 25%, глинистых пород — до 20%. Значительно реже встречаются обломки эффузивов (средней основности), микропегматита, слюдистых метаморфических пород, пластинки мусковита, хлорита и обломочные зерна кальцита» (стр. 114).

Что касается минералов тяжелой фракции, то их состав не богат. В балахонской свите определено до 20 минералов в общем тех же, что и в отложениях Карагандинского синклинория, а именно: циркон, турмалин, гранат, апатит, анатаз, брукит, пироксены, силлиманит, пикотит, эпидот, цоизит, корунд, кианит, роговая обманка, тремолит, флогопит, хлорит, мусковит; кроме того, в большом количестве (до 50—60% всей тяжелой фракции) присутствуют черные рудные минералы, главным образом ильменит, лейкоксен, пирит, гидрогётит; большинство из них, однако, не терригенные, а аутигенные (пирит, лейкоксен). Тот же состав тяжелых минералов присущ и кольчугинской серии, как об этом можно судить по данным для ерунаковских пород. При общности набора минералов отдельные свиты характеризуются особо резким развитием некоторых минеральных видов сравнительно с другими, но это обстоятельство не меняет общей терригенно-минералогической характеристики верхнепалеозойских пород Кузбасса.

Чтобы оценить степень сходства и различия состава обломочных пород Караганды и Кузбасса, напомним, что в карагандинских породах содержание кварца редко превышает 10%, в среднем же его всего 3—5%; в кузнецких породах — кварца 20—35%, а иногда и больше; соответственно уменьшается роль обломков пород, оосбенно эффузивных, в составе зерен.

Полимиктовость пород кузнецких явно меньше полимиктовости пород карагандинских. Чем же обусловлено это обстоятельство?

Причиной его могло являться некоторое различие в составе размывасмых на водосборных площадях пород; в частности, увеличение роли среди них осадочных образований могло бы повлечь за собою возрастание роли кварца в составе обломочных осадков Кузбасса. Однако, сопостав-

ляя данные по составу обломков пород в песчаниках Караганды и Кузбасса, можно убедиться, что, как раз наоборот, именно в Караганде гораздо больше следов переотложения осадочных накоплений сравнительно с Кузбассом; в Караганде они составляют от 10 до 30% всех обломков пород (см. гл. II), в Кузбассе же нередко едва улавливаются. Таким образом, причина меньшей полимиктовости кузбасских пород лежит не в большем развитии осадочных образований в составе размываемых водосборных площадей, а в чем-то ином.

Нам представляется, что решающим фактором в данном случае была большая интенсивность химического выветривания на водосборных площадях Кузбасской котловины сравнительно с водосбором Карагандинского синклинория. В связи с этим нельзя не обратить внимание на различное положение обоих седиментационных участков внутри единой северной зоны влажного климата.

И Карагандинская и Кузнецкая котловины располагались по южной периферии этой зоны, невдалеке от зоны засушливой. Но кузнецкая впадина находилась все же в заметно большем отдалении от зоны аридной, чем карагандинская: в ней нет вовсе ни красноцветных накоплений, ни отложений сухих равнин (даже с гипсом), как это мы видели в верхних континентальных свитах Караганды. Иначе говоря, при разнообразных колебаниях в обе стороны границы влажной и аридных зон территория кузнецкой впадины постоянно оставалась в пределах полосы гумидной, тогда как Карагандинский синклинорий многократно, хотя и на непродолжительным обе время, входил в самую периферическую часть аридного пояса, а закончилось отложение карагандинской толщи длительным нахождением синклинория в этом поясе (шаханская свита).

Это различие в климатической ситуации — при довольно близких геоморфологических условиях — не могло не сказаться на интенсивности процессов выветривания материнских пород, которые на водосборной площади Кузнецкой котловины развивались хотя и не сильно, но, вероятно, все же несколько сильнее, чем на водосборе Карагандинского синклинория. Одним из результатов усиления выветривания является понижение полимиктовости и увеличение роли кварца в составе минеральных зерен обломочных пород.

Чрезвычайный интерес представляет сортированность обломочных пород Кузбасса.

Г. Ф. Крашенинников (1955), изучивший очень большое число образцов пород балахонской серии из самых разных районов Кузбасса, пришел к выводу, что крупнозернистые и среднезернистые песчаники сортированы плохо; в них много примеси как более крупных гравийных частиц, так и более тонкозернистого материала. Мелкозернистые песчаники, напротив, обычно сортированы хорошо, а иногда и очень хорошо. В алевролитах сортировка ухудшается. Породы кольчугинской серии, в частности ерунаковской свиты, также отличаются, по данным В. В. Копериной (1949), умеренной и нередко даже плохой сортировкой. В песчаниках собственно песчаная фракция составляет около 50%, алевритовая свыше 30% (до 35—38%), пелитовая около 15%. Алевролиты представляют смесь крупноалевритовой, мелкоалевритовой и пелитовой фракции в близких количествах. В песчанистых алевролитах, кроме того, имеется в небольших количествах фракция частиц >0,1 мм в диаметре. Таким образом, алевролиты представляют собою осадки плохо отсортированные. Лишь аргиллиты центральных частей бассейнов можно назвать осадками отсортированными хорошо; но они встречаются в разрезе редко.

При сопоставлении этих данных с тем, что известно о породах карагандинских, получается впечатление, что в Кузбассе обломочные континентальные осадки хотя и не отличаются высокой сортировкой, но все же в делом сортированы лучше, чем континентальные же отложения Караганды.

Такие соотношения не случайны. Размеры седиментационной площади в Караганде в начале отложения континентальных свит немногим превосходили современный синклинорий и составляли в длину несколько больше 100 км и в ширину 30-40 км. а в конце селиментационного периода были даже много меньше этих величин. В Кузбассе во все время накопления верхнепалеозойских осадков протяженность площади седиментации по длинной оси котловины была заведомо больше 250—300 км, а по ширине больше 120-150 км. При этом главная часть площади в период отложения балахонской серии и низов кольчугинской бывала нередко занята единым пресноводным бассейном типа современного Ладожского озера или даже больше него. В другие моменты единый водный бассейн исчезал, сменяясь несколькими меньшими, но достаточно все же крупными. Во всяком случае следы «бассейновых отложений», принадлежавших крупным озерным водоемам, никогда из разреза не исчезали и отмечаются всеми исследователями угленосных отложений Кузбасса. Соответственно большим размерам водоемов, вероятно, увеличена была против Карагандинской и водосборная площадь Кузнецкой котловины. Но увеличение длины континентального переноса, а также площади водоема — и значит его гипродинамической активности — всегла и неизбежно сказываются на некотором усилении переработки бассейном поступающего в него осадочного материала, в частности на улучшении его сортировки. Эта закономерность хорошо видна в современных водоемах (Страхов и др., 1954); несомненно, она действовала и в водосмах древних; именно ее действие и обусловило некоторое улучшение сортировки обломочных пород (в частности песчаников) Кузбасса сравнительно с караган-

Резюмируя, следует признать, что в верхнепалеозойское время в условиях осадконакопления на территории Карагандинской и Кузнецкой котловин было много общего, что обусловило сходный во многом тип угленосных отложений. Но имелись и характерные отличия. На водосборных площадях Кузнецкой котловины химическое выветривание материнских

Таблица 16 Распределение геохимически исследованных образцов по фациям и типам пород

Свита и фация	Песчаники	Крупные алевролиты	Мелкие алевролиты	Аргил ли <b>ты</b>
Ерунаковская свита				
Русловая фация	11	1	_	<u> </u>
Пойменная »	11	5	1	
Фация застойного озера	_	6	6	11 3 8
Почва угля		18	-	ာ ရ
Фация открытого озера	"			
Кемеровская толща	•			
Гл. обр. бассейновые фации	29,	2	1	15
Алыкаевская толща	<b>}</b>		1	}
Гл. обр. бассейновые фации Бирюсинский и Анжеровский			<del>'</del>	
районы	12	1	3	6
Чумышский район	6			7
Сумма	74			50

пород было развито сильнее, чем на водосборе Карагандинского синклинория. В то же время, благодаря большим размерам водоемов Кузбасса, сортировка их обломочных осадков оказывалась несколько лучшей, чем в Караганде. Оба эти отличия, мало заметные на первый взгляд в общем петрографическом облике пород, весьма характерно и отчетливо сказались, как увидим, в их геохимическом облике.

Материалы, использованные в настоящей работе, относятся к двум тол-



Фиг. 26. Районы взятия образцов из балахонской серии Кузбасса.

1 — Анжерский; 2 — Бирюлинский;
 3 — Кемеровский; 4 — Чумышский;
 5 — Шуштулепский; 6 — Томь-Усинский;

щам балахонской серии — алыкаевской и кемеровской, и к одной свите кольчугинской серии — ерунаковской. Ограничение исследования только этими свитами, без вовлечения в работу всего разреза угленосных отложений, подобно тому, как это было в случае толщи карагандинской, определялось достаточной фациальной однотипностью этого разреза, в части залегающей на острогской свите; отличия касаются лишь деталей. Естественно было ожидать и однотипности геохимической, что и подтвердилось в результате работы. Кроме того, проанализировать даже с минимальным подбором образцов весь разрез угленосной толщи для нашей лаборатории не представлялось возможным. Все это и определяло выборность объектов исследования. Всего было проанализировано 199 образцов (табл. 16); размещение их на площади бассейна показано на фиг. 26.

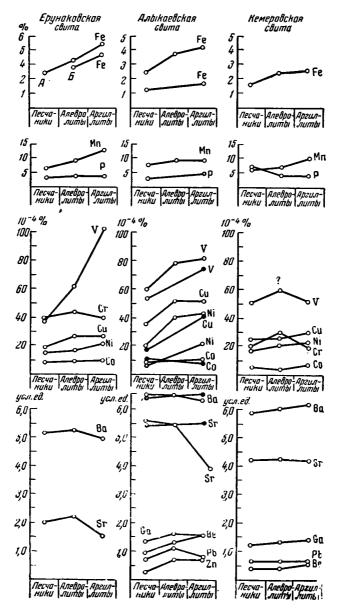
#### 2. Распределение элементов в породах угленосной толщи Кузбасса

В табл. 17 собраны средние величины определений тех же 14 элементов, какие изучались в карагандинской толще (фиг. 27).

Рассмотрение приведенных цифр позволяет установить несколько существенных фактов. Главным из них является ясно выступающая у п о р яд о ч е н н о с ть и л и с о г л а с о в а н н о с ть в р а с п р е д е л е н и и э л е м е н т о в. Она заключается в том, что в значительном большинстве случаев в ряду пород: песчаники — алевролиты — аргиллиты содержания элементов растут от первого члена ряда к последнему, т. е. по мере измельчения слагающих породу частиц. Отклонения от этого правила относительно немногочисленны и наблюдаются всего в 14 из 56 трехчленных рядов; к тому же сами отклонения обычно нерезко выражены и стоят у порога чувствительности метода.

Распределение элементов в породах Кузбасса, следовательно, явственно отличается от того, какое свойственно угленосной толще Карагандинского синклинория. Для последней, как было показано в предыдущей главе, характерна и естрота картины распределения; лишь в морских ашлярикской и нижнекарагандинской свитах у ряда элементов начинает явно проступать упорядоченность, выражающаяся в постепенном нарастании их процентного содержания от песчаников к алевролитам и аргиллитам. В породах Кузбасса эта упорядоченность становится правилом, от которого имеется относительно неменого нерезких отклонений. Прогресс упорядочения в породах Куз-

нецкого бассейна выражен настолько, что эти отложения следует, как нам кажется, выделять в особый геохимический тип—упорядоченного распределения элементов.



Фиг. 27. Распределение элементов в угленосных отложениях Кузбасса (в % от породы).

**А** — озерные отложения крупных бассейнов; *Б* — отложения вастойных бассейнов.

Как будет показано ниже, этот тип широко распространен среди отложений гумидных зон вообще. При этом, однако, сам «характерупорядоченности значительно видоизменяется в зависимости от кенкретных физико-географических условий отложения той или иной

Распределение элементов в породах Кузбасса

Толща, свита и порода	F.	Mn	d	>	5	Cu	ī	8	Ba	Sr	Be	Ga	Pb	Zn
		% в				В 10-4%					в условны	условных единицах		
Алыкаевская толща					·									
а) Бирюсинский и Анжеровский районы Песчаники		0,770	ı	61	ı		21,0		7,08	5,58	0,96	1,58	<0,69	0,25
Алевролиты	3,90 4,26*	0,094 0,093	11	8 80	1 1	53,0 53,0	41,0	10,0	7,08	4,92 3,83	1,31	1,54	1,11	0,69 0,66
б) Чумышский район Песчаники	1,39**	0,03** 0,420 0,050 0,046	0,420	55	[ ]	17,0	88,0 23,0	11,0	6,83	4,83	0,58	2,00	0,58	0,16 0,36
Немеровская толща Песчаники	1,77 2,62	0,070	0,088	51 60 53	20,0 29,6	25,5	17,0 20,7	5,0 3,6	5,76 5,95	4,24	0,60	1,15	<0,31 0,32 0.50	1 1 1
Аргиллиты			0,024	38 64 103	24,0 39,0 44,0 40,0	<del></del>	22,0 22,0		5,11	2,04 2,22 1,55	2, 7, 7, 7, 7, 8, 9, 1, 9, 9, 1, 9, 9, 1, 9, 9, 1	8,7,7,8	71,00	

В безуглистых аргаллитов 5,08 %, в углистых — 4,09 %.
 Учтены лишь мало карбонатные пестаники, так как сильно карбонатные являются конкреционными.

толщи; иначе говоря, существует несколько ясно различимых модификаций упорядоченного типа. Модификация, представленная в породах Кузбасса, отличается от других модификаций тем, что в ней, в опервых, упорядочение еще не дошло до своего логического конца и в распределении элементов еще сохраняется некоторый (небольшой) элемент пестроты, и тем, в о-вторых, что разность между минимальными содержаниями элементов в песчаниках и максимальными в аргиллитах незначительна по величине; часто она совсем ничтожна и едва улавливается, так что кривая на диаграмме (фиг. 27) приближается к прямой, параллельной оси абсцисс. Учитывая это, кузнецкую модификацию упорядоченного распределения элементов следует называть н и в е л и р о в а н н о й и л и с г л а ж е н н о й, в отличие от описанных ниже к о н т р а с т н о й и д р у г и х м о д и ф и к а ц и й.

При построении и анализе табл. 17 мы оперировали разными петрографическимим типами пород вне зависимости от того, принадлежат ли они открытому бассейну или застойному озеру, либо реке, русловому и пойменному аллювию, объединяя, таким образом, отложения всех этих частных наземных фаций в единую группу континентальных пресноводных отложений. Представляется, однако, важным проверить, насколько правильно в данном случае такое объединение и насколько близко в частных фациях картина распределения элементов следует общей схеме? С этой целью в табл. 18 отложения ерунаковской свиты охарактеризованы более дробно по названным выше частным фациальным арсалам.

Цифры свидетельствуют, что в распределении Fe, Mn, P строго выдерживается одна и та же классическая схема; в группе V, Cr, Cu, Ni, Со дело обстоит, в сущности, также; наблюдаются отклонения, что и естественно, но никаких специфических черт, характеризующих отдельные фациальные ареалы, в отличие от других, все же не получается.

Озерные осадки вместе с отложениями дельт и нижних частей рек характеризуются одной общей схемой упорядоченного сглаженного типа.

Посмотрим теперь, какие же обстоятельства вызвали появление этого типа? Как известно, геохимики обычно ищут причины различного поведения элементов в их химических свойствах. В данном случае, однако, этот привычный методический подход оказывается бесполезным, ибо одинаковую картину распределения показывают элементы со значительно разными свойствами. Особенно наглядно видно это на примере алыкаевского горизонта в Чумышском районе, где все элементы кроме двух (галлия и кобальта) неизменно показывают рост содержаний от песчаников к аргиллитам; близка к этому картина и в срунаковской толще, где из 14 элементов лишь три — Cr, Ва и Sr — не укладываются в общую схему. Но и в тех случаях, когда появляются отклонения от этой схемы (например, аномально высокое содержание элемента в алевролитах или аномально низкое в аргиллитах), их показывают столь разные по химическим свойствам элементы (см., например, кемеровскую свиту), что апелляция к разнице их химической природы и здесь оказывается неоправданной. Во всех конкретных случаях разнобоя в поведении элементов чисто химический подход не дает удовлетворительного истолкования; с этой точки зрения материал по Кузбассу также необъясним, как необъясним был ранее материал по Караганде.

Такая ситуация вновь заставляет обратиться к тем принципам фациально-геохимического истолкования, какие были изложены в предыдущей главе и применялись уже к карагандинскому материалу.

Причина появления упорядоченного распределения элементов в породах Кузбасса заключается, как нам кажется, в двух обстоятельствах.

18 Таблица

Zn

Pb

\ \ 1,0 0,1 условных единицах ۸ 1,0 ^1,0 ∧ 0,1 0,1 0,1 Ga 0,62 1,0 \\_1,0 \\_1,0 0,1 0,1 0,0 0, 1,0 Be Распределение влементов по фациальным группам отложений ерунаковской свиты 2,202,602,00 2,20 2,331,75 2,50 $\mathbf{Sr}$ 5,30 5,40 5,00 5,00 5,00 4,40 5,0 Ba 16,0 19,0 4,5 0,920,0  $^{2,6}$ ပ္ပ 1 26,0 17,0 5,6 19,0 18,0 29.0 Z в 10-4% 33 32 23 34 34 34 17 8 5 బె 48,0 30,7 37,0 33,0 46,0 47,0 37,0  $\dot{c}$ 1 75 58 96 50 35 61 1 45 9 88 121 ۲ 0,026 0,030 0,032 0,130 0,038 0,050 0,020 0,031 0,110 0,023 0,064 | 0.028 0,100 0,034 1 0,070 0,065 0,082 0 110 0,088 Mn \* 2,13 2,43 4,45 2,61 4,51 Fe мелкие. . . . Фация застойного бассейна Русловые песчаники.... алевролиты крупные Пойменные песчаники . . . . алевролиты крупные Фация открытого овера Фация и природа Речная фация мелкие. Алевролиты крупные Алевролиты крупные IN JUTE Песчаники

1 - 1

9,0

∴ 1,0

1,0

1,83

5,665,27

6,0

17,0 19,0

] - [

0,036

0,070

3,18

мелкие....

0,110 0,038

3,67

Аргилиты . . . . . . .

1,91

7,0

0,45

Прежде всего, в некотором усилении процессов химического выветривания материнских пород на водосборных площадях и, соответственно, в уменьшении степени полимиктовости песчано-алевритового материала и в возрастании в нем кварца. В связи с этим в песчаной фации осапков уменьшилось количество обломков пород, а вместе с ними убыли и содержания всех элементов, независимо от их химических свойств. Этот процесс сопровождался другим, коррелятивно с ним связанным, -- ростом содержаний всех элементов в тонкозернистых глинистых породах. Это и естественно, ибо освобождающиеся из алюмосиликатных и других минералов материнских пород элементы захватывались тончайшими глинистыми частицами и сорбировались на них. Так, усиление химического выветривания на водосборных площадях Кузнецкой котловины неизбежно приводило к сдвигу масс элементов из песчаных осадков в глинистые. Подчеркнем, что сдвиг этот, по самому механизму своему, о хватывал Fe, Mn, Ривсе малые элементы, независимо от их химических свойств, хотя и былразной силы у разных элементов. Тем самым вырабатывался упорядоченный тип распределения с более или менее однообразным возрастанием содержаний элементов от песчаников к глинам.

В том же направлении действовало некоторое улучшение сортировки осадочного материала в консчных водоемах стока, благодаря их большим размерам и возросшей гидродинамической активности.

Дело в том, что при плохой сортировке осадочного материала в песчаных осадках застревает много тонких частиц и это содействует сохранению высоких содержаний элементов в грубозернистых породах. При улучшении сортировки песчаные осадки лишаются большей части тонких фракций; содержание всех элементов в них соответственно убывает, а в тонкозернистых, более удаленных от берега отложениях коррелятивно возрастает. Все это дополнительно способствует увеличению содержаний элементов по мере измельчения частиц осадка и одновременно оформлению упорядоченного типа их распределения, ибо сортирующая деятельность воды охватывает все элементы, в большей или меньшей степени сорбированные на мицеллах глинистых минералов.

Так, под совокупным влиянием усиливающегося химического выветривания пород на водосборных площадях и усиливающейся сортировки осадочного материала в конечных водоемах стока в осадках угленосной толщи Кузбасса возникает согласованный тип распределения элементов с возрастанием процентных содержаний их от грубозернистых пород к тонкозернистым. Резкие отличия этого типа от пестрого, свойственного угленосным отложениям Карагандинского синклинория, очевидны.

Однако, как указывалось, процесс нивелировки профилей распределения в Кузбассе еще не дошел до своего логического конца, до охвата в равной мере всех элементов. У одних из них (Fe, Mn, P, V) этот профиль обозначился уже совершенно отчетливо и проявился во всех изученных образцах, у других (Сu, Ni, Co, Ga) менее ярко, так что кривая приблизилась к прямой, параллельной оси абсцисс; а у некоторых (немногих) элементов (Сr, Ba, Sr) распределение продолжало оставаться еще пестрым. Но амплитуда отклонений стала, как правило, небольшой, и пестрые профили, сглаживаясь, явно стремятся к прямой с тем, чтобы затем, очевидно, превратиться в классическую кривую постепенного подъема от песчаников к аргиллитам.

Причину незавершенности упорядоченного типа распределения в породах Кузбасса надо видеть в недостаточной силе воздействия обоих факторов, созидающих этот тип, и, прежде всего, в недостаточной силе химического выветривания. Действительно, разные элементы входят в состав

разных минералов, обладающих неодинаковой способностью к разрушению при химическом выветривании. При недостаточной силе этого выветривания разная стойкость минералов сказывается отчетливо и является причиной разной дальнейшей судьбы элементов. Те из них, которые гнездятся в легкоразрушаемых минералах, уже и в этих условиях перейдут в раствор и будут сорбированы глинистыми частицами: у них имеются возможности к выработке упорядоченного типа распределения. Но элементы, сидящие в устойчивых минералах, останутся в составе кластических частиц; их поведение будет непохоже на поведение элементов первой группы (уже упорядоченных); это обстоятельство и создает пестроту в общей картине распределения элементов. При все еще небольшой силе химического выветривания на водораздельных площадях Кузнецкой котловины, неудивительно, что в распределении элементов еще сохранилась известная пестрота. Даже у тех элементов, у которых упорядоченность выработана, — Fe, Mn, P, V, Co, Ni, Cu, Ba, Be, Ga, — иногда проскакивают случаи отклонения от «нормы», правда редкие. Доведение упорядоченного типа до логического конца мы увидим ниже, на примере Донецкого бассейна.

## 3. Органическое вещество в породах Кузбасса

В табл. 19 сведены данные по содержанию в породах органического углерода, как показателя суммы заключенного в них органического вещества.

 $\begin{tabular}{ll} $T$ аблица 19 \\ \begin{tabular}{ll} $P$ аспределение $C_{OPP}$. В породах угленосной толщи Кузбасса (в %) \\ \end{tabular}$ 

Свита и фация	Песчаники	Алевролиты крупные	Алевролиты мелкие	Аргиллиты	Углистые аргиллиты
Ерунаковская свита Русловая фация Пойменная фация Фация застойных бас-	1,40 2,13	1,44 1,76	0,86		
сейнов (болотная)	1,1_	0,96 — 1,27	1,30 - 1,36 1,76	1,74 - 1,85 3,90	15,2 20,40 
Кемеровская толща	0,28 0,5	-	1,76 1,69	3,90 3,26 2,78	15,35 12,07
о) зумышский район.	0,0		_	2,78	12,07

Как видим, распределение  $C_{\rm opr.}$  между петрографическими типами во всех фациальных обстановках, исключая русло и пойму, обычное: минимум органического вещества приходится на грубозернистые пески, больше его в алевролитах и максимум в аргиллитах, особенно углистых. В русловых отложениях заметного повышения содержания  $C_{\rm opr.}$  при переходе от песчаников к алевролитам не отмечается; в пойменных же отложениях мексимум сосредоточивается даже в песках, а по мере уменьшения крупности зерна осадка содержание  $C_{\rm opr.}$  падает. Причиной является общензвестное прихотливое распределение растительных обрывков в аллювии, благодаря которому докально может реализоваться и обычная картина размещения органического вещества (с нарастанием  $C_{\rm opr.}$  от грубозернистых осадков к тонкозернистым) и картина, прямо противоположная ей;

с последним случаем, очевидно, мы имеем дело в нашем материале по аллювиальным породам Кузбасса.

При изучении цифр табл. 19 бросается в глаза общее повыше нное содержание органического углерода. в аргиллитах (исключая углистые) оно в два-три раза превышает обычный кларковый уровень для этого типа пород; в группе алевролитов превышение еще выше, а в группе песчаников достигает 7—10 раз против кларкового уровня. Угленосная толща Кузбасса в целом, следовательно, отличается заметным накоплением в породах органического вещества, причем особенно сильно оно выражено в грубозернистых фациях речного комплекса. Речные долины, видимо, изобиловали зарослями кордантов, плауновых и папоротниковых растений, обрывки листьев и ветвей которых наполняют аллювиальные пески и алевролиты. Такой же детритус свойствен и бассейновым песчано-алевритовым отложениям, но в тонких алевролитах и аргиллитах наряду со скоплениями остатков листьев все больше концентрируется тонкодисперсная аморфная органика. Она возникала частью в результате осаждения из воды бассейна растворенных органических веществ, частью же за счет глубокого разложения (остудневания) мягких растительных тканей.

К сожалению, отсутствие подсчетов абсолютных масс Сорг. порознь в песчаных, алевролитовых и аргиллитовых породах в изученных частях балахонской и кольчугинской серий делает невозможным количественное (цифровое) сопоставление органического углерода, находящегося в рассеянной форме и в виде угольных пластов. Учитывая, однако, что общий коэффициент угленосности ерунаковской свиты 4,4, а балахонской серии даже 5,5, можно думать, что роль углей в накоплении общей органической массы в Кузнецком бассейне не ниже, чем в Карагандинском синклинории.

В целом же обогащение органическим веществом пород кузнецкой угленосной толщи по сравнению с неугленосными толщами гумидных зон возможно даже выше, чем в Карагандинском бассейне.

# 4. Формы железа в породах Кузбасса

Данные о балансе форм железа в отложениях, изучаемых угленосных толщ, сведены в табл. 20, а в табл. 21 эти же величины выражены в процентах от валового содержания железа.

Обращают на себя внимание несколько важных обстоятельств. Прежде всего, конечно, отсутствие образдов с более или менее выраженной красной окраской, свидетельствующей о сколько-нибудь заметных массах в породе окиси или гидроокиси железа. Очевидно, вся гидроокись железа в ходе диагенеза была восстановлена, и таким образом, все реакционно-способное железо перешло в закисную форму; в этом — существенное отличие пород угленосной толщи Кузбасса от карагандинской, где первичные гидроокисные формы железа еще сохраняются в отложениях сухих равнин. Другая характерная черта пород Кузбасса состоит в том, что восстановленное железо в подавляющей своей массе (почти целиком) находится в карбонатно-хлоритовой форме (фиг. 20); содержания пирита ничтожны, он обычно едва улавливается анализом и составляет всего 1-5% от налового содержания железа. И это несмотря на заметно повышенные, а порою даже высокие, содержания органического вещества. Даже в углистых аргиллитах при среднем содержании Сорг. 12,5—16,28% количество пирита находится на уровне всего 0.14% (в обоих случаях) или иначе 3.4-7.6%от валового железа. Интересно, что ничтожное содержание пирита в породах Кузбасса ассоциируется с малой сернистостью кузнецких углей, которая, по данным А. З. Юровского (1948), колеблется в пределах 0,20—

		. , ,	•				
Свита и порода	Fе <sub>вал.</sub>	Fе <mark>пир.</mark>	Fe <sup>н</sup> Cl	Fе <sub>обл.</sub> ÷ + Fе <sub>НС1</sub>	С <sub>орг.</sub>	Сорг., пошед- ший на редун- цию	С <sub>орг.</sub> первичн.
Ерунаковская свита Песчаники Алевролиты крупные мелкие . Аргиллиты Кемеровская толща	2,19 2,83 3,60 3,89	0,555 0,065 0,075 0,063	1,79 2,54 3,11 3,38	0,40 0,04 0,47 0,51	1,59 1,29 1,28 1,83	0,54 0,62 0,75 0,80	2,13 1,91 2,03 2,63
Песчаники	1,77 2,62 2,72	0,036 0,022 0,081	1,09 1,75 2,40	0,64 0,85 0,24	1,15 1,76 3,90	$\begin{bmatrix} 0,27 \\ 0,40 \\ 0,60 \end{bmatrix}$	1,42 2,16 4,50
Алыкаевская толща (Барзасский и Анжерский гайоны)							
Песчаники	2,52 3,90 5,08 4,09	0,020 0,030 <sup>1</sup> 0,035 0,140	1,91 2,72 3,18 3,86	0,59 1,15 1,86 0,09	0,28 1,69 3,25 15,35	0,44 0,62 0,74 0,93	0,72 2,31 3,99 16,28
Чумышский район Песчаники Аргиллиты	1,39 1,81 1,85	0,010 0,100 0,140	1,07 1,26 1,40	0,31 0,45 0,31	0,50 2,78 12,07	0,25 0,37 0,43	0,75 3,15 12,50

(в % от породы)

Таблица 21 Формы железа в породах угленосной толщи Кузбасса (в % от валового содержания)

Свита и порода	Fе <sub>вал.</sub>	Fе <mark>∷</mark> ир.	Fe¡HC	Fе <sub>обл.</sub> +Fе∺Сі	С <sub>орг.</sub> остат.	С <sub>орг.</sub> первичн.
Ерунаковская свита Песчаники Алевролиты крупные мелкие Аргиллиты	2,19	2,3	81	16,7	1,59	2,13
	2,83	2,3	89	8,7	1,29	1,91
	3,60	2,1	80	17,9	1,28	2,03
	3,89	1,7	87	11,3	1,83	2,63
Кемеровский горизонт Песчаники	1,77	1,6	60	38,4	1,15	1,42
	2,62	1,0	66	33,0	1,76	2,16
	2,72	2,2	90	7,8	3,90	4,50
Алыкаевский горизонт «(Бирюсинский и Анжерский районы)						
Песчаники	2,52	1,0	76	23,0	0,28	0,72
	3,90	3,0	70	30,0	1,69	2,31
	5,08	0,7	63	36,3	3,25	3,39
	4,09	3,4	94	2,6	15,35	16,28
Чумышский район Песчаники Аргиллиты	1,39	0,7	77	22,3	0,50	0,75
	1,81	5,5	70	24,5	2,73	3,15
	1,85	7,6	76	16,3	12,07	12,56

 $<sup>^1</sup>$  В трех образцах содержание аномально повышено: 0,73—0,23—0,14% за счет небольших стяжений пирита; Сорг. соответственно 3,76—3,75—1,18%.

0.95%, составляя в среднем 0.61%. Содержание пирита в породах кузнецкой толщи приблизительно отвечает пиритоносности верхних континентальных свит Карагандинского бассейна, но значительно уступает пиритоносности морских свит — нижнекарагандинской и ашлярикской; такие

Еруначовская свито

же соотношения характеризуют и сернистость углей. Причиной резкого подавления пиритообразования в породах кузнецкой толщи является ее пресноводный генезис. Пресные воды содержат ничтожные количества иона SO<sub>4</sub>" и редукция этих количеств может дать соответственно ничтожные количества лаже в том случае, когда количество редуцента (органического вещества) явно повышено. В таких условиях органика начинает играть роль не только редуцента для SO<sub>4</sub>", но и роль поставщика серы в процессе разложения белковых соединений отмерших растений. Однако, судя по очень незначительному приросту пиритного железа в углистых аргиллитах сравнительно с обычными аргиллитами (от 0,035 до 0.14% в одном случае и от 0.10 1 до 0,14% в другом), повышение **с**одержания С<sub>орг.</sub> с 2,78 — 3,25 до 12,07 — 15,35% оказывается мало эффективным. Иначе говоря, поступление S" от разложения органического вещества в пресноводных бассейнах далеко не компенсирует убыль S" от резкого падения SO<sub>4</sub>" в наддонной воде сравнительно с морями и солоноватыми бассейнами. Отсюда естественно вытекает вывод: в тех случаях,когда высокое содержание в породах органического вешества сочетается с очень низким содержанием пирита, мы имеем все данные говорить о пресноводно-озерном этих пород. незисе

Что касается содержания обломочного железа, то оно колеб-

Алевролиты Аргиллиты Кемеровская Песчаники Алевролиты Аргиллиты Алыкаевская chumo Fe of a Песчаники Алевролиты Аргиллиты Фиг. 28. Формы железа в породах угленос-

ной толщи Кузбасса (в % от породы).

лется от 2,6 до 38,3% от валового железа, обычно же находится на уровне около 20%. Это полностью отвечает тому, что наблюдалось в породах карагандинской толщи. Усиление химического выветривания на водосборных площадях Кузнецкого бассейна не сказалось на роли обломочного железа в общем балансе его форм. После сказанного по этому вопросу в предыдущей главе такая ситуация не может вызывать удивления.

### 5. Карбонаты в породах Кузбасса

Для суждения об общей карбонатности пород изучаемых толщ целесообразно, как и ранее, привлечь данные о количестве связанной CO<sub>2</sub>; соответствующие цифры сведены в табл. 22.

 $\label{eq:Tading} {\tt Tadinga} \ {\tt 22}$  Общая карбонатность пород (в %  ${\tt CO_2}$ )

Свита и фация	Песчаники	Алевролиты крупные	Алевролиты мелкие	Аргиллиты
Ерунаковская свита				
Речная русловая фация	4,26	3,61		-
» пойменная »	4,24	4,73 4,89	$6,28 \\ 3,59$	2 30
» озерная (открытого бассейна)	4,29	4,93	5,01	2,30 3,50
Кемеровская толща	1,35	1	76	2,19
Алыкаевская толща				
Бирюсинский и Анжерский районы	3,81	1	,92	2,92
Чумышский район	2,26		_	1,07

Как видим, общая карбонатность угленосных толщ Кузбасса невелика, в пределах 2—5% CO<sub>2</sub>; она находится в общем на том же уровне, что и карбонатность пород свиты карагандинской. Как и в последней, наблюдается явное тяготение карбонатов к более грубозернистым песчаным породам, хотя прирост в них CO<sub>2</sub> сравнительно с породами тонкозернистыми выражается и небольшой цифрой 1—2%, что отвечает 2—4% карбонатных минералов.

Химический состав карбонатов изучен, как и раньше, для образцов с содержанием CO<sub>2</sub>>4%, он показан в табл. 23; усредненные цифры, кроме того, сведены в отдельную табл. 24.

Изучая табл. 23 и 24 и фиг. 29 и 30, опять констатируем многокомпонентность карбонатного материала, наличие в нем CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub>; первые три образуют самостоятельные минералы — кальцит, доломит, анкерит, сидерит; углекислый же марганец существует лишь как изоморфная примесь, главным образом к сидериту.

Химический состав рассеянного в породах карбонатного материала сильно варьирует от практически чистого CaCO<sub>3</sub>, лишь с ничтожными примесями FeCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>, до содержащего FeCO<sub>3</sub> почти 79%; содержание MgCO<sub>3</sub>, напротив, изменяется мало, от 3,07 до 23%, обычно же от 9 до 14%.

При оперировании усредненными величинами карбонатность вотложениях разных стратиграфических горизонтов оказывается не одинаковой (фиг.31). В ерунаковской свите отмечается весьма большос однообразие состава карбонатного материала во всех континентальных фациях. При этом бросается в глаза высокое содержание CaCO<sub>3</sub> во всех типах пород всех фаций. И хотя более грубозернистые из них — песчаники — и в данном случае содержат в общем больше CaCO<sub>3</sub> сравнительно с алевритами и аргиллитами, но разница в данном случае весьма невелика и обычно едва улавливается. Точно так же слабо выступает и обогащение алевролитов и аргиллитов углекислым железом. С н и в е л и р о в а н н о с т ь х и м и ч е с к о г о с о с т а в а р а с с е я н н ы х к а р б о н а т о в в о в с е х фациальных г р у п п а х п о р о д и р е з к о е п р е о б л а д а н и е ж

Таблица 23 Химический состав рассеянных карбонатов в породах балахонской свиты (в %)

				ė	<u>% 0</u> 2	г суммы	карбон	атов	ایا	Ė
Район, фация и порода	Минер. нераств. остаток	A120,	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма карбона- тов	CaCO <sub>3</sub>	MnCO,	FeCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FеО <sub>сил.</sub>	Мвосил.
I. Кемеровская толща										
Песчаники Барзасский район Алевролиты	86,92	0,58	0,09	9,68	41,32	0,62	38,64	19,42	0,28	0,15
Сел. Шуштулспово	76,89 83,74 83,72	0,87		12,85 11,39 9,48	8,87 33,54 7,17		77,35 48,46 72,37	10,74 16,59 18,46	0,62	0,44 0,35 0,12
Барзасский район	78,62 84,62	2,43	0,37 <b>Нет</b>	10.71	69,00 5,94	1.49	17,09 76,16	12,42 16,88	1,55	0,78 0,16
Аргиллиты Кемеровский район	72,45	0,70	0,29	13,19	8,64	1,44	78,85	11,70	0,92	0,52
<ul><li>П. Алыкаевская толща</li><li>Песчаники</li><li>Барзасский райоп</li></ul>	86,62	0,63	0,11	8,63	48,43	1,62	29,32	20,63	0,66	0,37
Алевролиты Барзасский район	81,10	2,58	0,45	9,57	74,19	1,88	13,90	10,03	1,33	0,83
Аргиллиты Барзасский район	71,04 73,38	1,17 4,30	Нет 0,53	12,39 11,93	7,75 46,94	0,81 2,85	73,28 31,77	18,16 18,44		0,52 1,05
III. Ерунаковская свита										
Русловая фация Песчаники	82,78 81,25 82,12 82,04 86,96	1,09 1,33 1,31 0,94 0,68	=	12,52 9,91 11,41 13,68 5,14	69,01 55,10 76,34 67,84 86,77	1,11 0,96 0,73	17,26 30,27 13,15 20,76 7,39	13,10 13,52 9,55 10,67 5,45	0,94 0,94 0,68	0,56 0,40 0,52 0,38 0,43
Пойменная фация										0.00
Песчаники	84,24 84,32 82,80 83,72 79,10 80,78 75,61 84,20 80,16 81,20 77,44	1,06 1,30 1,40 1,07 1,78 2,64 0,69 1,56 1,11	0,06	10,48 5,69 9,66 8,49 12,04 10,49 14,84 6,77 10,91 10,46 13,40	64,60 67,13 54,35 60,54 84,22 56,15 54,85 81,24 60,22 62,43 48,66	0,53 1,34 1,18 0,66 0,95 1,48 1,62 1,01 0,57	23,67 19,16 36,03 28,03 9,39 32,89 34,50 9,90 31,62 30,31 36,72	10,01 9,17 7,24 7,15	0,57 0,72 1,12 0,85 0,80 1,28 1,46 0,96 0,26	0,31 0,39 0,41 0,33 0,47 0,65 0,45 0,38 0,16
озера Песчаники	81,51			11,01 6,77	63,21 79,63	1,00 1,18	26,16 11,07	9,63	1,23 1,40	0,51 0,37
»  Aлевролиты  »  »  »  »  »  »  »  Aprиллиты  »  Aprиллиты  »  »  Aprиллиты  »  »  »  »  »  »  »  »  »	84,62 79,12 77,74 77,64 79,16 79,61 78,08 74,90 74,68 82,68 82,68 79,68 75,92 86,18	0,85 1,43 2,20 2,22 0,74 1,42 2,17 2,24 2,17 2,60 2,01 1,54 2,36	0,27 0,15 0,03 — — — — —	15,77 12,74 12,39 14,82 14,14 8,44 12,39 15,08 13,92 9,63 4,24 8,47 10,56	49,59 61,93 61,66 60,46 55,80 64,69 69,18 55,64 52,95 46,00 69,81 93,15 23,29	0,70 1,26 1,78 0,54 0,92 1,54 1,05 0,99 1,51 1,87 3,77 1,77 2,37	37,41 27,47 26,23 28,61 33,66 22,52 20,01 35,48 35,27 40,19 15,33 2,95 63,07	12,30 9,34 10,33 10,39 9,62 11,25 9,76	0,51 0,78 1,80 0,54 0,78 1,55 1,48 1,29 1,80 1,84 1,78	0,29 0,57 0,61 0,40 0,50 0,58 0,57 0,69 0,55 0,48 0,80 0,57

								1		- Ia-	<b>%</b> 01	г суммы	карбон	атов	i	=
Район, фац	ия	И	110	pqo	ода	1	Минер. нераств остаток	A1,0,	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма карбона- тов	CaCO <sub>3</sub>	MnCO3	FeCO.	MgCO,	<b>F</b> еОсил.	М8Осил.
Фация за оз Алевролиты »	e p			H	01		82,62 76,90 82,42 74,16 79,88 78,40 78,64 76,30 81,60 79,86 78,72 82,16 81,40 84,92 81,46 70,88	1,50 2,11 0,88 1,50 1,87 1,92 1,87 1,36 1,36 1,36 1,29 1,67 1,42 2,62	0,02 	10,35 13,31 15,22 8,25 6,91 6,71 4,86 6,66 1,41	35,17 86,14 41,15 71,32 68,08 64,30	1,21 2,31 0,89 3,70 2,25 1,42 1,30	32,44 14,33 13,10 54,57 7,24 41,47 52,56 34,18 52,10 7,45 36,01 18,92 17,73 23,10 49,54	6,53 6,61 11,13 8,77 5,32 8,79 10,38 11,40 10,42 5,52 19,10 7,51 12,77 11,30	0,98 1,03 1,27 1,25 0,65 1,28 1,00 1,42 1,36 1,49 1,86 1,51 0,64	0,41 0,31 0,71 0,60 0,30 0,56 0,45 0,45 0,60 0,29 0,40 0,49

Таблица 24 Средний состав рассеянных карбонатов в породах ерунаковской свиты (в %)

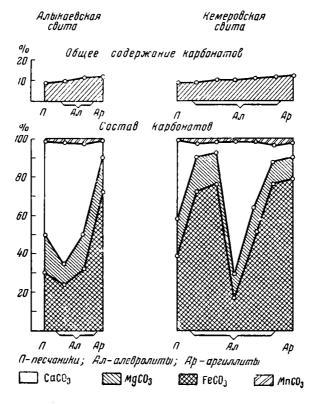
	Сумма		% от суммы	г карбо <b>н</b> атог	
Фация и порода	карбо- натов	CaCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MgCO
Русловая фация					
Песчаники	10,53	71,01	0,76	17,77	10,46
Пойменная фация					
Песчаники	9,27	66,17	0,89	23,26	9,68
Алевролиты	11,14	60,6	1,16	29,32	8,92
Фация открытого огера		İ			
Песчаники	11,18	64,16	0,96	24,88	10,00
Алевролиты	12,85	61,35	1,15	27,71	9,79
<b>Аргиллиты</b>	8,29	64,24	1,85	26,13	7,7
Фация застойного озера		'	1		
Алевролиты	12,21	59,32	1,14	30,80	8,7
Аргиллиты	8,90	58,16	1.93	29,26	9,8

н и х  $CaCO_3$  являются характерными особенностями ерунаковской свиты; это весьма ярко выступает в средних цифрах, но видно уже на анализах отдельных образцов.

К сожалению, мы располагаем гораздо меньшим числом анализов пород кемеровской и алыкаевской свит. Но сопоставление их заставляет думать, что изменчивость состава рассеянного карбонатного материала в породах этих свит выражена гораз до резче, чем в свите ерунаковской; вместе с тем в этих свитах явственно выступает тяготение CaCO<sub>3</sub> к песчаникам, а FeCO<sub>3</sub> к более тонкозернистым породам, особенно аргиллитам.

На фоне рассеянного карбонатного материала в угленосной толще Кузбасса встречаются многочисленные стяжения карбонатных минералов.

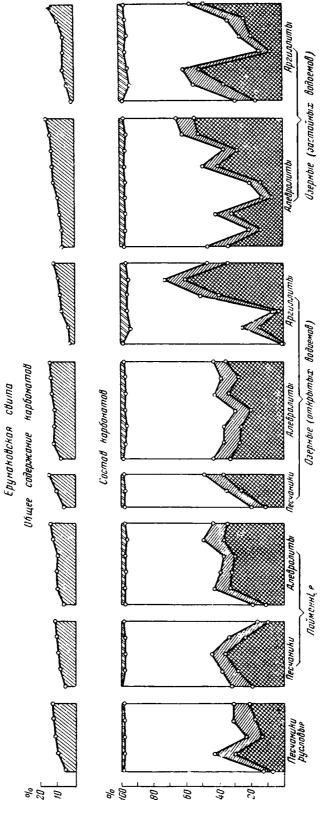
Конкреционные формы карбонатов в ерунаковских породах весьма разнообразны. Имеются все переходы от весьма слабо выраженных, едва намеченных, зачаточных стяжений до морфологически четких желваков, линз, поясков и пластообразных тел. К числу конкреционных тел в



Фиг. 29. Состав карбонатов в породах Кузбасса.

аргиллитах относятся, на наш взгляд, и мергельные образования, рассматриваемые З. Е. Колотухиной (1949) как первичные седиментационные образования.

Существенный интерес представляет неодинаковость форм конкрециеобразования в разных петрографических и фациальных типах ерупород. 3. E. Колотухина, специально изучавшая вопрос, отмечает, что в ильинской свите и сурисковском горизонте «в кластических породах более грубого гранулометрического состава (песчаных алевролитах, песчаниках)... карбонаты не дают больших конкреций, и содержание их в цементе очень неравномерно» ... «Прослойки и конкреции мергелей и сидеритов с высокой концентрацией кальцвя, магния и железа приурочены к породам тонкозернистым — тонким алевролитам и аргиллитам. Таким образом, если расчленять разрез на отдельные комплексы (циклы) и начинать каждый цикл породами наиболее крупного гранулометрического состава, увеличение концентраций карбоната, связанное всегда с породами более тонкими, приурочивается к верхним частям циклов. Слои мергелей встречаются обычно выше угольных пластов и не отмечено ни одного случая нахождения мергелей ниже



Фиг. 30. Среди**ий** состав карбонатов в породах Кузбасса. Обозначения те же, что на фиг. 29.

угля в цикле. Сидеритизация наблюдается во всех частях комплекса, но наибольшие концентрации наблюдаются ближе к верхним его частям» (Колотухина, 1949, стр. 106—107).

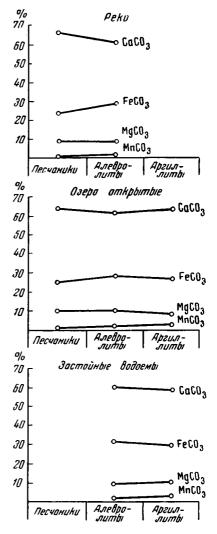
Химический состав конкреций показан в табл. 25. Из рассмотрения ее явствует, что соотношения CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub> в них весьма изменчивы, пожалуй даже в большей степени, чем у рассеянных карбо-

натов. При этом вариации в составе конкреций ерунаковской свиты заметно меньше, чем в свитах кемеровской и алыкаевской. Это полностью отвечает тому, что мы видели на карбонатах рассеянных.

В целях дальнейшего сопоставления карбонатного «фона» пород с конкреционными образованиями были построены треугольные диаграммы (фиг. 32, 33, 34). Как и можно было ожидать, поля рассеянных карбонатов оказались практически тождественными. Что касается конкреций, то на всех трех диаграммах лишь меньшая часть их анализов ложится в поля рассеянных карбонатов, большая же часть выходит за их границы, явно тяготея то к полюсу СаСОз, то к полюсу FeCOз и иногда даже обогащаясь MgCO<sub>3</sub>. В первом случае главным конкрециеобразователем является кальцит с некоторой примесью анкерита или железистого доломита; во втором -- сидерит с большей или меньшей примесью изоморфнозамещающего MgCO<sub>3</sub> и анкерита; в третьем анкерит с примесью кальцита. Таким образом, в угленосной толще Кузбасса еще более наглядно, чем в карагандинской, наблюдается ясно выраженная обособлению тенденция к CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub> друг от друга.

Таковы особенности химико-минералогического состава карбонатного компонента в породах Кузнецкого бассейна.

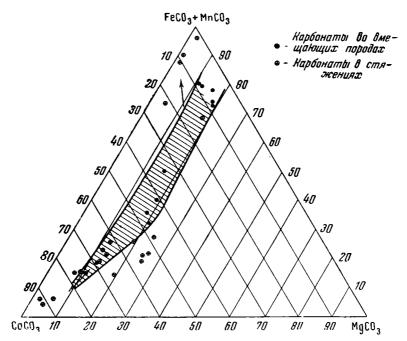
Сопоставляя изложенное с тем, что было сказано в предыдущей главе о карбонатах в карагандинской толще, нетрудно установить полное совпадение основных качественных черт явления. Разница заключается лишь в



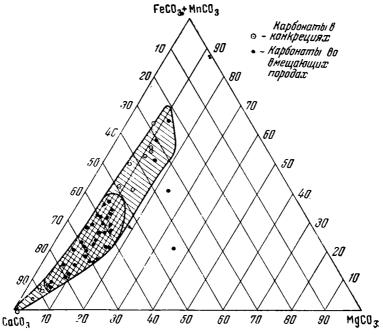
Фиг. 31. Средний состав рассеянных карбонатов в породах Кузбасса.

том, что в связи с отсутствием в Кузбассе фаций сухих равнин чисто кальцитовые и богаты е CaCO<sub>3</sub> конкреции в изучаемых свитах этого бассейна развиты слабо. Основными типами стяжений здесь являются сидеритовые и анкеритовые.

Обращаясь к генезису карбонатного материала в породах Кузбасса, приходится сказать, что и в данном случае он имеет сложное происхождение, частью седиментационное (часть CaCO<sub>3</sub>), главным же образом

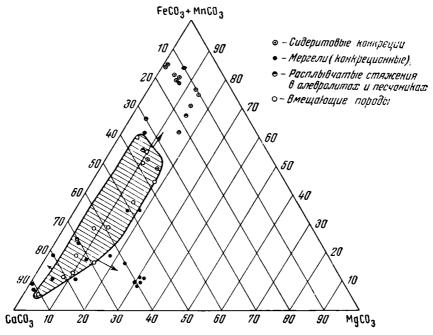


Фиг 32. Состав рассеянных карбонатов и стяжений в породах балахонской свиты.



Фиг. 33. Состав рассеянных карбонатов и стяжений в породах ерунаковской свиты.

диагенетическое (FeCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>). При этом роль седиментационного и диагенетического фактора в генерации карбонатов разных свит была видимо, неодинакова. В частности, можно полагать, что седиментационное образование CaCO<sub>3</sub> в породах ерунаковской свиты было более



Фиг. 34. Состав рассеянных карбонатов и стяжений в породах ильинской свиты и суриековского горизонта (по данным 3. Е. Колотухиной).

выражено, чем при формировании кемеровской и алыкаевской свит. Это обстоятельство находит прямое отражение как в общей повышенной карбонатности ерунаковской свиты (по CO<sub>2</sub>), так и в гораздо большей роли CaCO<sub>3</sub> в составе карбонатного материала. Повышенное поступление кальцита в осадок из наддонной воды привело, наконец, к тому, что обычно ясно выступающее в угленосных отложениях тяготение CaCO<sub>3</sub> к песчаным породам, а FeCO<sub>3</sub> к тонкозернистым илам в ерунаковской свите сильно сглажено и едва намечается в средних цифрах. Такое усиление роли седиментационного CaCO<sub>3</sub> в формировании рассеянных карбонатов ерунаковской свиты не случайно — оно вытекает из некоторого усиления засушливости климата в эпоху отложения ерунаковских пород.

Возникшие сложным путем рассеянные карбонаты угленосных отложений Кузбасса в дальнейшем, в силу пестроты физико-химической обстановки в осадках по рН, Ећ и составу иловых растворов, испытали перераспределение неодинаковой силы в разных случаях. Это обстоятельство, с одной стороны, обусловило наблюдаемую ныне пестроту их состава, с другой — возникновение конкреций. И в том и в другом случае основной закономерностью процессов было стремление карбонатов разного состава к обособлению, дифференциации. В особенности резко сказался антагонизм CaCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub>, прекрасно проявляющийся на всех трех диаграммах; обособление MgCO<sub>3</sub> выражено слабо, что и естественно, учитывая богатые возможности включения его как в кальцийсодержащие минералы (доломит, анкерит), так и в сидеритовые.

Минер.
нераств. А1208
34
0,59
55,36 0,56 0,28 0,64
31 1,76
81,18 45,08 0,
0,74
69,20 5,17
0,1,85
32 - 2,

#### 6. О подвижности элементов в диагенезе осадков угленосной толщи

С установлением упорядоченного распределения элементов в породах угленосной толщи Кузнецкого бассейна возникает возможность изучения еще одного явления, имеющего место в диагенезе осадков: сравнительной геохимической подвижности элементов при их диагенетическом перераспределении.

Сущность методики заключается в следующем. Зная среднее содержание элемента в данном типе породы  $(m_0)$  и в конкрециях, заключенных в них  $(m_1)$ , можно путем деления величины  $m_1$  на  $m_0$  выяснить, во сколько раз тот или иной элемент сконцентрировался в конкреции при ее возникновении. Чем больше величина  $\frac{m_1}{m_0}$ , тем геохимически подвижнее данный элемент в данных условиях.

. Таблица 26 Содержание элементов в карбонатных конкрециях

Тип конкреций и	Fe	Mn	P	v	Cr	Cu	Ni	Со	Сумма
в копкреции и		в %			1	3 10→%			карбо натов %
Кальцитовые конкреции					1				
В песчанике	1,12	0,02	0,060	5	20	18	19	5	51,11
»	2,39	0,18	0,080	34		38	14	4	49,12
В алевролите	2,96	0,08	0,040	22	20	25	67	_	49,56
В аргиллите	3,18	0,11	0,060	11	19	24	27		67,00
Анке ритовые конк реции	}		[				ļ		
В песчанике	<b>5</b> ,39	0,33	0,020	Cл.		19	89	2	61,34
В алевролите тонком	7,89	0,14	0,030	56	21	18	17		54,67
» »	4,58	0,11	0,050	5	25	11	17	2	40,90
Сидеритовые конкреции	]				!		Ì		}
В песчанике	26,53	1.32	0.020	34	10	8	3	2	59,54
В алевролите	31,30	1,02	0,020	22	Ca.	32	9	_	86,98
В аргиллите	32,50	3,22	0,090	Нет	8	6	12	6	83,18
<b>»</b>	33,29		0,010	22	Нет	52	<b>2</b> 0	L6,6	81,85
			вк	ларках	конце	штраці	ий		
Кальцитовые конк реции		,	,		ı	1	1	ı	1
В песчанике		0,30	0,70	0,40	1.0	0.70	1,10	1,00	
»	0,63 0,95	2,30	0,70	0,50	1,0	1,00	0,70	0,50	
В алевролите	1,00	1,00	1,30	0,30	0,5	0,75	6,60		ļ
В аргиллите	0,80	0,90	1,70	0,10	0,5	0,43	1,20		
•		0,00	1,.0	,,,,,	","	] ",	-,		
Анке ритовые конк реции		00	0.50	0.40	<b>\</b>	1 40	11,00	0,16	
В песчанике	3,90	11,00	0,50	0,10	0,5	1,10	1,70	0,10	
В алевролите тонком » »	-,	1,60	1,00	0,90	0,8	0,30	0,70	0,50	
" "	1,70	1,45	1,55	0,00	0,0	0,40	0,70	0,00	
Сиде ритовые конк реции			0.05			0.00	0.40		
В песчанике	15,00	19,00	0,22	0,70	0,5	0,33	0,18	0,40	
В алевролите	11,90	13,40	0,60	0,33	-	1,20	0,43	0.20	
В аргиллите	11,90		1,80	1	0,3	0,20	0,50	0,30	
*	12,20	27,60	0,20	0,40	-	1,70	0,90	0,95	

В табл. 26 собраны данные по содержанию элементов в конкрециях разного химического типа и по величинам их концентрирования относительно вмещающих пород.

Рассмотрение этих цифр показывает, что в конкрециях разного химико-минералогического типа — кальцитовых, анкеритовых (кальцито-анкеритовых) и сидеритовых — дело обстоит не одинаково.

В кальцитовых конкрециях, где главным конкрециеобразователем является CaCO<sub>3</sub>, все элементы концентрируются мало; наичаще это фосфор и марганец; железо чаще всего имеет кларк концентрации меньше единицы; то же и у малых элементов. Таким образом, в условиях, благоприятных для сильной подвижности CaCO<sub>3</sub>, все другие элементы движутся мало, Р и Мп больше остальных. В анкеритовых конкрециях помимо Мп, Р начинает в небольших количествах концентрироваться и железо; прочие элементы остаются мало подвижными. В сидеритовых конкрециях резкое обогащение испытывают Мп и Fe; фосфор и прочие элементы подвижны весьма мало.

Если располагать элементы в некоторые ряды по степени их подвижности, то получим примерно следующие соотношения.

- 1. В кальцитовых конкрециях: Са→Р→Мп→Fе→малые элементы.
  - 2. В анкеритовых конкрециях:
- Са → Мд → Ге → Мп → Р → малые элементы.
  - 3. В сидеритовых конкрециях:

 $Mn \rightarrow Fe \rightarrow (Mg) \rightarrow P \rightarrow Ca \rightarrow малые элементы.$ 

Что касается группы малых элементов, то внутри нее каких-либо закономерных соотношений не устанавливается; можно лишь отметить, что в условиях образования кальцитовых конкреций все они несколько более подвижны сравнительно с условиями генерации стяжений сидеритовых.

#### 7. Основные геохимические особенности угленосной толщи Кузбасса

Материалы, изложенные в этой главе, свидетельствуют, что при наличии многих черт сходства угленосной толщи Кузбасса с Карагандинской у нее имеется ряд своеобразных геохимических особенностей, придающих ей ярко выраженную геохимическую индивидуальность. Особенности эти следующие.

- 1. В распредслении элементов в петрографическом ряду песчаники алевролиты аргиллиты четко выступает упорядоченность содержаний элементов с минимумом в песчаниках и максимумом в аргиллитах; отклонения от этой схемы редки и выражены незначительными величинами. В отложениях Кузбасса получают, таким образом, дальнейшее развитие тенденции, наметившиеся уже в отдельных свитах Караганды. Причиной упорядочения является усиление химического выветривания материнских пород на водосборных площадях, а также усиление сортировки осадочного материала в путях переноса и в конечных водоемах стока озерных бассейнов, выполнявших Кузнецкую котловину.
- 2. По обогащенности органическим веществом (Copr.) угленосные толщи Кузбасса не уступают толще Караганды, но даже несколько се превосходят.
- 3. В аутигенно-минералогических формах железа в угленосных свитах Кузбасса бросается в глаза исчезновение красноцветных фаций (представленных в Караганде) и вместе с тем чрезвычайно слабое развитие пирита, подавление сульфидообразования. Это обстоятельство делает угленосную толщу Кузбасса исключительно ярким представителем сидеритовой фации. С таким обликом кузбасских отложений ассоциируется очень низкая сернистость кузнецких углей. Обе особенности коренятся в принадлежности всех пород угленосных свит Кузбасса фации пресноводных отложений, возникших из вод с весьма низким содержанием SO4", что

давало ничтожное содержание S'' после редукции сульфатного иона. Наличие даже резко повышенных количеств органического вещества в осадках (12—15%) не устраняло недостатка S'' для генерации пирита и сернистых углей — за счет привлечения серы белковых соединений.

4. При довольно пестром химическом составе рассеянных в породах карбонатов Са, Мд, Fe, Мп карбонатные конкреции также оказываются разнообразными: кальцитовыми, анкеритовыми, анкерито-сидеритовыми, сидеритовыми. Однако главную роль играют среди них две последние группы, тогда как кальцитовые встречаются редко. В этом отличие конкреционного комплекса кузбасской толщи от карагандинской, где в определенных свитах — надкарагандинской и шаханской — главенствовали, напротив, кальцитовые конкреции. Различие обусловлено одноворазием фациальной обстановки в эпоху формирования угленосной кузбасской толщи и отсутствием в ней фации сухих равнин, приобретавшей временами в Карагандинском синклинории широкое развитие и обусловливавшей появление кальцитовых стяжений.

#### Глава VI

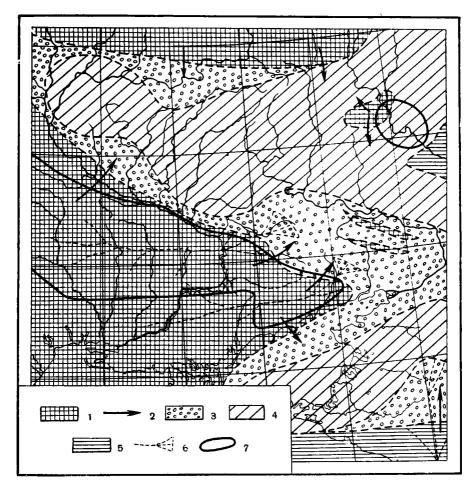
# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ С<sup>6</sup> ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

В качестве третьего объекта геохимического изучения отложений гумидного типа была избрана угленосная толща  $C_2^6$  Донецкого бассейна. Принадлежа в общем к тому же геохимическому типу, что и описанные только что осадки Кузбасса, донецкие отложения обладают значительно большим набором петрографических типов, включая, помимо песчаников, алевролитов и аргиллитов, еще мергели и разнообразные известняки; кроме того, и сама физико-географическая обстановка образования донецких пород существенно иная сравнительно с кузбасской. Все это помогает раскрыть новые черты того геохимического типа, который нам уже известен по Кузбассу, и углубляет наше знание связей геохимического облика пород с физико-географической обстановкой их образования.

# 1. Породы угленосной толщи Донбасса и условия их образования

Тектоническая природа Донецкого бассейна до сих пор вызывает споры. В то время как одни геологи рассматривают ее как вторичную геосинклиналь, но возникшую в теле платформы в конце девонского времени (А. Д. Архангельский, Д. Н. Соболев и др.), другие трактуют ее как предгорный прогиб, сформированный после судетского орогенеза перед фронтом складчатой герцинской зоны, протягивавшейся через современную Кубанскую низменность, Ставрополье и Терскую низменность. В настоящее время эта герцинская структура на большей части своей глубоко погружена и только на Ставропольском плато и в прилежащей к нему полосе Северного Кавказа поднята сравнительно высоко. Не углубляясь в разбор этого сложного тектонического вопроса, отметим только, что в эпоху отложения угленосной толщи Донецкий бассейн по своей палеогеографии, тектоническому режиму и осадкам, несомненно, представлял собой настоящий предгорный прогиб паралического типа.

На фиг. 35 и 36 даны общие палеогеографические схемы для первой и второй половин среднекаменноугольной эпохи, когда происходило формирование угленосной толщи Донбасса. Из этих схем видно, что террилория Донбасса в ту эпоху отвечала широкой прибрежной полосе огромного морского бассейна, выполнявшего Днепровско-Донецкую впадину и сообщавшегося с еще более огромным платформенным бассейном. В башкирский век Днепровско-Донецкое море имело ясные черты крупного морского залива по отношению к платформенному бассейну; в московское время благодаря трансгрессии черты заливного водоема Днепровско-Донецким морем были утеряны. Как видно на схеме, прибрежная зона обломочных

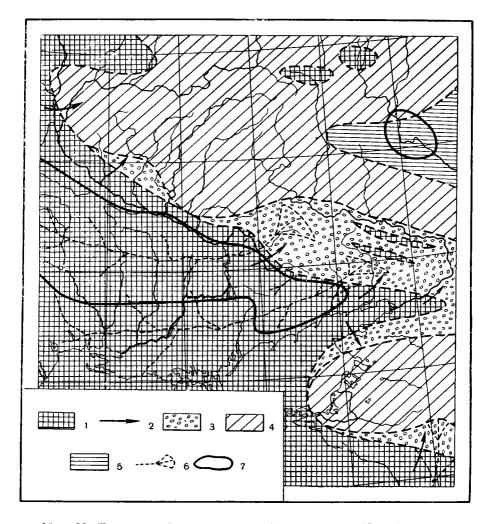


Фиг. 35. Палеогеография среднего карбона (верхнебашкирский ярус) на ыте Европейской части СССР (по Н. В. Логвипенко).

1 — области размыва; 2 — направление сноса обломочного материала; 3 — чередование континентальных, прибрежно-морских и морских терригенных осадков, содержащих пласты известняков и углей (угленосная толща); 4 — прибрежно-морские п морские, преимущественно терригенные осадки с прослоями известняков; 5 — морские карбонатные осадки; 6 — предполагаемое направление речных артерий; 7 — контуры современных кристаллических массивов.

осадков, в пределах которой находилась в среднем карбоне площадь Донецкого бассейна, не ограничивалась только донбасской территорией, но протягивалась и дальше на запад вдоль Азовско-Подольского кристаллического массива, а также вдоль южного края массива Воронежского. Но в то время, как площадь Донецкого бассейна отличалась интенсивными погружениями и поступлением огромных масс обломочного материала, давшего толщи во многие тысячи метров, остальная часть прибрежной полосы отличалась относительно малыми скоростями прогибания и осадкообразования и накопившиеся осадки измерялись лишь сотнями метров.

Обращаясь к деталям палеогеографической обстановки в эпоху отложения угленосной толщи, необходимо подчеркнуть, что она отличалась сложностью и периодической изменчивостью во времени. Работами Н. В. Логвиненко (1952, 1953, 1956), Ю. А. Жемчужникова (1948), Л. Н. Ботвинкиной (1954, 1956), В. С. Яблокова и А. П. Феофиловой



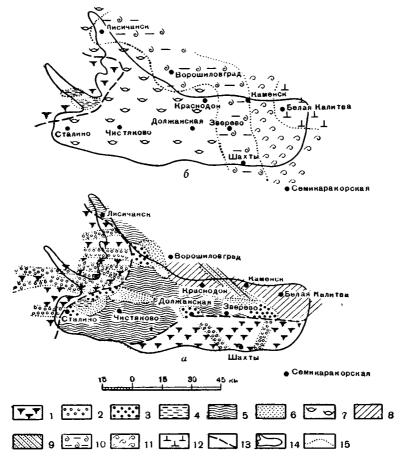
Фиг. 36. Палеогеография среднего карбона (московский прус) на юге Европейской части СССР (по Н. В. Логвиненко).

Обозначения те же, что на фиг. 35.

установлено, что среди отложений продуктивной толщи Донбасса имеются осадки существенно различных фаций. Выделены: аллювиальные отложения как руслового, так и пойменного типа, представленные песчаниками, грубыми и тонкими алевролитами, переслаиванием их, реже аргиллитами; о з е р н ы е, б о л о т н ы е, д е л ь т ов ы е о т л о ж е н и я (песчаники, алевролиты, аргиллиты); осадки полузамкнутых заливов в дельтовой области или вдали от нее (сходный петрографический комплекс); осадки баров; наконец, разнообразные морские отложения, начиная от прибрежных мелководных (песчано-алевролитовых) до удаленных от берега разнообразных глинистых и карбонатных, нередко с обильной брахиоподово-мшанковой и другой фауной.

Движения земной коры как на территории самого Донбасса, так и на обрамляющих его сухопутных массивах создали сложное во времени чередование одноименных по фациальному типу пород. Оказалось, что вся угленосная толща Донецкого бассейна распадается на большое число циклов или ритмов, построенных в основных своих чертах сходно, хотя

п варьирующих в деталях. На фиг. 37 показана, по Л. Н. Ботвинкиной, палеогеографическая обстановка начала, середины и конца одного из типичных циклов. Начальный момент цикла характеризовался более или менее выраженной регрессией моря и появлением на западе и юго-западе бассейна, а также в его южной и юго-восточной частях континентальных



Фиг. 37. Палеогеографические карты времени формирования цикла с угольным пластом 1<sub>6</sub>:

а- палеогеографическая нарта регрессивной части цикла (перед углеоб-

а— палеогеографическая карта регрессивной части цикла (перед углеобразования);

б — палеогеографическая карта трансгрессивной части цикла (после углеобразования). К о н т и н е н т а л ь н ы е ф а ц и и: 1 — болотные; 2 — речные фации, переходные от континентальных к морским; 3 — речных вымосов (подводная дельта); 4 — приморских озер; 5 — мелководной зоны волновой ряби, лагун и заливов; 6 — кос, пересыпей, баров; 7 — глинистых отложений пагун и заливов с солоноватоводной фауной.

М о р с к и е ф а ц и и: 8 — зоны волнений прибрежной части моря; 9 — зоны морских течений; 10 — преимущественно мелкоалевритовых морских осадков (с редной угнетенной морской фауной); 11 — глинистых морских осадков (с типичной морской фауной); 12 — глинисто-карбонатных морских осадков (с морской фауной); 13 — предполагаемое положение береговой линии; 14 — контур открытой части Донбасса; 15 — границы фаций.

участков — речных долин и заболоченных пространств между ними. Эти области континентального осадкообразования на западе и юге всегда оказывались разобщенными заливообразной областью, в которой встречаются также отложения подводной части дельт, баров и отмелей; фауна здесь резко угнетена, карликовая, что указывает на сильное опреснение. К северо-востоку залив сменялся открытым мелководным морем, главным образом с алевритово-глинистыми осадками и фауной солоноватого облика. Благодаря быстрой седиментации и, возможно, слабым нисходящим движениям, довольно скоро площадь осадкообразования на всей территории Донбасса выравнивалась по рельефу, и возникала заболоченная равнина, на которой происходило накопление in situ торфяного пласта большой мощности — будущего угольного пласта. Терригенная седиментация на площади Донбасса в это время практически прекращалась, реки отступали далеко на запад и юго-восток, морские отложения местами уцелевали лишь по северо-восточной окраине бассейна, причем терригенный материал, их слагающий, доставлялся, очевидно, побережным течением с более северо-западных отрезков береговой зоны. После более или менее длительного периода стабильного состояния и торфонакопления нисходящие движения земной коры вновь усиливались, торфяники быстро затоплялись и на их площади отлагались морские осадки, обнаруживающие ясно выраженную зональность в ЮЗ—СВ направлении; при этом на юго-западе отлагались породы с признаками максимального распреснения (в лагунах, заливах), по мере же движения на северо-восток осолонение становилось все более явственным и, наконец, в северо-восточной половине Донбасса возникали нормально-морские глинисто-карбонатные осадки.

Степень развития и длительность существования аллювиальных и болотно-озерных отложений в первую, регрессивную стадию цикла, площадь развития и длительность накопления торфов в середине цикла и, наконец, размеры морской трансгрессии и большая или меньшая сложность зональности морских отложений в заключительный момент цикла — все это значительно варьирует от одного цикла к другому, придавая индивидуальность каждому из них. Но общая схема палеогеографических изменений от начала цикла к его середине и к концу во всех циклах удерживается. Общая мощность циклов измеряется обычно немногими десятками метров.

В итоге длительных прогибаний площади Донбасса и многократного повторения описанного циклического хода осадконакопления возникла огромная (до 8000 м) угленосная толща, отличающаяся своеобразным петрографическим составом. Н. В. Логвиненко (1953) показал недавно,

Таблица 27 Среднее содержание пород в разрезе разных свит карбона Донецкого бассейна (в %)

Свита	Песчаники	Алевро- литы	Аргил- ли <b>т</b> ы	Прочие породы	В том чис- ле угли
C <sub>3</sub>	31,1 27,9	28,8 28,1	38,8 41,1	1,3 2,9	0,9
C;	35,1 29,9	25,3 25,3	34,4 38,3	5,2 6,5	1,8
C <sub>1</sub>	25,6	27,6	39,6	7,2	1,0
Среднее	29,9	25,3	38,8	6,0	

что процентные соотношения разных типов пород в составе продуктивной толщи имеют на всей площади Донецкого бассейна следующий вид (табл. 27).

Подавляющую массу разреза, как видим, слагают обломочные породы, причем песчаники, алевролиты, аргиллиты развиты почти одинаково.

Состав песчаников, алевролитов и глин (в %) в угленосной толще Донбасса

(по Н. В. Логвивенко, 1953)

Алевро- литы, обр. 667		105 Oop. 96 315a		3 6,35 8,00 4,50 1,90	7 66,95 58,38 23,46 34,88	5 0,05 0,13	12,05 2,74 24,58	5,00 1,87 32,16 40,20	3 5,00 13,42 CJ. 1,20	3,10 3,19 »	_
Песчаники	прибрежно-морские	126	35 2,75	38 14,23	5 73,97	0,25	0 3,75	C. C.	35 1,98	0,99	
		661	0 1,35	3 14,38	5 52,05	5 0,04	7 7,00	4,01	0 0,35	0,91	
		165	0,50	27,13	58,05	0,35	9,17	5 	0,50	0,50	_
		115	20,00	15,15	45,00	0,20	8,00	1	1,50	2,20	
		20	29,30	12,40	48,30	0,10	3,82	1	1,54	0,50	
		557	3,30 42,52	5,18	39,20	0,07	 	1	2,34	8,49	
	континентальные	76a		3,48	88,93 81,15 71,80 39,20	5 0,15	1 7,60	9,00	8 2,28	0 1,10	_
		332	8,97 10,08	1,47 4,94	3 81,15	0 0,35	3 1,31	-j	0,58	0,30	_
			l			5 0,10	0 0,23	<u> </u>	1	 	
		- S	3,70	19,03		0,15	7,00	5	2,50	0,50	
		O6p. 73 c	12,49	1,69	85,15	0,10		1	1		
Минералы			Обломки пород	Полевые шпаты	Кварц	Акцессорпые минералы	Мусковит-серицит	Каолинит	Биотит	Хлорит	7

Что касается карбонатных пород, то количество их весьма невелико; в нижней свите они составляют всего 0.23% от ее мощности, но по направлению вверх — количество известняков растет и в свите  $C_2^7$  они достигают уже 6.2%. Масса углей еще меньше и измеряется всего 0.8-2.4% от мощности отдельных свит. При этом распределение в пространстве известняков и углей прямо противоположно: у известняков число прослоев и мощности их растут с запада на восток, у углей же, хотя число пластов также увеличивается к востоку, мощности их резко убывают в этом направлении, почему главная масса углей сосредоточивается в западной половине Донецкого бассейна.

Климатические условия образования угленосной донецкой толщи определяются принадлежностью ее к зоне среднекарбоновых тропиков, о чем уже была речь в главе I (см. фиг. 5). Однако аридная полоса была недалеко, на что имеются доказательства и в составе самой донецкой толщи. Дело в том, что среди сероцветных пород донецкого среднего карбона кое-когда встречаются красноцветные сланцы, доломитизированные известняки, даже небольшие линзы и прослои гипса и ангидрита. «Красные сланцы,— по свидетельству Н. В. Логвиненко, встречаются в толще континентальных песчаников (и в кровле песчаников). Наряду с этим красные сланцы были отмечены и в морских отложениях, где они встречаются в аналогичных условиях (подстилая песчаники, в толще и кровле песчаников), совместно с крупно- и грубозернистыми песчаниками прибрежно-морского типа... Красные сланцы отмечены в свитах  $C_2^2$ ,  $C_2^3$ ,  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и особенно широко развиты на северо-западе бассейна в верхних горизонтах продуктивной толщи (М10 - Nn) и в верхнем карбоне» (Логвиненко, 1953, стр. 389). Далее к северо-западу, в Днепровско-Донецкой впадине карбон, как известно, вообще переходит в красноцветную фацию. Доломитизированные известняки наиболее часто встречаются в свитах  $C_2^5$  и  $C_2^6$  в Белокалитвенском, Алмазно-Марьевском, Краснодон-Сорокинском районах, т. е. также по северо-западной части Донбасса. Между горизонтами доломитизированных известняков и часто над ними располагаются линзы, прослои и слои гипсов небольшой мощности.

Все эти породы, вместе взятые, с несомненностью свидетельствуют о том, что северная граница среднекарбоновых влажных тропиков и аридной зоны располагалась в непосредственной близости от северной границы Донбасса, а временами перемещалась к югу и вступала на северозападную окраину самого угленосного бассейна — факт большого принципиального интереса.

Принадлежность Донбасса и его водосборных площадей к тропической влажной зоне не могла не сказаться и на интенсивности химического разложения материнских пород питающих провинций. Подтверждением значительной силы химического выветривания является минералогический состав пород, показанный, по данным Н. В. Логвиненко, в табл. 28.

В этой таблице бросается в глаза прежде всего относительно малое количество обломков пород в составе песчаников: оно колеблется обычно в пределах от 0,5 до 15% (редко до 20—30%), чаще всего это единицы процентов; при этом сами обломки представлены обычно кремнем, кварцитом, кремнистым сланцем, глинистым сланцем, кварцево-серицитовым сланцем, т. е. породами в подавляющем своем большистве наиболее стойкими по отношению к выветриванию. Содержание полевых шпатов н и з к о е, по большей части — немногие проценты, изредка 12—14%. Зато содержание кварца высокое и весьма высокое. Минимальное количество кварца в песчаниках 39,2%, обычно же 40—60% и свыше; нередко

песчаники с 81-85% кварца. Касаясь других терригенных минералов обломочных пород, необходимо отметить ничтожное содержание тяжелой фракции обломочных частиц. Если исключить из нее заведомо аутигенные минералы (пирит, окислы Fe, сидерит и др.), то масса тяжелых минералов в породе составит величину порядка сотых и немногих десятых долей процента, редко достигая 1—2%. Вместе с тем главную часть тяжелой фракции составляют по существу лишь устойчивые минералы — циркон, рутил, турмалин, слюды, рудные минералы, к которым на разных участках площади Донбасса присоединяются порознь или сочетаниями: апатит, брукит, анатаз, сфен, гранат, хлоритоид, редко роговая обманка, т. е. тоже по большей части достаточно устойчивые минералы. «Внешний вид большинства этих минералов, - пишет Н. В. Логвиненко, - свидетельствует о том, что они прошли не один цикл эрозии. Свыше 50% всех цирконов хорошо окатаны, загрязнены и частично выветрелы — много зональных. Почти весь рутил выветрелый. Слюды и рудные минералы несут следы выветривания» (Логвиненко, 1953, стр. 228). Нетрудно видеть, что все эти черты минералогического состава тяжелой фракции гармонируют с тем, что мы знаем во фракции легкой: с обилием кварца, малым (порою ничтожным) содержанием обломков пород, низким содержанием полевых шпатов. В целом получается, что обломочные породы Донбасса уже не являются типично-полимиктовыми, как это было в Караганде и Кузнецком бассейне, но далеко продвинулись по пути олигомиктовости, хотя еще, конечно, не стали олигомиктовыми. Это мезомиктные породы, в отдельных случаях (горизонтах, районах) приближающиеся к полимиктовости, в других — уклоняющиеся в сторону олигомиктности. В этом специфика пород донецкой угленосной толщи сравнительно с ранее изученными. Естественно встает вопрос: что же обусловило отклонение обломочного материала в Донбассе в сторону мезомиктности? Причина заключалась в удачном сочетании петрографического состава областей, поставлявших на территорию басса обломочный материал, и климата, присущего этим областям.

Областью питания, снабжавшей территорию Донбасса осадочным материалом, была, как показали исследования ряда лиц, особенно же Н. В. Логвиненко, Украинская кристаллическая полоса с продолжением на юго-восток ее приазовской части, а в некоторой степени также горные цепи герцинской складчатой зоны, расположенной к югу от Донбасса. Однако в те времена Украинская полоса имела, по всем данным, существенно другой петрографический состав, чем теперь, кристаллические породы на поверхности се были обнажены еще очень мало, а главная часть плиты была покрыта осадочным чехлом, разрушение которого и поставляло большую часть обломочных частиц на территорию Донбасса. А так как терригенные минералы осадочных пород, как правило, качественно гораздо беднее терригенных минералов, получающихся от размыва массивно-кристаллических пород, то указанный состав водосборной площади Донбасса естественно привел к качественной бедности терригенной минералогии продуктивной толщи.

С другой стороны, сам Донбасс и его водосборные площади располагались в условиях тропического влажного климата, отличающегося, как известно, большой напряженностью химического выветривания. Это неизбежно приводило к тому, что неустойчивые минералы песчано-алевролитовой размерности как в легкой, так и в тяжелой фракции разрушались, а минералы тонкой фракции в значительной степени переходили в каолинит и монотермит; иначе говоря, материал уже в зоне выветривания терял черты полимиктового, приближаясь к олигомиктности. Подобного рода трансформирующее влияние выветривания сказывалось тем легче и полнее, что значительную часть водосборных площадей слагали, как

указывалось, не первичные, массивно-кристаллические (изверженные и метаморфические), а осадочные породы, обломочные минералы которых уже претерпели хотя бы некоторый отбор на предыдущих стадиях осадконакопления. Так, сочетание благоприятных условий выветривания с подходящим составом исходного материала на водосборной площади Донбасса и привело к тому, что, несмотря на интенсивную денудацию и быстрое осадконакопление, обломочная толща среднего карбона не приобрела черты полимиктовости, а стала чем-то промежуточным на пути к олигомиктным свитам. Какой из названных двух факторов — климат или петрографический состав водосборной площади сыграл здесь главную роль, сказать с определенностью трудно. Но, учитывая некоторые косвенные наведения, мы склоняемся к мысли, что решающее значение следует приписать фактору климатическому.

Чрезвычайный интерес для наших целей представляет оценка степени сортированности обломочного материала в несчаниках и алевролитах угленосной толщи Донбасса. По данным Н. В. Логвиненко (1956), крупнозернистые и разнозернистые несчаники аллювиальных отложений «характеризуются плохой сортировкой обломочного материала»; то же относится к несчаникам и алевролитам болотной фации. Но терригенные породы прибрежно-морской фации «характеризуются довольно совершенной сортировкой обломочного материала». Это хорошо гармонирует с огромными размерами среднекаменноугольного бассейна и, отсюда, с его повышенной гидродинамической активностью.

Таковы особенности пород угленосной толщи Донбасса и физико-

географической обстановки их возникновения.

Сопоставляя сказанное с тем, что мы знаем об угленосных толщах Караганды и Кузбасса, нетрудно видеть, что специфические черты донбасских отложений состоят взначительном понижении полимиктовости обломочного материала, слагающего кластические породы, и в повышении сортировки его, по крайней мере в породах морской фации, образующих главную часть всей толщи. По обоим указанным признакам породы угленосной толщи как бы продолжают тенденции, намеченные при сравнении отложений Караганды и Кузбасса, и являются третьим крайним членом в ряду Караганда — Кузбасс — Донбасс.

При этом сами отличия угленосной толщи Донбасса от отложений других, ранее описанных угленосных бассейнов не случайны, но явились совокупным результатом частью тропического климата, резко усилившего химическое выветривание на водосборных площадях, частью резкого увеличения размеров и гидродинамической активности морского бассейна, усилившего сортировку обломочных частиц; некоторую рольсыграло и изменение состава питающих провинций.

Так как угленосная толща Донецкого бассейна весьма мощна (11 000 м), то подвергнуть всю ее геохимическому исследованию было невозможно; впрочем и нужды в этом не было, поскольку и фациальные типы отложений и петрографические черты пород в вертикальном разрезе отличаются большим однообразием и постоянством. Поэтому для изучения была взята лишь свита  $\overline{\mathbb{C}}_2^6$  в двух районах — Боковском и Должанском, составляющих продолжение один другого. Общее количество изученных образцов равно 141.

В целях большей простоты геохимический анализ велся не по каждой из известных в Донбассе фаций, а по группам их, объединяющим близкие фации. В качестве таковых мы принимаем, согласно с Н. В. Логвиненко, В. С. Яблоковым, Л. Н. Ботвинкиной и другими исследователями

Распределение геохимически псследованных образцов по фациальным группам и типам пород

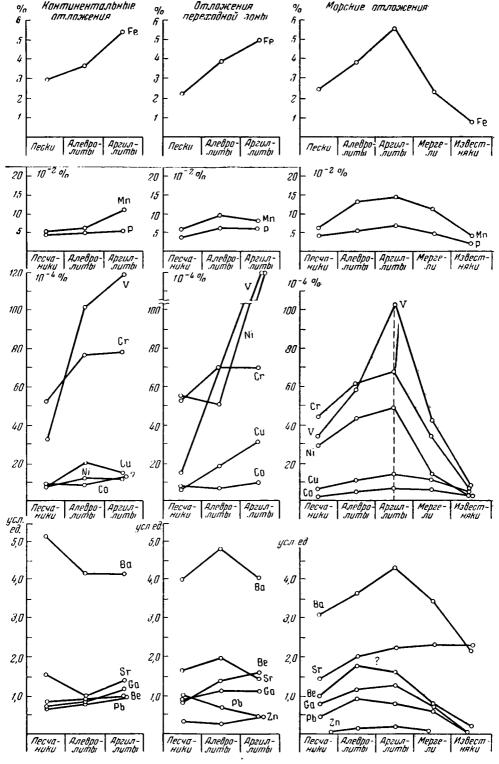
1 айон и фациальная группа	Песчаники	Алевроли- ты	Аргиллиты	Мергели	Известня- ки глини- стые
Должанский район Континентальные отложения Переходные " Морские "	5 3 3	7 15 21	2 3 17	<u>-</u>	$\frac{}{7}$
Боко вский район Континентальные отложения Переходные Морские	13 5 5	9 7 5	<u>2</u>		
Сумма	34	64	24	12	7

Донбасса, следующие три группы: а) континентальные отложения пресных озер; б) переходные отложения пресных озер; б) переходные отложения пресных частей рек, побережных болот, заливов, характеризовавшихся явно опресненной водой; в) морские отложения, что в общем составе продуктивной толщи Донецкого бассейна преобладают осадки последней — морской группы; это характерно для нашего бассейна и отличает его от отложений других угленосных бассейнов герцинской геосинклинальной зоны. В табл. 29 дается распределение изученных образцов по принятым группам фаций и по породам, в них входящим.

### 2. Распределение элементов в породах С2 Донбасса

Общая картина распределения средних содержаний элементов в породах Должанского района показана в табл. 30, а в породах Боковского района — в табл. 31; для наглядности цифры первой таблицы изображены графически на диаграмме (фиг. 38).

Из рассмотрения всех этих данных с полной отчетливостью вытекает удивительная упорядоченность, согласованность в распределении элементов. В ряду пород от песчаников к алевролитам -- аргиллитам -- мергелям -- глинистым вестнякам содержания всех элементов вначале согласно увеличиваются, достигая максимума в аргиллитах, а затем падают до нового, гораздо более низкого уровня в известняках. В тех случаях, когда петрографический ряд ограничен и охватывает лишь песчаники — алевролиты — аргиллиты, нарастание содержаний идет от первого члена ряда к последнему. Так обстоит дело и в Должанском и в Боковском районах, хотя конкретные содержания элементов в одноименных породах у них иногда заметно разнятся. Отклонения от схемы немногочисленны (не свыше 10% от общего числа определений), а сами размеры отклонений невелики и часто находятся в пределах точности анализа. Кроме того, отклонения группируются главным образом в фации континентальных и переходных отложений (13—16%), почти отсутствуя в морских (4%).



Фиг. 38. Распределение элементов в отложениях  $C_2^6$  Донбаса (в % от породы).

 $\mathrm{Pac}$ пределение элементов в отложениях  $\mathrm{C}_2^6$  Должанского района

Mn		>	 5	Cn	Z	5	Ba	Sr	Be	Gа	Pb	Zn	S
	_	-		-		}		_					)
В %	<u> </u>			в 10-е	%				в усло	условных единицах	ивицах		
	,044	27	22	7	25,0	6,0	4,27	1,55	0,86	0,77	0,41	0,13	l
	090,	89	49	13	44,0	0,9	4,11	1,79	1,42	1,01	0,44	0,15	Ş
	,070	113	69	17	65,0	0,6	4,14	1,89	1,45	1,11	0,37	0,20	1,0
0,11 0	0,050	41	33	11	13,0	6,0	3,30	2,05	09,0	0,57	0,40	1	Ę.
	,022		9	က	2,0	0,7	2,00	2,14	0,14	1	I	1	I
	650	32	51	7	7,0	0.8	5,20	1,60	0.90	08.0	08.0	۵.	Ę.
	,050	101	92	8.	12,0	0,0	4,20	1,00	1,00	1,00	0,83	1	*
	,054	118	28	15	11,5	12,5	4,20	1,40	1,00	1,20	1,00	I	1,0
	070	15	53	7	55,0	8,0	4,00	1,66	0,83	0,83	1,00	0,33	1
	990,	89	20	19	50,0	7,0	4,80	1,93	1,33	1,10	99,0	0,24	Ċ.
	,064	141	69	31	140,0	10,0	4,00	1,40	1,50	1,00	0,40	0,40	1,0
				•									
	,042	34	44	9	29,0	2,0	3,00	1,33	0,83	99,0	0,33	1	I
	,054	58	61	11	43,0	5,0	3,54	1,93	1,68	1,02	0,77	0,11	5
	,074	104	89	14	49,0	5,5	4,20	2,10	1,50	1,10	0,60	0,17	1,0
	,050	41	33	11	13,0	0,9	3,30	2,15	09,0	0,57	0,40	]	5
	,022	ı~	<del></del>	r	ر ک ک	2,0	2,00	2,14	0,14	1	ļ	l	-
		•											
9,000 0,060 0,070 0,080 0,080 0,014 0,014 0,014			0,022 0,049 0,050 0,054 0,066 0,064 0,054 0,054 0,050 0,050	0,022 7 0,049 32 0,050 101 0,054 118 0,066 68 0,064 141 0,064 141 0,074 104 0,050 41 0,050 41	0,022 7 6 0,049 32 51 0,050 101 76 0,054 118 78 0,066 68 70 0,064 141 69 0,054 34 44 0,054 36 0,054 38 61 0,050 41 33 0,050 7 6	0,022 7 6 3 0,049 32 51 7 0,050 101 76 20 0,054 118 78 15 0,040 15 53 7 0,066 68 70 19 0,064 141 69 31 1 0,042 34 44 6 0,054 58 61 11 0,050 41 33 11	0,049 32 51 7 7,0 0,050 101 76 20 12,0 0,054 118 78 15 11,5 0,066 68 70 19 50,0 0,064 141 69 31 140,0 0,054 34 44 6 29,0 0,074 104 68 14 43,0 0,076 41 33 11 13,0 0,050 41 33 11 13,0	0,022 7 6 3 2,0 2,0 2,0 0,020 0,020 101 76 20 12,0 9,0 0,050 101 78 15 11,5 12,5 0,066 68 70 19 50,0 10,0 0,054 141 69 31 140,0 10,0 0,054 15 61 11 43,0 5,5 0,0050 41 33 11 13,0 6,0 0,050 7 6 3 2,0 2,0 0,050 7 6 3 2,0 2,0 0,050 7 7 6 3 2,0 2,0 0,050 7 7 6 3 2,0 2,0 0,050 7 7 6 3 2,0 2,0 0,050 7 7 6 3 2,0 2,0 0,050 7 7 6 3 2,0 2,0	0,022       7       6       3       2,0       2,0       2,00         0,049       32       51       7       7,0       8,0       5,20         0,050       101       76       20       12,0       9,0       4,20         0,054       118       78       15       11,5       12,5       4,20         0,040       15       53       7       55,0       8,0       4,00         0,066       68       70       19       50,0       7,0       4,80         0,064       141       69       31       140,0       10,0       4,00         0,054       58       61       11       43,0       5,0       3,54         0,074       104       68       14       49,0       5,5       4,20         0,074       104       68       14       49,0       5,5       4,20         0,050       41       33       11       13,0       6,0       3,30         0,022       7       6       3       2,0       2,0       2,00	0,049 32 51 7 7,0 8,0 5,20 1,60 0,050 0,054 118 78 15 11,5 12,5 4,20 1,40 0,066 68 70 19 31 140,0 10,0 4,00 1,33 0,054 33 4,4 6 29,0 2,0 3,00 1,33 0,054 104 68 14 49,0 5,5 4,20 1,33 0,054 104 68 14 49,0 5,5 4,20 1,33 0,054 104 68 14 49,0 5,5 4,20 1,33 0,054 104 68 14 49,0 5,5 4,20 2,10 0,050 41 33 11 13,0 6,0 3,5 4,10 2,10 0,050 7,0 4,33 11 13,0 6,0 3,30 2,15 0,022 7 6 3 2,0 2,00 2,0 2,00 2,14	0,049 32 51 7 7,0 8,0 5,20 1,60 0,90 0,050 1,18 78 15 11,5 12,5 4,20 1,40 1,00 1,00 0,054 141 69 31 140,0 10,0 4,00 1,40 1,00 1,00 0,054 141 69 31 140,0 10,0 4,00 1,40 1,50 0,054 141 69 31 140,0 10,0 4,00 1,33 0,83 0,054 158 61 11 43,0 5,0 3,00 1,33 0,83 0,074 104 68 14 49,0 5,5 4,20 2,10 1,50 0,050 41 33 11 13,0 6,0 2,0 2,0 2,14 0,14 0,14 0,14 13,0 6,0 2,14 0,14 0,14 0,14 13,0 6,0 2,14 0,14 0,14 0,14 0,14 0,14 0,14 0,14 0	0,022       7       6       3       2,0       2,0       2,14       0,14       —         0,049       32       51       7       7,0       8,0       5,20       1,60       0,90       0,80         0,050       101       76       20       12,0       4,20       1,00       1,00       1,00         0,054       118       78       15       11,5       12,5       4,20       1,40       1,00       1,20         0,040       15       53       7       55,0       8,0       4,00       1,66       0,83       0,83         0,066       68       70       19       50,0       7,0       4,80       1,93       1,10         0,064       141       69       31       140,0       10,0       4,00       1,40       1,50       1,00         0,054       58       61       11       43,0       2,0       3,54       1,93       1,40         0,054       58       61       11       43,0       5,0       4,00       1,40       1,50       1,00         0,054       58       61       40,0       1,40       1,50       1,00       1,00         0,054	0,049       32       2,0       2,0       2,0       2,14       0,14       —       —         0,049       32       51       7       7,0       8,0       5,20       1,60       0,90       0,80       0,80         0,050       101       76       20       12,0       9,0       4,20       1,00       1,00       1,00       0,83       0,83         0,054       118       78       15       11,5       12,5       4,20       1,40       1,00       1,00       0,83         0,054       15       11,5       12,5       4,20       1,40       1,00       1,00       1,00         0,066       68       70       19       50,0       7,0       4,80       1,93       1,33       1,00         0,066       68       70       19       50,0       7,0       4,80       1,40       1,00       0,66         0,066       68       70       140,0       10,0       4,00       1,40       1,50       1,00       0,40         0,056       141       69       31       140,0       10,0       4,00       1,40       1,50       1,00       0,40         0,074       104

Распределение элементов в отложениях  $\mathbb{C}_2^6$  Боковского района

Тип отложений и порода	F.	Mn	Δ,	>	Cr.	- no	ž	ပိ	Ва	Sr	Be	Ga	م <u>ر</u>	Zrı
		В %				№ 10-4%			i	m	условных единицах	единица		
Континентальные отложения							_							
Песчаники	3,20	0,070	0,052	69	51	10	34	12	7,15	4,15	1,31	1,46	1,11	0,50
Алевролиты крупные	3,19	0,080	0,030	67	72	19	35	13	8,00	5,00	2,33	2,33	1,33	0,83
» мелкие · · · · ·	3,50	0,040	0,063	132	82	33	53	82	7,83	4,50	2,66	1,83	1,50	1,25
Переходные отложения														
Песчаники	2,85	0,150	0,045	51	38	20	45	6	7,00	3,60	1,60	1,80	1,80	1,41
Алевролиты	4,16	0,140	0,043*	99	1	18	65	17	7,50	4,00	2,00	1,70	1,30	0,70
Аргиллиты	4,92	0,155	0,055	123	99	10	63	13	8,00	2,00	2,50	2,00	1,50	1,50
Морские отложения														
Песчаники	2,51	0,100	0,031	45	29	7	29	ໝ	6,80	4,20	1,10	1,80	1,80	09,0
Алевролиты	4,21	0,220	0,062	79	29	19	51	<b>∞</b>	7,00	3,80	1,80	2,20	1,20	1,20

<sup>\*</sup> Один образец с Р равным 0,240% в среднее не вошел; с учетом сго среднее равно 0,077%.

Совершенно ясно, что распределение элементов в породах Донбасса принадлежит четко выраженному упорядоченному типу, притом сглаженной его модификации, отличающейся относительно малой разницей между минимумом содержаний в песчаниках и максимумом в аргиллитах. Это тот же тип, который мы наблюдали в отложениях Кузбасса, но в донбасской толще он выраженеще более четко, ярко, с гораздо меньшим количеством отклонений от нормальной схемы. В Донбассе в распределении элементов по породам схема, впервые намеченная еще в ашлярикской свите Караганды и сильно развитая затем в Кузбассе, доходит, так сказать, до своего логического конца.

Припоминая сказанное в предыдущем разделе об особенностях физикогеографической обстановки образования пород угленосной толщи Донбасса, удивляться этому не приходится. Ведь климатический режим территории Лонбасса и его водосборных площадей по своей тропичности, т. е. более высокой температуре и влажности, обеспечивал более интенсивное течение химического выветривания на площадях питающих провинций; а это обстоятельство по принципам, развитым ранее, должно было понижать полимиктовость пород и тем самым содействовать нивелировке в распределении разных элементов. В том же направлении влияло и возрастание сортировки материала в огромном морском водоеме. Известное воздействие, опять таки в сторону нивелировки распределения элементов, оказывало, вероятно, и обилие осадочных пород на водосборных частях донецкой седиментационной зоны, ибо облегчало, убыстряло здесь течение химического выветривания. Яркость проявления упорядоченного распределения элементов в басской толще есть неизбежное следствие тех особенностей физико-географической обстановки, какая отличала условия ее образования от условий осадочного процесса в Кузбассе и Караганде. Расширение набора петрографических типов пород в морской фации, в частности — появление мергелей и известняков, позволяет раскрыть некоторые новые черты в распределении элементов, ранее ускользавшие от исследования.

Как уже указывалось, при переходе от аргиллитов к мергелям и известнякам процентные содержания всех элементов неизменно падают до очень низких величин; в некоторых случаях отдельные элементы (Ga, Pb, Zn, Sc) в сильно известковых породах спектроскопически не констатируются вовсе, т. е. находятся в предельно-низких концентрациях. Причина такого явления одним из авторов работы уже неоднократно указывалась и заключается в разбавлении всех элементов карбонатным материалом по мере того как он постепенно накопляется в осадке. В связи с этим представляет большой интерес выяснить, а как будут распределяться в породах элементы, если пересчитать их количества на вещество осадка, лишенное CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub>, т. е. освободить их от разбавляющего влияния этих карбонатов? В табл. 32 дан подобного рода пересчет.

Из изучения ее цифр явствует, что обращение к бескарбонатному веществу осадка всегда заметно (и даже сильно) повышает концентрации элементов в мергелях и известняках. Однако однообразие кривых распределения в ряду: песчаники → алевролиты → аргиллиты → мергели → пзвестняки при этом утрачивается. Вместо одной общей схемы можно констатировать по крайней мере три (фиг. 39).

В группе Fe, Mn, P, Cu, Co, Sr, Ва элементы продолжают непрерывно наращивать свои содержания от песчаников к известнякам; у одних элементов это наращивание идет медленно, у

Порода	Fe	Mn	P.	v	Cr	Cu
		в %	<del></del>		в 10-4%	·
Песчаники	6,76 4,95	0,063 0,150 0,160 0,210 0,460	0,044 0,062 0,085 0,097 0,250	36 66 120 80 80	46 70 78 68 68	6,3 12,5 16,0 21,0 34,0
Песчаники	1 1,66 2,40 1,75 3,90	1 2,83 2,54 3,33 7,30	1 1,41 1,93 2,20 5,70	Отно 1 1,84 3,33 2,22 2,22	сительно 1 1,52 1,70 1,45 1,45	концен   1   2,0   2,60   3,30   5,40

других — стремительно и сильно. В группе V, Cr, Be, Ni концентрации элементов возрастают лишь от песчаников к аргиллитам, в которых и достигают максимума, а затем, несколько понижаясь, остаются на одном и том же уровне в мергелях и известняках; у V и Ni это видно чрезвычайно отчетливо, у Ве затушевано незначительным приростом содержаний в известняках против мергелей. В группе Ga, Pb, Zn после максимума в аргиллитах (Ga, Zn) или алевролитах (Pb) наблюдается резкое падение (до нуля) в карбонатных породах. Описанные три группы элементов еще отчетливее видны, если принять содержание каждого элемента в песках за единицу, а содержания во всех других породах отнести к этой единице. Подобного рода пересчет сделан в нижней части табл. 32, а результаты изображены графически на фиг. 40.

Итак, мы наталкиваемся на новый факт в распределении элементов. Пока мы движемся в ряду от песчаников к аргиллитам, концентрации всех элементов постепенно растут, хотя и неодинаковыми темпами. При переходе от аргиллитов к мергелям и известнякам дело усложняется; содержания всех элементов падают, если считать их в процентах от породы; но если брать их только на бескарбонатное вещество пород, то у одних содержания продолжают расти, у других несколько уменьшаются, но до определенного предела; у третьих резко убывают до аналитического нуля.

Спрашивается, чем же объясняется эта неодинаковость поведения элементов, их дифференцировка на разные группы, как только мы снимем разбавляющее действие карбонатного (CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub>) материала? Что стоит за этой дифференциацией?

Напомним, что все изучаемые в настоящей работе элементы мигрируют в речных водотоках как в виде растворов, так и в составе механически взвешенного материала. При этом у разных элементов варьируют не только соотношения между растворенной и взвешенной частями, но и распределение элемента в гранулометрическом спектре взвесей: у одних элементов максимум содержаний приходится на алевритовую фракцию, у других на крупнопелитовую, у третьих на субколлоидную и т. д. Этир азличия форм миграции и начинают давать себя чувствовать в удаленных от берега областях водоемов, где осаждаются наиболее тонкие частицы, во все большей степени разбавляемые карбонатным материалом.

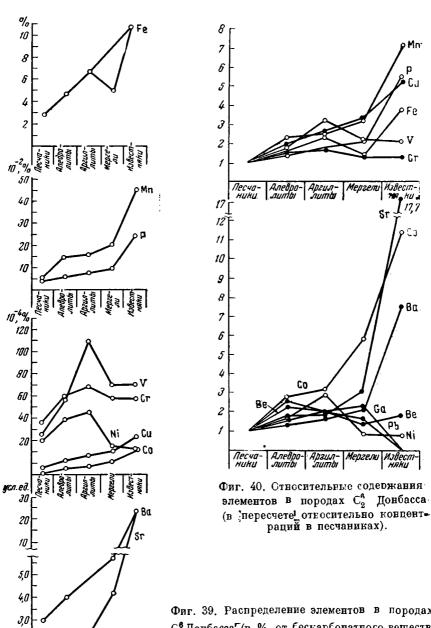
Понбасса в пересчете на бескарбонатное вещество

Ni	Со	Ва	S r	Ве	Ga	P	Zn	Соде <b>р</b> и СаСО :-	
		}		в условных е	диницах				
30 49 56 25 23	2,0 5,7 6,3 11,7 23,0	3,0 4,0 4,8 6,4 23,0	1,35 2,20 2,40 4,20 24,40	0,87 1,91(?) 1,73 1,17 1,60	0,69 1,16 1,27 1,11	0,34 0,88(?) 0,69 0,78	Сл. 0,10 0,20 —	5,28 12,09 14,41 48,85 91,21	1,05 1,14 1,15 1,95 11,40
<b>r</b> pa	ций в пе	счаника	x						
1 1,63 1,87 0,83 0,76	1 2,80 3,15 5,80 11,50	1 1,30 1,60 2,10 7,60	1,63 1,77 3,10 17,70	1 2,20 2,00 1,34 1,84	1 1,70 2,00 1,60	1 2,60 2,00 2,30	1 ? ? ? ? ?		

У тех элементов, максимум содержания которых в процентном выражении приходится на самую тонкую субколлоидную и коллоидную фракции, при пересчете на бескарбонатное вещество будет обозначаться более пли менее выраженный рост содержаний не только от песчаников к аргиллитам, но и дальше в море, в области седиментации карбонатных илов. В том же направлении действует и возрастание роли растворов в миграциях веществ, ибо при ничтожных содержаниях растворенного компонента выделяющиеся твердые фазы — кристаллы, сгустки — обладают, конечно, ничтожными размерами и относятся движениями воды наряду с тончайшими взвесями в самые удаленные части морского дна. В нашем случае Fe, Mn, P, Ва, Со продолжают накапливаться в нерастворимом остатке мергелей и известняков, видимо, потому, что приурочиваются главным образом к самым тонким размерностям взвесей; в миграциях же Sr, Cu, кроме того (а может быть и главным образом), была заметно повышена роль растворов и, следовательно, роль химического осаждения. Соединения этих двух элементов отличаются, как известно, большой устойчивостью в растворе, а для Sr установлено соосаждение вместе с СаСО3, что, естественно, должно повышать его процентное содержание в нерастворимом остатке карбонатных илов.

Специфику всех остальных элементов составляет то обстоятельство, что растворы в их миграциях не играли практически никакой роли, в гранулометрическом же спектре взвесей максимум их процентных содержаний приходился не на самые тонкие (коллоидную и субколлоидную) фракции, а на более грубые. В частности, в группе V, Cr, Ni наиболее обогащена была грубая пелитовая фракция, у Ga, Pb (Zn?) даже тонкоалевритовая; у Ве же, возможно, максимум содержаний приходился не на одну, а на две фракции, что и обусловило двувершинность его кривых.

Так, разные формы миграций элементов даже в бассейнах с упорядоченным их распределением в осадках вызывают некоторые различия в их локализации. Важно подчеркнуть, что различия проступают в данном случае в осадках не периферических, а центральных частей водоемов, в области тонкозернистых глинисто-карбонатных отложений, и что сами различия эти столь слабы, что маскируются сильным разбавляющим действием карбонатного материала и не видны при оперировании процентными содержаниями элементов, рассчитанными



2,0

1,0

Ве

Фиг. 39. Распределение элементов в породах  $C_2^6$ Донбасса (в % от бескарбонатного вещества).

на породу; лишь после снятия разбавляющего эффекта карбонатов пересчетами анализов на бескарбонатное вещество пород, индивидуальные особенности распределения элементов — следы их дифференциации на площади центральных частей дна морей — вскрываются с достаточной ясностью.

## 3. Органическое вещество в угленосной толще Донбасса

По примеру предыдущего рассмотрим распределение органического вещества в породах Донбасса как в рассеянной его форме, так и в концентрированной, в углях.

Данные по рассеянному Сорг. сведены в табл. 33.

Песчаники	Алевроли- ты	Аргиллиты	Мергели	Известня ки
0,16	0,38	0,20(?)		_
0,22				
0,09	0,51	1,31	0,6	0,25
0,18	0,60	1,09	0,6	0,25
0.07	4 241	1 1		
		1 07	_	
0,07	0,23	-	_	
0,13	0,27	1,07	_	
	0,16 0,22 0,09 0,18 0,07 0,23 0,07	0,16         0,38           0,22         0,83           0,09         0,51           0,18         0,60           0,07         1,311           0,23         1,10           0,07         0,23           0,07         0,23	Песчаники         ты         Аргиллиты           0,16         0,38         0,20(?)           0,22         0,83         0,93           0,09         0,51         1,31           0,18         0,60         1,09           0,07         1,31¹         —           0,23         1,10         1,07           0,07         0,23         —	О, 16         0,38         0,20(?)         —           0,22         0,83         0,93         —           0,09         0,51         1,31         0,6           0,18         0,60         1,09         0,6           0,07         1,311         —         —           0,23         1,10         1,07         —           0,07         0,23         —         —

<sup>1</sup> Обр. 620 с 9,01% в среднее не вошел.

Из цифр видно, что содержания Сорг. в угольной толще Донбасса во всех ее породах и фациях находятся строго на кларковом уровне, либо иногда слегка его превосходят. Вполне типично кларковым является и характер изменений величин Сорг. в ряду от песков к аргиллитам и известнякам: вначале резкий подъем цифр с максимумом в аргиллитах, потом падение практически к прежнему уровню в известняках. Если же пересчитать Сорг. на бескарбонатный материал, исключив таким образом дополнительный разбавитель, получим наибольшую концентрацию Сорг. в тонкозернистом нерастворимом остатке известняков. Отсутствие какого-либо обогащения пород угленосной толщи Донбасса рассеянным органическим веществом составляет характерную особенность этой толици, ясно отличающую ее от карагандинской и кузбасской толщ, где обогащение пород рассеянной органикой ясно проступало и было по крайней мере-2-3-кратным. Причина различий лежит, вероятно, в фациальных условиях образования осадков и, в частности, в принадлежности главной массы донецких пород морским фациям в разнообразных их вариациях.

В связи с бедностью органическим веществом вмещающих угли пород, особый интерес приобретает вопрос о количественных соотношениях между массой его, заключенной в углях продуктивной свиты, и массой, находящейся в рассеянном виде во вмещающих породах.

Решить этот вопрос, как и в предыдущих случаях, можно лишь с известным приближением. Способ расчета был принят следующий. Возьмем колонку пород высотой 100 м с основанием 1 м<sup>2</sup> и примем, что

-объемный вес песчаников, алевролитов и аргиллитов один и тот же и равен 2,5, объемный же вес углей в среднем 1,3. Допустим теперь, что песчаники составляют 30% мощности колонки, а их  $C_{\rm opr.}-0.15\%$  от породы, алевролиты — 25% ( $C_{\rm opr.}-0.7\%$ ), аргиллиты — 40% ( $C_{\rm opr.}-1.1\%$ ), угли — 2% ( $C_{\rm opr.}-100\%$ ). Тогда нетрудно подсчитать, что в песчаниках будет содержаться  $C_{\rm opr.}-0.11$  т ( $30\times2.5\times\frac{0.15}{100}$ ), в алевролитах — 0.44 т ( $25\times2.5\times\frac{0.70}{100}$ ), в аргиллитах — 1.10 т ( $40\times2.5\times\frac{1.1}{100}$ ), в угле же — 2.6 т ( $2\times1.3\times1.0$ ). Отнеся массу  $C_{\rm opr.}$  в углях к сумме  $C_{\rm opr.}$  во вмещающих породах, получим  $\frac{2.6$  т (0.11+0.44+1.10) т или около 1,5. Это означает, что органического углерода (иначе органического вещества) в углях сконцентрировано в 1,5 раз больше, чем во вмещающих угли породах.

Таким образом, пользуясь данными табл. 27, были рассчитаны соотношения между  $C_{\rm opr.}$  углей и  $C_{\rm opr.}$  вмещающих пород для 100-метровой колонки каждой из частных свит ( $C_2^3$ ,  $C_2^4$  и т. д. по  $C_2^7$ ), входящих в состав продуктивной толщи Донбасса; пользование 100-метровой колонкой вместо истинных мощностей свит для вывода интересующей нас величины

(С<sub>орг.</sub>угля) никакого влияния на окончательный расчет не имеет. Полученные величины представлены в табл. 34.

Таблица 34 Соотношения С<sub>орг.</sub> угля и вмещающих пород в разных свитах продуктивной толщи Донбасса

		Суммарно	е содержан	ие С <sub>орг.,</sub> т.		
Свита	песчаники	алевроли- ты	аргелли- ты	все вмеща- ющие по- роды	Угли	С <sub>орг</sub> , угля С <sub>орг</sub> , вмещ. пород
	0,12	0,58	1,16	1,86	1,17	0,63
	0,11	0,56	1,23	1,90	1,04	0,55
• • • • • • •	0,14	0,51	1,03	1,68	2,34	1,40
	0,12	0,51	1,15	1,78	3,12	1,74
	0,10	0,51	1,18	1,79	1,30	0,73

Как видим, несмотря на весьма незначительный коэффициент угленосности, количество органического вещества, сконцентрированного в углях, соизмеримо с органической массой, рассеянной во вмещающих породах, а иногда и превосходит ее в полтора и более раза.

Поскольку имеются данные об обогащенности донецких углей германием, представлялось интересным выяснить, не намечается ли такое же обогащение каким-либо из изучаемых нами элементов.

Для решения этого вопроса Л. Е. Штеренбергом были, по нашей просьбе, отобраны 10 проб углей разных марок, в большинстве которых по внешнему осмотру не заключалось посторонних включений. Пробы были озолены и в золе определены элементы нашего ряда; результаты показания в табл. 35.

Место отбора проб	Содержание золы, %	Fe	Mn		v	Cr	Cu	Ni	Co
			B %			ві	0-• %		
Обр. 1. Каменный уголь. Красноармейский район, шахта Ново-Гродовка, пласт 1, слой 7. Обр. 2. Антрацит. Хрустальский район, шахта № 7'8, пласт 12,	2,59	37,46	0,01	_	604	68	346	370	40
тахта № 70, пласт 12, слой 6	20,97	1,81	_	0,061	336	54	111	80	16
Обр. 3. То же, слой 3.	5,27	38,94	_	0,100	360	28	40	60	32
Обр. 4. То же, слой 2.	3,77	20,28	Сл.	0,042	246	31	62	128	12
Обр. 5. То же, слой 7.	0,98	4,42	>0,01	0,640	134		112	396	12
Обр. 6. То же, слой 4.	41,13	6,27	_	0,054	360	Сл.	148	38	_
Обр. 7. То же, слой 8.	63,03	5,30	Сл.	0,042	136	16	100	124	20
Обр. 8. Каменный уголь. Центральный рай- он, шахта Кондратьевка, пласт 1 <sub>5</sub> , слой 4 Обр. 9. Антрацит. Гу- ковский район, шахта	3,11	47,33	»	0,420	44	30	68	30	
№ 3, иласт <b>1<sub>6</sub>, слой 3</b> 3 .	2,00	32,69	>0,01	0,042	44	_	74	60	32
Обр. 10. То ж <b>е</b> , слой 4 .	2,74	39,72	>0,01	0,035		19	80	26	16

Как видим, некоторые элементы, как Fe, V, Cu, Ni, дают часто, но не всегда, заметно повышенные содержания. Однако относить ли их за счет при жизненной концентрации организмами или за счет сорбции элементов органическим веществом уже в диагенезе, либо за счет их диагенетической концентрации в пирите, рассеянном в угле, остается неясным.

#### 4. Формы железа в породах С6,

Обратимся теперь к рассмотрению баланса минералогических форм железа в интересующих нас породах. Относящиеся сюда данные сведены в табл. 36 и 37; для наглядности они же изображены на фиг. 41.

При анализе этих цифр первое, что обращает на себя внимание, это относительно очень небольшая роль обломочного железа в общей массе его и очень крупная роль аутигенно-минералогических форм Fe.

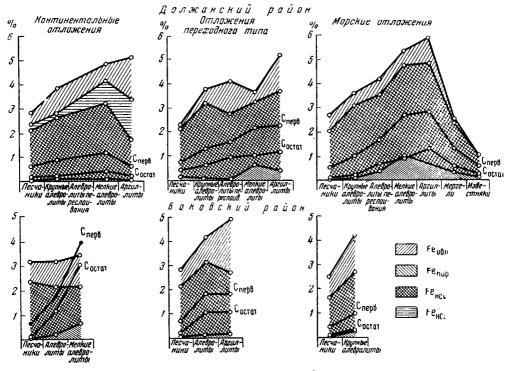
Это обстоятельство станет особенно ясным, если вычислить содержание  $Fe_{06.1}$ . в % от железа валового, как это и сделано в табл. 38.

Обломочное железо составляет, таким образом, от 10 до 30% (как максимум) железа валового, в среднем же для всей песчано-аргиллитовой группы — всего 17,5%; остальные 82,5% приходятся на аутигенно-минералогические формы железа.

Сходные соотношения наблюдались и в ранее изученных угленосных толшах.

В балансе аутигенно-минералогических форм железа также проступают многие черты, уже известные нам по Караганде и Кузнецкому бассейну.

Главнейшей аутигенно-минералогической формой являются легко растворимые в HCl карбонаты и силикаты железа; пиритное железо всегда резко ему уступает по массе; окисное, легко растворимое, обычно практически отсутствует (сотые доли процента) и лишь редко достигает десятых долей и даже целых процентов. При этом легко заметить, что гидроокисное



Фиг. 41. Формы железа в отложениях свиты  $C_2^6$  Донбасса (в % от породы).

железо развито значительно лишь при весьма низких и низких содержаниях  $C_{\mathrm{opr.}}$ , с возрастанием же его падает. Пиритное железо, напротив, при низких величинах  $C_{\mathrm{opr.}}$  практически едва улавливается, тогда как с увеличением остаточной (и первичной) органики его массы в осадке резко увеличиваются, явно вытесняя железо лептохлоритов и сидеритное. Все эти соотношения вполне естественны и согласуются с тем, что мы наблюдали в предыдущем.

Одна своеобразная особенность в аутигенной минералогии железа донбасских пород, однако, должна быть здесь отмечена; она касается пиритного железа в континентальных отложениях. На примере Кузбасса, пресноводность осадков которого не возбуждает сомнений, было показано, что даже при значительном содержании Сорг. количество пирита в осадке ничтожно. В Донбассе, напротив, в континентальных отложениях пирит быстро реагирует на увеличение содержания Сорг. в осадке и в этом отношении подобен пириту в морских и переходных отложениях. Причина такой аномалии пока не вполне ясна. Нам кажется, что аллювиальные и озерные отложения, входящие в состав континентальных отложений, принадлежали, по существу, наземной дельтовой зоне и, стало быть, нередко обладали несколько осолоненной водой и во всяком случае такой, в которой содержание иона  $SO_4^7$  было заметно повышено против обычной нормы для пресных озер и рек гумидных зон. В силу этого обстоятельства

			707					
Тип отложений и порода	Fе <sub>валов.</sub>	Fe <sup></sup>	Fe'	Fe <sub>обл</sub> .	Fe HCl	С <sub>орг.</sub>	С <sub>орг.,</sub> пошедини на редук- цию	C <sub>opr.</sub> пер- вич <b>н</b> .
3.6								
<b>Морские отложе</b> ния				ļ	}		! !	
Песчаники •	2,70	0,02	2,06	0,12	0,50	0,09	0,47	0,55
Алевролиты		1		'		1 ′	,	,,,,,
крупные	3,66	0,11	3,04	0,40	0,11	0,24	0,77	1,01
Алевролиты	1	,	'	,	',	-,	,,,,	1,01
переслаивания .	4,21	0,36	3,20	0,61	0,04	0,70	1,02	1,72
Алевролиты тон-	l	, ,	<b>'</b>	-,	-,	", "	1,02	1,
кие	5,37	1,01(?)	3,79	0,55	0,02	0,97	1,74	2,71
Аргиллиты	5,90	0.66	4,22	0,93	0,09	1,31	1,51	2,82
Мергели	2,54	0,34	2,06	0,08	0,06	0,60	0,76	1,36
Известняки гли-	i '	, ,,,,	_,	0,00	0,00	0,00	0,.0	1,00
нистые	1,05	0,15	0,94	Нет	0,06	0,25	0,33	0,58
Переходные	] -,	,,,,	, , , ,	1101	0,00	0,20	0,55	0,50
отложения	ļ						i l	
Песчаники	0.20	0.47	0.04	0.10	0.00	1	0.50	
	2,30	0,14	2,01	0,12	0,03	0,22	0,53	0,75
Алевролиты	2 -0	0.05	2.40	<u>ر ، ، ، ا</u>	A 40	0.00	, <u>.</u> .	
крупные	3,78	0,05	3,19	0,44	0,12	0,62	0,74	1,36
Алевролиты		0.00						
переслаивания .	4,09	0,03	2,74	1,13	0,19	0,95	0,63	1,58
Алевролиты								
мелкие	3,60	0,67	2,58	0,38	0,07	1,03	1,17	2,20
Аргиллиты	5,22	0,40	3,28	1,32	0,21	1,16	1,08	2,24
Континентальные								
тложения "	l					i l		
Песчаники	2,87	0,02	2,16	0,40	0,23	0,14	0,49	0,63
Алевролиты	, -	-,	, -,	-,	,	] -,	, 20	•,••
крупные	3,87	0,09	2,63	1,00	0,15	0,24	0,66	0,90
Алевролиты	,	• •	'	,,,,,	, , , ,	- ,- •	,,,,,	-,
переслаивания .			_				!	_
Алевролиты								
мелкие	4,86	0,05	3,22	0,60	0,90	0.43	0,76	1,20
Аргиллиты	5,20	0,05	1,73	1,78		0,20(?)	0,43	0,63
• • • • • •	-,	0,00	-,	2,.0	-,	, = = (. )	,	5,00

в илах оказывалось достаточно  $SO_4^{''}$  для его редукции в  $S^{\prime\prime}$ , что и создавало возможность усиленной генерации пирита против обычной для настоящих пресноводных образований нормы.

### 5. Карбонаты в угленосной свите С2 Донбасса

Как и в рассмотренных ранее случаях, карбонаты в угленосной толще Донбасса находятся, с одной стороны, в рассеянной форме, с другой — образуют разнообразные стяжения.

Средние содегжания расссянных карбонатов, выраженные в СО<sub>2</sub>, показаны в табл. 39. Из приведенных цифр следует, что в континентальных отложениях средняя карбонатность пород находится на том же в общем уровне, что в карагандинской и кузбасской толщах; при этом и в Донбассе в песчансках карбонатность, беря ее без учета конкрепий (т. е. цифр, показанных в скобках), повышена по сравнению с алевролитами и аргиллитами. В отложениях переходного типа общая карбонатность и ее распределение по типам пород остаются теми же, что в осадках континентальных. Иначе обстоит дело в отложениях морских. Здесь наблюдается очень небольшое содержание СО<sub>2</sub> в песчаниках, алевролитах и аргиллитах и затем быстрый рост ее в мергелях и известняках.

## Формы железа в осадках Боковского района (в %)

Тии отложений и порода	Fе <sub>вал.</sub>	Fe·· пир.	Fe" HCI	Fe··· HCl	Fe <sub>oб.1.</sub>	С <sub>орг.</sub> остат.	С <sub>орг.,</sub> пошедший на редук- цию	С <sub>орг.</sub> пер- вичн.
Континентальные отложения								
Песчаники Алевролиты крупные	3,20	0,007	2,38	0,04	0,77	0,07	0,53 0,61	0,60
Алевролиты мелкие	3,50	0,6501	1,43	0,26	1,16	3,07*	0,90	3,97
Отложения пере- ходного типа Песчаники Алевролиты Аргиллиты	2,85 4,16 4,92	0,040 0,070 0,170	2,14 3,08 2,51	0,30 0,48 0,63	0,37 0,53 1,61	0,23 1,10 1,07	0,51 0,74 0,70	0,74 1,84 1,77
Морские отложе- ния Песчаники Алевролиты	2,51	0,014	1,63	0,30	0,57	0,07	0,37	0,44
крупные • • • • •	4,21	0,220	2,45	0,45	1,09	0,23	0,74	0,97

 $<sup>^1</sup>$  С изменением  $C_{\rm opr.}$  содержание пиритного железа также меняется; так, в одном образце при содержании  $C_{\rm opr.}$  0,71%  $^{\rm Fe}_{\rm nup.}$  составляет 0,18%; у четырех образцов при среднем содержании  $C_{\rm opr.}$  2,42%  $^{\rm Fe}_{\rm nup.}$  — 0,42%; в другом образце с содержанием  $C_{\rm opr.}$  9,01%  $^{\rm Fe}_{\rm nup.}$  — 1,43%.

 $T\ a\ б\ \pi\ u\ ц\ a\ 38$  Обломочное железо в отложениях  $C_2^6$  Должанского района

(в % от валового железа)

Порода	Континентальные отложения	Переходные отложения	Морские отложения
Песчаники	3	7	23
Алевролиты крупные . Алевролиты переслаи-	26	14,3	13
вания	_	32,0 (?)	15
Алевролиты мелкие	10	12,0	11
Глины	30	30,0	18
		<del>-</del>	3
Мергели Известняки глинистые.		_	_

Чрезвычайный интерес представляет состав рассеянных карбонатов в породах разных фациальных типов. В отличие от предыдущих двух толщ, карбонатному анализу подверглись не только образцы с содержанием  $\mathrm{CO}_2 > 4\%$ , но и образцы с 2-4%  $\mathrm{CO}_2$ ; таким образом мы знакомимся в данном случае с химическим составом карбонатов, находящихся в породе в весьма рассеянном состоянии.

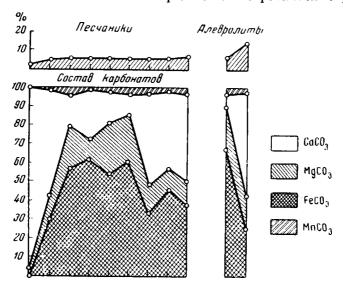
Результаты анализов показаны в табл. 40 и изображены графически на фиг. 42, 43. Кроме того, для большего удобства рассмотрения в табл. 41 показаны средние составы рассеянного карбонатного материала в породах, а на фиг. 44 изображено графически поведение отдельных компонентов.

### Средние содержания СО2 в породах С2 Донбасса (в %)

Район и тип отложений	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Mepre- ли	Извест- няки
<b>Должановски</b> й район					
Континентальные отложения	2,00	1,61	0,05	-	_
Переходные »	2,04	$(3,39)^{1}$ 1,43	$(3,46) \\ 0,96$		
Морские »	2,64	(2,54) $(2,42)$ $(5,53)$	(5,31) $3,05$ $(5,15)$	26,20	41,74
Боковский район		(0,00)	(0,10)		
Континентальные отложения Морские »	2,31 2,10	2,93 3,13	_	_	_

<sup>1</sup> В скобках дана карбонатность с учетом конкреционных стяжений; без скобок карбонатность без конкреционных стяжений

Рассмотрение всех этих материалов позволяет установить несколько характерных фактов. Состав рассеянных карбонатов в песчаниках, алевролитах и аргиллитах всех фациальных зон Донбасса отличается большой изменчивостью и пестротой: встречаются образцы, где



Фиг 42. Состав рассеянных карбонатов в континентальных отложециях Донбасса.

карбонаты полностью представлены  $CaCO_3$  при отсутствии всех других, и образцы, в которых  $FeCO_3$  образует 65-75% карбонатов; содержание  $MgCO_3$  варьирует от 0 до 28%. По своей многокомпонентности и изменчивости рассеянные карбонаты в песчано-алевролитово-аргиллитовых породах свиты  $C_2^6$  Донбасса полностью отвечают карбонатному материалу в одноименных породах других, ранее рассмотренных угленосных бассейнов.

Состав расселеных карбонатов в породах святы  $\mathbf{C}_{\mathtt{z}}^{\mathtt{t}}$  Донбасса (в %)

							% or cymm	от суммы карбонатов	TOB	
Тип отложений, порода и район	Нераств. остаток	A1202	Fe20,	Сумма карбона- тов	3 0	Mnco.	FeCO.	Mgco.	FeO силикати.	МgО силикат в.
нтальные отложения Должанского район	82,96 93,39 92,00 91,12 85,30	4,80 0,96 0,37 0,39 4,02	0,53 0,17 0,02 0,09 1,30	25,28 2,84 2,81 2,14	15,28 56,22 26,32 41,14 100,00	1,95 1,34 1,14 1,72	54,17 30,00 62,12 46,12	28,60 12,44 10,42 10,84	3,50 0,60 0,76 2,16	0,77 0,27 0,26 0,30 0,96
Песчаники Боковского раиона Обр. 637	89,43 92,78 84,99 91,57	0,98 0,14 3,46 0,57	0,18 0,35 0,04	9,53 9,53 8,53 82,83	46,17 16,54 11,57 48,98	2,79 3,65 2,71 2,57	37,24 57,69 60,76 32,99	13,82 22,12 24,96 15,46	1,02 0,51 2,65 0,96	0,45 0,28 0,66 0,45
Среднее	I	ı	1	5,20	40,24	1,98	42,25	15,40	1	1
Алевролиты Должанского района Обр. 127	80,02	1,52	0,11	14,33	56,80	1,82	26,66	14,72	1,52	0,85
Среднее	l	l 		10,70	32,14	2,04	47,30	18,52	!	[
Песчаники Должанского района Обр. 109	91,84 86,16 87,57	0,85 2,117 33	0,0	2,90 6,20 5,12	82,41 63,39 64,08	2,76 1,77 3,12	8,62 20,16 18,94	6,21 14,68 13,86	1,86 2,30 2,30 5,50	0,55 0,52 0,52

Таблица 40 (продолжение)

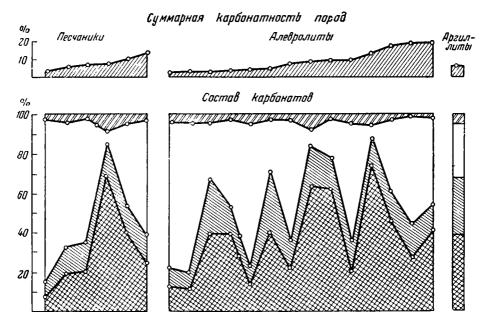
					•		% от суммі	суммы карбонатов	80	
Тип отложений, порода в район	Hepac .	AlsO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	сумма карбона- тов	CaCO3	Mn 0,	Fe O,	MgCO,	ЕеО силикати.	МgО силикатн.
Песчаники Боковского района Обр. 646	84,47 83,61 81,37	1,38 2,00 1,21	0,48 0,40 0,12	9,72 6,67 12,79	42,18 7,49 56,70	4,32 7,79 2,31	39,92 69,26 23,69	13,58 15,46 16,81	0,91 1,94 1,00	0,51 0,50 0,56
Среднее	1	1	J	7,22	51,12	3,68	30,10	15,10	l 	
Алевролиты Должанского района Обр. 403	85.38	3.48	0.11	3.07	74.27	   	13 03	0 43	9 63	9
	33,62 23,60 3,60 3,60 3,60	2,50 2,14 6,14	;	17,22 7,81	20,10	2,23	39,78 61,84	13,30 16,01	2,62	0,0,0 0,50,0 8,50,0
**	79,20	4,88			64,65 3,62 8,62	4,25 2,22 2,22	19,76	16,97	3,45	., se
» 102 · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	86,42	3,04 40,04	0,19	2,17	75,58	. 69 . 69 . 69	11,98	8,75	2,6 3,6	0,93 0,93
» 118	74,75 83,86	3,85 2,82 8,32 8,32	90,0 90,0	15,10 4,32	8,88 8,03 10,88	2,27 8,53	45,56 40,28	14,77 29,16	2 2 2 2 2 3	1,07 0,60
» 101 · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	84,28 84,28	3,62	0,35	2,47	73,43 28,74	4,48 4,05	12,84 38,87	9,25 28,34	3,18 2,85	1,03 0,76
Алевролиты Боковского района Обр. 662	76,04 76,30 80,45	6,35 3,24 3,23	0,96 0,58 0,40	6,44 11,55 6,95	62,11 7,10 7,63	2,48 5,63 7,48	20,50 73,11 63,88	14,91 14,11 21,01	4,06 2,58 2,29	1,26 0,78 0,70
Среднее	1	1	 	6,83	48,16	3,54	32,76	15,54	1	1
Аргиллиты Должанского района Обр. 97	78,68	4,90	0,04	4,78	28,46	4,81	38,70	28,03	7,60	0,94
									_	

							Таблица	ина 40 (	40 (продолжение)	кенпе)
						6	% от суммы	суммы нарбонатов		
Тип отложений, порода и район	Нераств. остатон	Al,O,	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма карбона- тов	CaCO		FeCO,	MgCO,	FеО силикатн.	МgО силикатн.
Морские отложения Песчаники Должанского района Обр. 88	92,72 78,38	1,26 2,72	11	2,87 15,13	60,98 58,23	1,74	21,60 26,31	15,68 13,94	1,63 2,86	0,22 1,01
Среднее	1	<b>!</b>	1	10,14	59,61	1,63	23,95	14,81	1	!
Oop. 76	82,48 82,46	4,68	0,35	1,73	100,00	ء 100	12 70		3,59	1,44
98 *	90,62	, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2, 2,	90,0		81,18	5,88	7,06	5,88	1,47	0,42
	82,72 82,12	3,24 5,02	0,25	1,43 5,83	100,00 74,62	3,60	12,52	$\frac{-}{9,26}$	3,58 3,56	0,46 0,86
	84,42 84,63	2,34 77,24	0,03	8,08 8,08 8,08	100,00 55,45	1.86	26.22	16,47	2,02 2,05	1,44 1.00
* 77 * * * * * * * * * * * * * * * * *	84,25 77,86	က် (၁၈ (၁၈	0.08	4,89 9,31	25,56 62,56	3,27 1,72	54,13 20,52	20,04 14,93	2,63 8,83 8,83	0,52 0,97
80	80,94	5,10	- 1		14,12	2,64	61,96	21,28	, e.	0,54
	8.85 9.83 9.83	4,45		3,75 3,84	70,57	2,03 4,68	21,02 14,34	10,41	9,6,6 90,6	0,53 0,94
	86,53 28,53 28,53	3,61 2,22		5,94 00	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	5,19	16,76	12,22	2,47	0,8 78,0
* 75 · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	79,94	2,3 19,76 19,76	0,85 0,28	1,51	100,00	6.94	28.05	12.50	4,31	
Среднее			1	4,15	70,55	2.80	17,25	9.40	1	
Аргиялиты										
O6p. 62	80,92	3,78		5,61	62,92	3,21	19,61	14,26	2,62	0,84
	70,53	ა ი ჭ.ლ		2,34 17,75	92,18	4,76	1,70	- 1. 8, %	3,27	1,01 80
	71,92	4,72		9,06	63,79	, 2 , 88 , 88	19,31	14,02	3,88	1,13
	80,46	4,77	0,02	0,73	100,00	. !	. [	Ţ	4,08	1,04
, 72	75,64	5,72	90,0	6,6 6,85	21,57	2,35	61,49	14,62	2,96	0,76
	78,19	6,4 2,5	0,03	7, c.	50,94	4. u	53,53	24,12 18,73	4,03	, 92 0, 92 0, 93
» 851 · · · · · · · · · · · ·	63,24	1,07	<u>;</u>	33,38	63,51	1,53	18,81	16,15	0,54	0,3 8,6

Таблица 40 (продолжение)

						6	% от суммы	и карбонатов	0.8	
Тип отложений, порода и район	Нераств. остаток	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$Fe_2O_s$	Сумма карбона- тов	CaCO,	MnCO,	FeCO,	MgCOa	гиликати.	МgО силикатн.
06p. 1004 * 1009 * 10018 * 1039	71,60 61,54 48,51 63,36	3,95 1,00 3,90 1,95	0,12 0,48 	16,87 32,11 38,71 30,33	58,51 67,64 78,87 55,49	3,08 0,81 1,70 1,70	23,47 12,71 12,32 23,97	14,94 18,84 7,11 18,87	2,98 0,77 2,64 1,59	1,20 0,44 1,32 1,35
Среднее	1	Ì	I	15,46	61,35	2,40	22,51	13,24	l	
Мергели										
O6p. 853 * 1005 * 1010 * 1028 * 1036 * 1043	59,04 15,06 37,76 36,92 32,30 55,71	0,76 0,77 0,39 1,06 1,68	111111	36,32 82,36 57,37 61,19 64,36 41,33	90,39 88,08 99,98 77,37 78,98	0,22 0,41 0,11 0,37 0,57 0,57	3,39 2,84 0,17 10,65 10,02	6,00 8,67 0,14 13,07 9,80	0,76 0,49 1,09 0,10 0,10 0,78	0,55 3,62 0,05 0,05 0,29
Среднее	l	1		57,47	85,78	0,36	6,05	7,81		1,
Известняки										
06p. 850 * 854 * 1010 * 103 * 1038 * 1046	0,64 1,44 3,18 5,17 8,73 8,12 7,11	0,27 0,13 0,19 0,19 0,36 0,25	0,10 0,02 0,11 ——————————————————————————————————	98,98 97,20 95,51 92,16 90,55 90,23	98,87 92,49 96,45 99,88 75,86 75,00	0,08 0,05 0,03 0,12 0,29 0,16	0,48 0,88 0,11 0,11 3,06 3,40	0,57 6,58 3,41 21,46 22,65 2,69	0,53 0,57 0,05 0,85 0,28 0,28	0,83 0,96 0,96 0,48 0,48
Среднее	1	1	1	95,01	96,32	0,09	26,0	2,62	1	

Одновременно с изменчивостью в индивидуальных пробах в средних значениях, построенных на многих анализах, на мечаю тся совершенно ясные закономерные изменения карбонатного материала при переходе от континентальных отложений к морским. Как это наглядно видно в табл. 41 и на фиг. 45, континентальные фации характеризуются

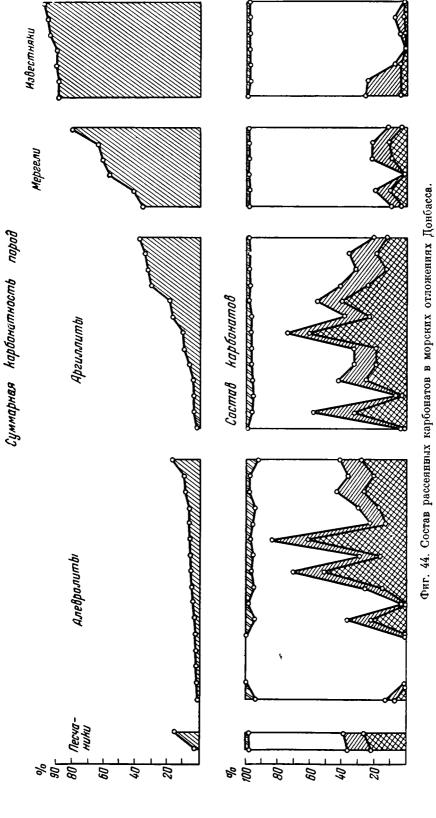


Фиг. 43. Состав рассеянных карбонатов в переходных отложениях Донбасса. Условные обозначения те же, что на фиг. 42.

 $\begin{tabular}{llll} $T$ аблица $41$ \\ \begin{tabular}{llll} $C$ редний химический состав рассеянных карбонатов свиты $C_2^6$ Донбасса \\ $(B~\%)^1$ \\ \end{tabular}$ 

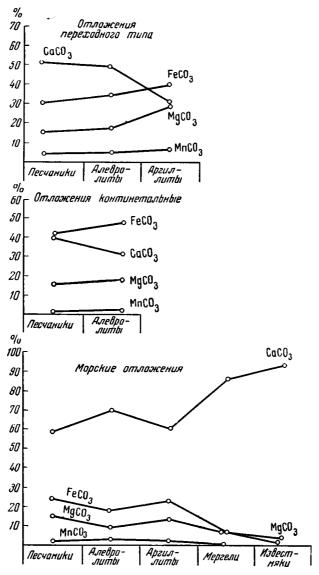
Тип отложений и порода	Сумма карбонатов	CaCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>s</sub>	MgCO,
			% от сумм	ы карбона	тов
Континентальные отложения Песчаники	5,20 10,70	40,24 32,14	1,98 2,04	42,25 47,30	15,40 18,52
Отложения перехо∂ной воны Песчаники	7,22 6,83 4,78	51,12 48,16 28,46	3,68 3,54 4,81	30,10 32,76 38,70	15,10 15,54 28,03
Морские отложения Песчаники Алевролиты Аргилиты Мергели Известняки Доломитовые известняки	10,14 4,15 15,46 57,47 95,01 90,38	59,61 70,55 61,35 85,78 96,32 74,94	1,63 2,80 2,40 0,36 0,09 0,19	23,95 17,25 22,51 6,05 0,97 2,82	14,81 9,40 13,74 7,81 2,62 22,03

¹ Данные по Боковскому и Должанскому районам объединены.



Условные обозначения те же, что на фиг. 42.

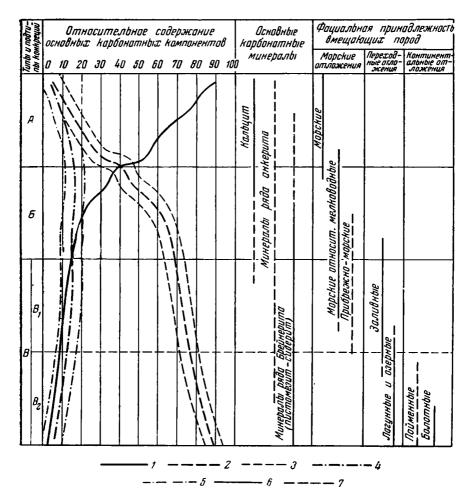
преобладанием FeCO<sub>3</sub> над CaCO<sub>3</sub>, особенно ясным в алевролитах. В отложениях переходного типа роль CaCO<sub>3</sub> увеличивается и он обычно, но не всегда (аргиллиты!) превалирует над FeCO<sub>3</sub>. Наконец, в морских отложениях отмечается постоянное и притом значительное преобладание CaCO<sub>3</sub> и в песчаниках, и в алевролитах, и в аргиллитах, не говоря уже о



Фпг. 45. Средний состав рассеянных карбонатов в отложениях разных фаций свиты  $C_2^6$ .

собственно карбонатных породах. Интересно, что все эти качественные изменения происходят при практически одной и той же общей низкой карбонатности разнофациальных отложений.

Такимобразом, при сильной изменчивости состава рассеянных карбонатов в отдельных пробах их общий химический тип явнозависит от фациаль-



Фиг. 46. Основные химико-минералогические типы конкредий (по 3. В. Тимофеевой).

1 — среднее содержание CaCO₃; 2 — среднее содержание FeCO₃; 3 — крайние отклонения в содержании FeCO₃; 4 — среднее содержание MgCO₃; 5 — крайние отклонения в содержании MgCO₃; 6 — преобладающий минераи, преимущественная встречаемость в фациях; 7 — вероятное нахождение минерала.

ного типа осадков. Это обстоятельство также не является новостью: мы наблюдали уже его в карагандинской толще при сопоставлелении карбонатности в континентальных и морских отложениях. Бросается в глаза и еще один факт, близко напоминающий ранее установленные соотношения: поведение MgCO<sub>3</sub> чрезвычайно сходно с поведением FeCO<sub>3</sub>; их кривые постоянно согласно то воздымаются, то опускаются. Таким образом, MgCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> в разнофациальных породах С<sup>6</sup><sub>2</sub> Донбасса образуют единую группу, поведение которой резко отлично от поведения CaCO<sub>3</sub> и даже ему противоположно. Что касается MnCO<sub>3</sub>, то его поведение также близко к поведению группы FeCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub>, но все же иногда показывает и своеобразные черты (например, в морских породах).

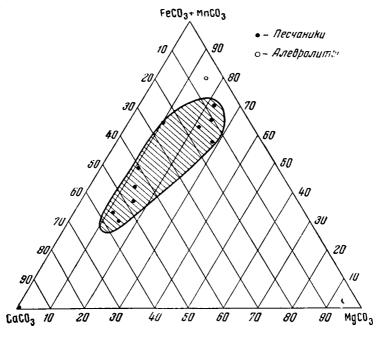
Химико-минералогический состав конкреций в глинисто-алевритовых (частью и в песчаных) породах Донбасса был впервые установлен З. В. Тимофеевой (1956); некоторые дополнения и исправления сделаны

П. В. Зарицким (1956<sub>1-3</sub>). Оказалось, что состав стяжений существенно изменяется при переходе от континентальных отложений к морским (фиг. 46). Для континентальных фаций в анализах характерно резкое превалирование FeCO<sub>3</sub> (70—85%) при заметных количествах MgCO<sub>3</sub> (10—15%) и резко подчиненных содержаниях СаСО3 (5-10%). Минералогически это отвечает сидериту с большей или меньшей изоморфной примесью MgCO<sub>3</sub> и анкериту. В отложениях переходной зоны количество FeCO<sub>3</sub> убывает (70-45%), а СаСОз соответственно возрастает (15-35%); содержание MgCO<sub>3</sub> остается на прежнем уровне. Минералогически карбонаты представлены частью магнезиальным сидеритом, частью анкеритом, причем последний здесь особенно распространен и типичен; появляется кальпит. В морских отложениях главенствующую роль играет CaCO<sub>3</sub>, образующий от 55 до 99% всей массы конкреционных карбонатов, FeCO<sub>3</sub> находится обычно в резко подчиненных количествах (5-30%), хотя в прибрежной зоне встречаются и отклонения от этой нормы; содержание МсСОз обычно несколько уменьшено (5—15%). Минералогически карбонаты представлены главным образом кальцитом и анкеритом с некоторой примесью магнезиального сидерита.

Эти закономерности состава карбонатных конкреций хорошо видны в табл. 42 и на диаграмме фиг. 46, недавно опубликованной З. В. Тимофеевой (1956).

Тип отложений и вмещающая порода	Обра- вец	Сумма кар- бо ов	CaCO₃	MnCO <sub>3</sub>	FeCO,	MgCO <sub>3</sub>
	<u> </u>		9	6 от суми	лы карбон	атов
Континентальные отложения Пески	642	10,38	16,18	2,22	60,60	21,10
	643	11,02	13,61	3,35	71,69	11,34
	125	27,64	4,77	3,62	75,79	15,82
Перехо∂ные отложения	98	30,21	8,14	3,58	75,90	12,38
Аргиллиты	99	28,37	6,17	3,06	77,65	13,12
Морские отложения         Алевролиты	85	11,85	52,66	3,54	26,67	17,13
	93	37,44	54,14	1,31	22,97	21,58
	96	37,54	53,92	1,17	25,68	19,23
	68	56,91	82,78	0,43	7,55	9,21
	74	38,92	55,11	1,67	25,88	17,34
	82	20,32	70,97	1,18	17,37	10,48
	61	13,41	12,72	0,97	53,92	32,36
	69	31,18	98,08	0,26	0,96	0,70
<ul> <li>»</li> <li>»&lt;</li></ul>	1008	46,73	57,93	2,23	27,00	12,84
	852	53,92	66,12	2,48	18,92	12,48
	1006	60,72	58,07	1,55	12,10	18,28
	1012	71,12	55,85	1,41	22,85	19,89
	1027	54,94	54,57	1,15	21,95	22,33
	1042	63,24	52,94	1,23	18,90	26,93

При сопоставлении состава конкреций с составом рассеянных карбонатов, выясняется, что и те и другие с о в е р ш е н н о о д и н а к о в о р е а г и р у ю т н а и ъ м е н е н и е фациальных условий о с а д к о о б р а з о в а н и я. В континентальных отложениях, как в составе рассеянных карбонатов, так и в составе конкреций, превалирует FeCO<sub>3</sub> при подчиненном значении CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> (фиг. 47); с переходом же к условиям морским карбонат кальция все больше выходит на первый план, вытесняя карбонат железа. Отличие конкреций от рассеянного карбонатного материала заключается лишь в том, что в них отмеченная связь легче уловима и проступает гораздо ярче, чем в рассеянных карбонатах. Такое сходство в поведении двух разных форм карбонатов, вообще говоря, вполне естественно и понятно; оно вместе с тем имеет большой принципиальный и практический интерес, ибо позволяет впредь использовать более легко выполняемое изучение минералогии конкреций в качестве средства к познанию весьма трудно расшифруемой минералогии рассеянных карбонатов.

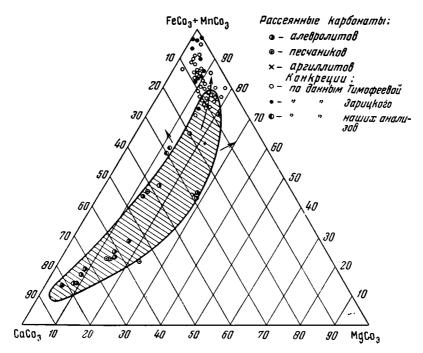


Фиг. 47. Состав карбонатов в континентальных отложениях  $C_2^6$ .

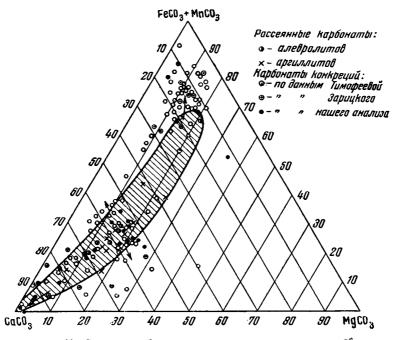
Для дальнейшего раскрытия связей конкреций с рассеянными карбонатами для морских и переходных отложений были построены треугольные диаграммы обычного типа 1 (фиг. 48, 49).

Рассеяные карбонаты морских отложений образовали на диаграмме фиг. 49 неширокое растянутое поле вдоль стороны CaCO<sub>3</sub> — FeCO<sub>3</sub>, что отвечает изменчивости их состава. Анализы 43 конкреций легли в поле рассеянных карбонатов, у 72 образцов расположились вне его, явно по-казывая в одних случаях резкое обогащение FeCO<sub>3</sub>, в других — CaCO<sub>3</sub>, в третьих — MgCO<sub>3</sub>. Это свидетельствует, что при образовании конкреций в морских породах Донбасса проявила себя та же тенденция к дифференциации карбонатных солей разного состава, какую мы обнаружили в ранее рассмотренных случаях. Аналогичные соотношения наблюдаются и на диаграмме переходных фаций (фиг. 48). Специфику этой фациальной группы составляет гораздо более выраженная тенденция к обособлению именно

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> По части конкреций были использованы, кроме наших, еще анализы З. В. Тимофеевой и П. В. Зарицкого.



Фиг. 48. Состав карбонатов в переходных отложениях С.



Фиг. 49. Состав карбонатов в морских отложениях  ${\rm C}_2^6.$ 

сидеритовых и анкеритовых конкреций, что отвечает преобладанию FeCO<sub>3</sub> среди рассеянных карбонатов аргиллитов.

Все эти факты позволяют уверенно реконструировать геохимическую историю карбонатного материала в песчано-алевролитово-глинистых осадках разнофациальных зон свиты  $C_5^6$  Донбасса.

Лишь частично и в малой мере карбонаты эти были внесены в осапок в ходе седиментации; главная же масса их — FeCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, частью и СаСО3 — возникли лишь в ходе диагенеза, благодаря воздействию СО2 на терригенные компоненты осадка. В диагенезе же началось и перераспределение карбонатов с более или менее заметным обособлением друг от друга разных их химических видов. При обычном слабом течении этих процессов, отвечающем малым различиям физико-химической среды в осадках, возникали лишь несколько неравномерное распределение рассеянных карбонатов в осадке и пестрота их химического состава. В тех же случаях, когда резкие различия физико-химических условий в осадках вызывали резкое перераспределение (и соответственно дифференциацию) карбонатного материала, возникали конкреционные линзы, стяжения, желваки с составами, выходящими за пределы поля рассеянных карбонатов. Но и при слабо выраженном и при сильно протекавшем перераспределении карбонатного материала связь между средним его составом и характером физико-химической обстановки в бассейнах оставалась ненарушенной. Поэтому, изучаем ли мы химический состав рассеянных карбонатов или конкреций, мы неизменно наблюдаем как при переходе от континентальных условий к морским содержания FeCO<sub>3</sub> падают, а содержания СаСОз растут.

Весьма отчетливо вскрываются аналогичные соотношения в конкрециях почвы и подпочвы угольных пластов. Морфологически они резко отличаются от стяжений в надугольных породах, имея неправильно-комковатую форму («кучерявчик») и приурочиваясь обычно к корневым ходам растений. По химико-минералогическому составу эти конкреции неодинаковы, как это можно видеть из данных В. П. Зарицкого (19563), вычислившего средние составы стяжений из почвы и подпочвы угольных пластов (табл. 43).

Таблица 43 Средний химический состав конкреций почвы и подпочвы углей  $(\mathbf{B}^{-0}_{0})$ 

Местонахождение конкреций	Тины	CaCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>s</sub>
Почва	{\ \begin{align*} \overline{11} \\ \overline{11} \end{align*}	1,9 6,8 48,4	0,94 1,52 1,25	96,3 86,3 2 <b>3,</b> 0	1,2 6,1 26,3

«Во всех случаях, — пишет В. П. Зарицкий, — в составе желваков почвы главная роль принадлежит FeCO<sub>3</sub>. Карбонаты Са, Мg и Мп либо вовсе отсутствуют, либо находятся в подчиненных количествах». Минералогически стяжения представлены сидеритом; остальные карбонатные компоненты при наличии их в составе конкреций не образуют самостоятельных минералов, но входят в качестве изоморфных примесей в сиферит.

Среди конкреций подпочвы по химическому составу намечаются два типа. Один из них, развитый на породах лагунно-заливного или прибрежно-морского генезиса, характеризуется по-прежнему преобладанием

FeCO<sub>3</sub>, хотя и несколько меньшим, чем в породах почвы; напротив, со-держание CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> возрастает; минералогически устанавливаются сидерит и в качестве примесей — анкерит и даже кальцит. Во втором типе, приуроченном к породам собственно морского генезиса, преобладает уже CaCO<sub>3</sub>, а конкрециеобразующими минералами являются анкерит, доломит, кальцит, реже пистомезит. Нетрудно видеть, что конкреции с резким преобладанием в гоставе FeCO<sub>3</sub> в почве пласта и I тип в подпочве приурочиваются к таким фациальным типам отложений, в составе рассеянных карбонатов которых также превалирует карбонат железа; стяжения же с преобладанием в составе CaCO<sub>3</sub> (II тип подпочвы) отвечают фациальному типу осадков, в которых и рассеянные карбонаты отличаются господством в них углекислого кальция.

В самих угольных пластах Донбасса также встречаются карбонатные стяжения, являющиеся результатом метасоматоза по растительным остаткам. Состав их изменчив: наряду с чисто сидеритовыми, встречаются анкеритовые и даже чисто кальцитовые. «В результате полевых наблюдений и лабораторных исследований, — по словам П. В. Зарицкого, — удалось установить зависимость состава угольных почек от фациального характера пород, образующих непосредственную кровлю пласта угля, в котором находятся данные конкреции. Если кровля представлена отложениями лагунно-болотной фации, главным и, по сути, единственным конкрециеобразующим минералом является сидерит. Если же кровлю слагают собственно морские, глинистые или карбонатные отложения, то конкреции слагает кальцит или кальцит и анкерит при полном отсутствии железистых и железисто-магнезиальных карбонатов» (Зарицкий, 19563, стр. 96).

К сожалению, механизм указанных связей состава конкреций угольного пласта с характером его кровли остался неразъясненным и неясным по существу своему.

## 6. О геохимической подвижности и перераспределении элементов в диагенезе

При изучении механизма образования карбонатных конкреций неизбежен вопрос о геохимической подвижности элементов, входящих в их состав. В табл. 44 собраны необходимые для этого данные.

Из разбора цифр следует, что поведение элементов (и соединений) при образовании сидеритовых и кальцитово-анкеритовых конкреций существенно неодинаково.

Располагая элементы по величинам их кларков концентраций, для сидеритовых конкреций получаем ряд:

$$Mn" \to Fe" \to Mg" \to Cu" V \to Ni \to Ca \to Cr$$
  
6.0 3.8 1.6 1.5 0.8 0.66 0.6 0.5

Только четыре первых элемента дают высокие кларки концентраций, больше 1, и стало быть отличаются повышенной подвижностью; из них три (Mn··, Fe··, Mg··) обладают близкими радиусами ионов и могут изоморфно замещать друг друга. Остальные четыре элемента: V, Cr, Ni, Ca находятся в концентрациях ниже тех, какие свойственны вмещающим породам; их кларк концентрации поэтому меньше единицы. Подчеркнем вновь, что при образовании сидеритовых конкреций CaCO3 показывает весьма низкий кларк концентрации; практически эта соль не обнаруживает никакого активного накопления в сидерптовых конкрециях, скорее даже несколько выносится из них.

#### Средние содержания и кларки концентраций элементов в карбонатных конкрециях из аргиллитов

Тип конкреций	CaCO <sub>3</sub> + +MgCO <sub>3</sub>	Mn	Fe	v	Cr	Cu	Ni
	В	%			в 10-	4 %	<u> </u>
В сидеритовых конкрециях (по 14 обр.)	9,82 37,35 11,5-2,60	0,78 0,42 0,13	20,95 9,22 5,70	94 64 113	35 31 69	28 31 17	43 57 65
		в кла	арках к	онцентр	аций		
В сидеритовых конкрециях (по 14 обр.)	_ _	6,00	3,60	0,8	0,50	1,5 1,8	0,66

В кальцитово-анкеритовых конкрециях ряд подвижности элементов существенно иной:

Ca" 
$$\to$$
 Mn"  $\to$  Mg"  $\to$  Cu"  $\to$  Fe" Ni  $\to$  V  $\to$  Cr  
3,2 3,2 3,1 1,8 1,8 0,86 0,56 0,45

Здесь на первом месте по геохимической подвижности стоят Ca··, Mn·· и Mg··, к которым присоединяются два — Cu·· и Fe·· с заметно меньшими кларками концентрации; Ni, V и Cr, как и в случае сидеритовых конкреций, не показывают сколько-нибудь активного накопления в стяжениях.

Как видим, отличие сидеритовых конкреций от кальцитово-анкеритовых заключается главным образом в том, что Fe·· и Ca·· к а к б ы м е н я ю т с я м е с т а м и. При сидеритовом конкрециеобразовании весьма значительную геохимическую активность показывает закисное железо, которое как бы увлекает с собой (соосаждение?) Мп··, Мg·· и частично Cu··; кальций при этом весьма мало активен и CaCO3 в конкрециях не накопляется. При кальцитово-анкеритовом конкрециеобразовании, напротив, CaCO3 оказывается геохимически весьма подвижным; такую же или близкую подвижность показывают Мп·· и Мg··, значительно меньшую — Cu·· и Fe··, закисное железо здесь оттесняется в ряд мало подвижных. При чисто кальцитовом конкрециеобразовании Fe··, несомненно, уходит уже в ряд элементов, обладающих кларками концентрации, меньшими единицы, т. е. в стяжениях не концентрирующихся.

Можно сказать поэтому, что разнообразие в составе карбонатных конкреций обусловливается в основном явно антагонистическим поведением СаСО3 и FeCO3; остальные отличия в последовательном размещении элементов в рядах геохимической подвижности имеют второстепенный характер.

Спрашивается, чем же объясняются такие соотношения? Они коренятся, видимо, в режиме рН осадков в стадию их диагенеза. FeCO<sub>3</sub> садится при более низких значениях рН, CaCO<sub>3</sub> при более высоких. Это определяет пространственное разделение кальцитовых и сидеритовых конкреций.

Что касается других карбонатных компонентов и малых элементов, то степень накопления их в стяжениях определяется дополнительными факторами. Для MgCO<sub>3</sub>, в частности, большое значение имеет возможность, по данным условиям карбонатных равновесий, образования двойных солей — доломита, анкерита, а также возможность изоморфных замещений Fe· на Mg· в сидерите. То же относится к углекислому марганцу. Что же касается малых элементов, то очень слабая их геохимическая подвижность в данном случае определяется, видимо, их крепкой связью с коллоидными глинистыми частицами, с которыми они были внесены в водоем, и слабостью десорбционных процессов в диагенезе. При слабой отдаче этих элементов в иловую воду мицеллами глинистых минералов естественно, что и накопление их в конкрециях не может быть большим.

# 7. Общие геохимические особенности угленосной толщи $C_2^6$ Донбасса

В заключение суммируем основные геохимические особенности угленосной свиты  $\mathrm{C}_2^6$  Донбасса и то новое, что она дает для общей геохимии гумидных зон.

- 1. В ажнейшую черту ее составляет чрезвычайно резкое, можно сказать, классическое развитие упорядочению только намечалась, ав кузбасских свитах вырисовывалась уже ясно, но еще не дошла до конца, то в свите С Донбасса упорядоченное распределение элементов достигает своей максимальной выраженности, на других нижеописываемых объектах уже не проявляющейся. Причинами, обусловившими такое яркое выражение упорядоченности в распределении элементов, является сочетание заметного по силе химического выветривания материнских пород на водосборных площадях с усилением сортировки материала в путях его переноса и в конечных водоемах стока.
- 2. По сравнению с угленосными отложениями Караганды и Кузбасса угленосные породы Донбасса заметно обеднены рассеянным органическим веществом и стоят в этом отношении на кларковом уровне. Причиной является, видимо, широкое развитие в разрезе морских пород при подчиненном значении континентальных.
- 3. По балансу аутигенно-минералогических форм железа угленосная толща Донбасса принадлежит, как и ранее изученные, сидеритовой фации, но отличается от Кузбасса большим развитием пирита, особенно в морских и переходных отложениях. В то же время среди нее вновь по-является, хотя и в слабом развитии, красноцветная фация.
- 4. Благодаря сложности фациального состава, в угленосной донбасской толще гораздо отчетливее, чем на других толщах, видна связь химического состава как рассеянных карбонатов, так и их стяжений с фациальными типами пород. В частности выяснилось, что континентальным породам свойственно преобладание FeCO<sub>3</sub> над CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>; то же наблюдается в общем и в породах переходной зоны; для морских отложений в целом, напротив, характерно резкое преобладание CaCO<sub>3</sub> над FeCO<sub>3</sub>.

#### Глава V

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ОБЛИК НИЖНЕФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВТОРОГО БАКУ

Наряду с осадочными гумидными толщами, возникшими в обстановке отмирания геосинклинального режима, исследованию были подвергнуты также отложения гумидного типа, сформировавшиеся при типично платформенном тектоническом режиме. К числу их относятся нижнефранские отложения территории Второго Баку, а также ранневизейские осадки Московской синеклизы и Второго Баку. К рассмотрению их мы теперь и переходим.

Геохимия нижнефранских отложений была недавно охарактеризована Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955). Но тогда это был первый опыт фациально-геохимического исследования, полученные данные еще не с чем было сравнивать и все своеобразие распределения элементов в нижнефранских породах еще не было понято до конца. Сейчас, на фоне вышеизложенных данных, своеобразие и индивидуальные геохимические черты нижнефранских пород проявляются гораздо полнее и ярче и вся геохимия их как бы освещается новым светом. Вот почему мы остановимся еще раз на геохимическом очерке нижнефранских пород Второго Баку, использовав дополнительно также некоторые новые данные, появившиеся в печати.

## 1. Условия образования нижнефранских осадков на территории Второго Баку

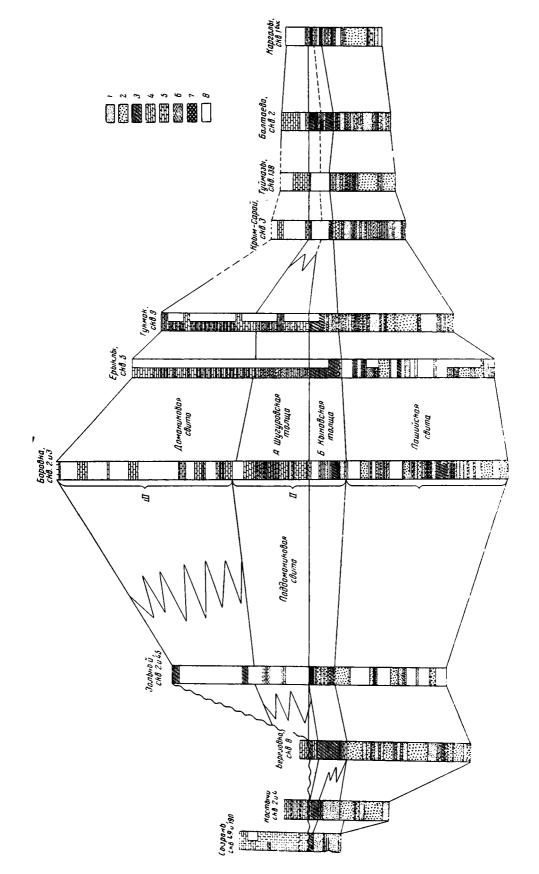
Раннефранские отложения территории Второго Баку включают в свой состав три литологически разнородных горизонта: песчано-алевролитовый нашийский, глинисто-мергелевый поддоманиковый (кыновско-шугуровский) и битуминозно-карбонатный доманиковый (фиг. 50 и 51).

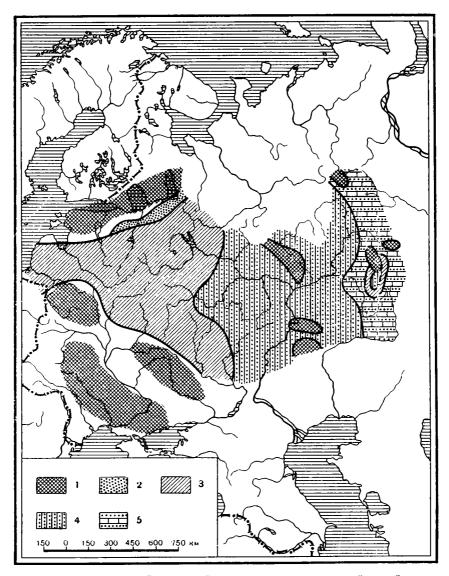
Общий характер физико-географических условий, в которых отлага-

лись эти три комплекса, в настоящее время достаточно ясен.

Пашийская толща отвечала самому началу трансгрессии франского моря и возникла в условиях мелководного прибрежья.

Однородные, массивные, белые, хорошо сортированные песчаники представляют собою частью отложения пляжевой полосы, частью же покрывали, возможно, более пли менее обширные площади плоских песчаных островов среди бассейна. Частые включения среди них растительного мусора и целых ўглистых прослоечков свидетельствуют, что эти песчаные отмели нередко были покрыты зарослями наземной (земноводной) растительности. В пользу этого говорит и то обстоятельство, что алевролиты, особенно средне- и тонкозернистые, весьма богаты спорами, частью целыми, частью разорванными; их темные буровато-красные ленты то и дело пестрят в шлифах в составе глинистых прослоечков. Меж





Фиг. 51. Палеогеография раннефранской эпохи на Русской платформе. J — области эрозии; 2 — континентальные отложения; 3 — перселаивание континентальных и морские алеврито-песчаные отложения; 5 — морские известново-плинистых пород; 4 — морские отложения,

островами, а также среди крупных плоских островных песчаных низин обособлялись более или менее изолированные заливообразные или лагунообразные очень мелкие котловины, вероитно, с гораздо более опресненной водой, чем в остальном нижнефранском бассейне. В этих заливах, «гафах», накоплялись главным образом алевритовые безызвестковые осадки, с очень бедной и угнетенной фауной остракод, лингул, двустворок. В более глубоких из них, со спокойной придонной водой, алевролиты приобретали характер правильных очень тонкослоистых (микрослоистых) осадков. В мелководных часто волнуемых гафах и котловинах алевролитовые осадки становились неправильнослоистыми, линзослоистыми, а в совсем мелких, лужеподобных, водоемах приобретали вид спутаннослоистых осадков. Обилие в этих «гафах» (да и в прибрежной части моря)

червей, неоднократно пропускавших осадок через свой кишечник, ещеболее усложняло и без того сложную текстуру осадков. Оолитовые железные руды накоплялись частью в этих мелких заливах, «гафах» или межостровных западинах, частью же в прибрежной области собственно морского бассейна. В наиболее открытой его зоне возникали однородные массивные известковистые алевролиты и часть линзослоистых алевролитов, а именно наиболее правильно слоистые из них, глинистые илы с остатками фауны, органогенные и пелитово-органогенные известняковые и мергельные осадки.

Отложения поддоманиковой кыновско-шугуровской толщи свидетельствуют о продолжении трансгрессии и об углублении морского бассейна на территории Второго Баку. В первой половине века (кыновские слои) это были зеленые и серо-зеленые глины гидрослюдистого типа, но еще с примесью каолинита, безызвестковистые, с сидеритом и шамозитом. с бедной количественно фауной. Во вторую половину того же века (шугуровские слои) на большей части территории Заволжья отлагались тонкие сильно карбонатные илы с большим количеством птеропод, лингулами, мелкорослыми бухиолями, птерохениями и прочей довольно бедной качественно фауной. Несомненно, что они формировались значительно ниже зоны взмучивания исэтой стороны могут быть уподоблены современным гемипелагическим илам. Однако глубина отложений этих девонских наплатформенных осадков, вероятно, далеко не отвечала глубине современных гемипелагических океанских илов. Первому автору этой статьи уже приходилось указывать (Страхов и др., 1954), что древние плоские наплатформенные моря, удаленные от открытого океана, обладали, по-видимому, гораздо меньшей мощностью зоны взмучивания сравнительно с современным открытым океанским шельфом, и потому тонкие илистые отложения «гемипелагического типа» отлагались на малых глубинах (ок. 100 ми ниже? или даже меньше 100 м?). Таким образом, глинисто-мергельные отложения конца поддоманикового времени, несмотря на всю их тонкозернистость и гемипелагический вид, были все же отложениями едва ли глубже нижней половины шельфа (и начала континентального склона?).

Что касается эпохи отложения доманиковых пород, то размеры морского бассейна и его глубина в это время, по-видимому, не отличались существенно от размеров и глубины поддоманикового моря. Достигнув своего максимума в конце поддоманикового времени, морской бассейн в дальнейшем удерживал свою площадь, хотя в его гидрологии и гидробиологии и произошли сдвиги, выразившиеся усиленным накоплением органического вещества; возможные причины этого будут разобраны ниже.

Для целей дальнейшего исследования важно подчеркнуть еще две существенные черты физико-географической обстановки нижнефранской седиментации. Минералогическое изучение пашийских и поддоманиковых песчаников и алевролитов установило, что все они характеризуются ярко выраженной олигомиктовостью. По данным К. И. Ломоть (1955), легкая фракция песчаников и алевролитов в среднем на 97,5% слагается кварцем, 1,84% ее образуют зерна полевых шпатов, остальные 0,6% приходятся на спорадически встречающиеся листочки, главным образом бесцветных и частью зеленых слюд. Обломков пород практически нет.

Тяжелая фракция (исключая пирит и сидерит) очень небольшая (доли процента), состоит из весьма немногих, к тому же устойчивых, минералов — рутила, циркона, граната, анатаза, реже — зерен эпидота, зеленой слюды. В пелитовой фракции глинистых и алевролитовых пород главную массу составляют (по М. А. Ратееву, 1956) сильно каолинизированные гидрослюды (гидромусковит) и каолинит. Такой состав терригенных компонентов пашийских пород с полной убедительностью свидетельствует, что

в эпоху их отложения химическое выветривание на водосборных площадях моря отличалось чрезвычайно сильным развитием, приводившим к разрушению почти нацело всех цветных силикатных и алюмосиликатных минералов и к высвобождению заключенных в них разнообразных химических компонентов. По интенсивности разрушающего воздействия на материнские породы химическое выветривание раннефранского времени на Русской платформе, несомненно, далеко превосходило все, с чем мы имели дело до сих пор, в том числе и в Донбассе. В этом одна из специфических черт физико-географической обстановки возникновения пашийских, а равно и более поздних — поддоманиковых и доманиковых — отложений территории Второго Баку, представляющая для наших целей крупный интерес.

Медленность эпейрогенетических движений на Русской платформе в раннефранское время имела и другое, для нас очень важное, следствие. Она обусловила малую напряженность денудационных процессов на водосборных площадях, малые массы осадочного материала, поступавшего с континента в раннефранский бассейн, незначительную скорость седиментации и отсюда — хорошую сортировку приносимых в море кластических частиц. Действительно, пашийские пески и крупные алевролиты отличаются чрезвычайно малой амплитудой колебаний размеров частиц: у песков 0,25—0,1 мм, у крупных алевролитов 0,6—0,8 мм; очевидно, зерна в мелководной зоне из-за малой скорости седиментации бесчисленное множество раз взмучивались и сортировались, и все резко уклоняющиеся по размерам частицы были отделены друг от друга. У мелких алевролитов сортировка зерна хуже, но пелиты, как правило, опять хорошо сортированы.

Итак, в отложениях раннефранского времени мы имеем редкостное сочетание весьма интенсивного выветривания материнских пород на водосборных площадях с хорошей сортировкой частиц в путях переноса и в конечном водоеме стока — морском бассейне. Все это придает сравнительному геохимическому изучению раннефранских пород Второго Баку исключительный интерес. Основу нашей работы составлял профиль через территорию Второго Баку в направлении от Самарской Луки на Башкирию; он изображен на фиг. 50. Для уточнения мощностей и петрографического состава разных стратиграфических горизонтов приводим, кроме профиля, еще табл. 45, где собраны соответствующие цифровые данные.

При подсчетах была принята следующая методика. На интервалах каждого разреза пашийского горизонта, представленных керном, устанавливалось соотношение (р. %) песчаников, алевролитов и суммы аргиллитов, мергелей, известняков. Предполагалось, что такие же (в среднем) соотношения названных пород характеризуют части разреза, пройденные без отбора керна, что и давало возможность в конце концов выразить распространенность указанных групп пород по всей мощности пашийского горизонта для каждой скважины, вошедшей в наш профиль. Понятно, что полученные цифры приблизительны. Возможно, что использование каротажных материалов дало бы возможность уточнить подсчеты, но мы, за редкими исключениями, не располагали соответствующими данными. Таким же путем были подсчитаны соотношения пород для поддоманикового горизонта. Что же касается доманика, то ввиду отсутствия в этом горизонте песчано-алевролитовой фации, распространенность (суммарная) аргиллитов, мергелей и известняков определялась общей мощностью горизонта.

Горизонт и порода	Костычи, скв. 2,4	Березовка, скв. 8	Боровна, скв. 2,3	Тунман, снв. 9
Нашийский горизонт Песчаники Алевролиты	37 м (70%) 15 м (30%)	74 m (56%) 49 m (37%)	69 m (40%) 69 m (40%)	45 м (39% 49 м (42%
Аргиллиты, мергели, известняки	_	10 м (7%)	28 м (20%)	22 м (19%
Поддоманиковый горизонт Алевролиты	20 м (57%)	_	13 м (11%)	6 м (7%)
известняки	15 м (45%)	41 м (100%)	109 м (89%)	84 м (93%
Аргиллиты, мергели, известняки	_	10 м (100%)	190 м (100%)	  103 m (100%

Горизонт и порода	Крым-Сарай, скв. 3	Туймазы, скв. 138	Балтаево, скв. 2	Каргалы, скв. ібис
Пашийский горизонт Песчаники	1	37 m (53%) 13 m (19%) 19 m (28%)		27 m (42%) 20 m (31%) 17 m (27%)
Алевролиты	_	<u> </u>	_	
Аргиллиты, мергели, известняки	26 m (100%)	24 м (100%)	26 м (100%)	15 м (100%
Аргиллиты, мергели, известняки	44 м (100%)	33 м (100%)	  29 m (100%)	25 м (100%

Несмотря на приближенный характер расчетов, они все же вскрывают несколько любопытных черт, видимо, отвечающих природным соотношениям.

Так, в пашийском горизонте бросается в глаза подчиненное значение глинисто-мергельных и известняковых пород, слагающих обычно всего 20-27% общей мощности горизонта. Остальные 73-80% приходятся на долю алевролитов и песчаников, распределяясь примерно поровну между ними. Но в отдельных разрезах соотношения пород резко изменяются то в сторону вытеснения алевролитов песчаниками, то в сторону замещения песчаников алевролитами. Существенно подчеркнуть это обилие относительно грубозеряистых пород в пашийском горизонте и залегание среди них аргиллитов, мергелей и известняков относительно маломощными и не очень выдержанными пластами; восточная часть профиля (от Крым-Сарая до Карагалов) отличается несколько большим развитием глинисто-мергельных пород сравнительно с западной.

В поддоманиковом горизонте песчано-алевролитовая фация развита очень мало и главным образом вблизи Самарского поднятия; в доманиковом же горизонте на нашем профиле отсутствует совсем.

Для геохимического изучения был отобран 91 образец. По стратиграфическим горизонтам и петрографическим типам они распределялись следующим образом: пашийская и поддоманиковая свиты — песчаников 7,

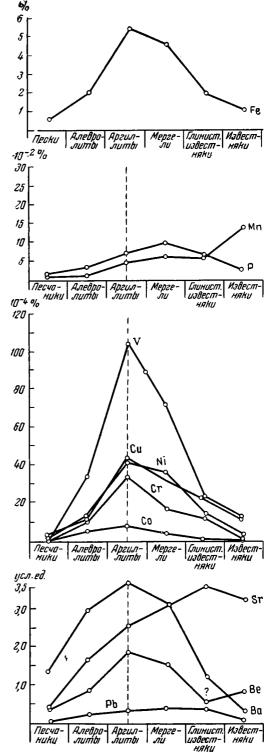
алевролитов 17, аргиллитов 19, мергелей 12, глинистых известняков 14, известняков и доломитов 9; доманиковая свита — аргиллитов 1, мергелей 6, глинистых известняков 3, известняков и доломитов 3.

### 2. Распределение элементов в нижнефранских породах Второго Баку

В табл. 46 собраны цифры, показывающие распределение элементов в интересующих нас породах и горизонтах; на фиг. 52 и 53 они изображены для наглядности графически.

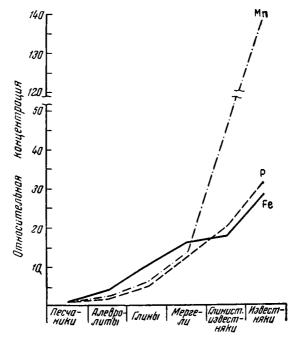
Из рассмотрения материалов получается, что в нижнефранском бассейне подавляющее большинство элементов, а именно Fe, V, Cr, Cu, Co, Ba, Be, Ga, Pb, показывает удивительную согласованность в распределении: минимум содержаний в песчаниках, максимум в аргиллитах и новое падение в известняках. Несомненно, мы имеем дело с упорядоченным типом распределения элементов. При этом бросается в глаза резкая разница в концентрациях элементов между песчаниками и аргиллитами; она гораздо больше той, какую мы видели в породах Донбасса и Кузбасса. И если ранее незначительность различий была поводом к выделению сглаженной модификации упорядоченного типа распределения элементов, то теперь, в случае девонских пород, резкое усиление различий между содержаниями их в песчаниках аргиллитах оправлывает выделение контрастной MOдификации упорядоченного типа.

Нельзя не отметить и другой особенности кривых. В случае пород Донбасса, как мы знаем, содержания элементов в посчаниках были значительными и такимиже, как и в известняках и л и д аже боль-



Фиг. 52. Распределение элементов в нижнефранских отложениях Второго Баку (в % от породы.)

шими; в нижнефранских породах концентрации в песчаниках, как правило, очень низки и ниже, чем содержания в известняках. Обе особенности, так сказать, дополняют друг друга и совокупностью своею по-казывают, что г осадках нижнефранского моря содержания Fe, V, Cr, Co, Ni, Cu, Be, Ga, Ba, Pb согласованно сдвинуты из прибрежных частей бассейна в пелагические — из области накопления грубозернистых осадков в области тонкозернистых осадков, против того, что наблюдалось в морях Донбасса или в пресноводных озерах Кузбасса.



Фиг. 53. Сравнение распределения желега, марганца и фосфора в нижнефранских породах Второго Баку (в относительных единицах на бескарбонатное вещество).

Чрезвычайно интересно в связи с этим своеобразное поведение Mn, Sr и P. У фосфора максимум накопления сдвинут из аргиллитовой зоны в область мергелей, у марганца же и стронция даже в область известняков. Если учесть, что в зоне гумидного осадкообразования P, Sr и Mn относятся к числу наиболее подвижных элементов, то станет совершенно ясным, что своеобразие их распределения в петрографическом спектре нижнефранских пород не случайно. На фоне общего пелагического сдвига масс триада Sr, P, Mn отличается только наиболее сильно выраженным перемещением в удаленную от берега область; эти элементы, так сказать, вырываются вперед в пелагическом сдвиге и проявляют его с необычайной яркостью даже при выражении их содержаний в процентах от породы.

Так выглядит распределение элементов при оперировании процентными содержаниями их от породы, иначе говоря, при наличии разбавляющего влияния карбонатного материала; посмотрим, каким будет оно после снятия эффекта разбавления, т. е. после пересчета на бескарбонатное вещество. Относящиеся сюда данные собраны в табл. 47 и 48 и изображены на фиг. 53 и 54.

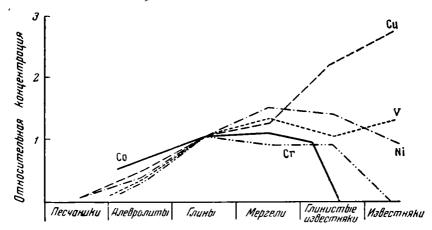
		Каспределение элементов в отложениях 1)3		TO 8 80		E							
Горизонт и порода	Fe	Mn	d	>	ప	J.	ī.	ల	Ba	ů.	æ	Ga	Pn
		в %				В 111-4%				в усло	в условиых единицах	ининцах	
Панийский кыковский и сапрайский								-					
- папонова	t i	989	9			c	•				•		
Песчаники	0,57	0,010	0,016	8	{	n (		1	1,3	0,4	0,4	1 3	1 ,
Алевролиты	2,00	0,022	0,032	<u>ج</u>	2;	⊋ :	77 9	۰ د	, s	1,6	8, ·	7,0	0,2
Аргиллиты	5,44	0,052	0,072	104	5. 7.	44	7.7	∞	3,6	2,5	1,8	<del>_</del> ∞,	0,3
Мергели	4,54	0,065	0,105	7.2	17	35	£	7	3,1 1	3,1	1,5	1,6	0,3
Глинистые известняки	5,06	0,073	0,065	£3 :	77	:: :::::::::::::::::::::::::::::::::::	14	1	1,2	ည ကို	0,5	8,0 •	0,3
Известняки и доломиты	1,24	0,147	0,035	12	I	=	<i>ب</i>		e,0	ა ა, 	8,0	l	1
Доманиковый горивонт Мергели	1,28	0,009	0,170	144	17	73	71		ı	1	ı	-	1
Глинистые известняки	$0,79 \\ 0.37$	0,012	0,000	2 8	1 1	24 14	27.9	1 1					į i

Распределение элементов в отложениях  ${
m D}_3^1$  в пересчете на бескарбонатное концество

# Относительные содержания элементов в отложениях $D_3^1$ (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Район и порода	Fe	Мn	P	Cu	Ni	Ва	Sr	Ве
В отложениях Донбисса Песчаники Аргиллиты	1 2,40	$\begin{bmatrix} 1 \\ 2,54 \end{bmatrix}$	1 1,93	1 2,60	1 1,87	1,60	1 1,77	1 2,00
отложениях Песчаники	1 10,40	1 5,20	1 5,00	1 20,00	1 73,00	1 4,62	1 15,50	1 61,00

Сопоставим вначале относительный рост концентраций элементов при переходе от песчаников к аргиллитам, в тех случаях, конечно, когда имеющиеся данные позволяют сделать это сравнение, т. е. когда содержание элементов в песчаниках >0.



Фиг. 54. Сравнение распределения малых элементов в нижнефранских породах Второго Баку (в относительных единицах на бескарбонатное вещество).

Во всех случаях бросается в глаза гораздо большая концентрация элементов в нижне франских глинистых породах (относительно песчаных) сравнительно с тем, что наблюдается в породах донецких. Все это полностью согласуется с тем, что было сказано выше о сдвите масс всех элементов в пелагическом направлении в нижнефранском бассейне сравнительно с донецким, и служит дополнительным весьма ярким выражением этого сдвига.

Обращаясь к дальнейшему анализу поведения элементов в области карбонатных осадков, более удаленной от берега, можно убедиться, что оно становится сложным.

Из рассмотрения табл. 47 видно, что в породах  $D_3^1$ , как и ранее в породах Донбасса, элементы при пересчете на бескарбонатное вещество подразделяются на три группы. У первой группы, охватывающи Fe, Mn, P, Sr, Cu и Be, содержания непрерывно увеличиваются во всем ряду от песчаников к аргиллитам и известнякам. Элементы второй группы —

V, Ni. достигнув максимума в мергелях, продолжают удерживать эти же в общем величины в глинистых известняках и известняках. В третьей группе — Cr, Co, Ba, Ga, Pb содержания элементов после максимума в аргиллитах (Cr, Co) или в мергелях (Ba, Ga, Be) резко падают в известняках, обычно до аналитического нуля. По сравнению с Донбассом состав групп несколько изменился: Со и Ва, например, из первой группы в донецких породах перешли в третью в породах нижнефранских; Сг из второй группы перешел в третью, а Ni, напротив, из третьей во вторую, впрочем с некоторыми характерными отличиями. Эти перемены места, однако, немногочисленны: их показывают всего четыре элемента, т. е. относительно меньшая их доля (около 30%); остальные элементы удерживаются в тех же геохимических группах, что и в породах донецких. Новостью по сравнению с Донбассом является здесь то обстоятельство, что занос элементов первой группы в пелагическую зону в нижнефранских породах выражен вообще гораздо ярче, чем в породах Донбасса, а у Mn, P, Sr настолько велик, что проступает даже без пересчетов на бескарбонатное вещество.

Итак, мы можем считать твердо установленным факт резко усиленного заноса элементов в пелагические тонкозернистые осадки платформенного нижнефранского моря сравнительно с заносом их в геосинклинальном море Донбасса.

Именно это обстоятельство и является причиной весьма низких содержаний элементов в прибрежных, более грубозернистых песчаных породах; ванадий же, хром, кобальт, цинк и свинец вообще дают в них аналитические нули.

Спрашивается, в чем причина возникновения этих своеобразных черт геохимии нижнефранских пород?

Мы уже отмечали выше, что водосборные части нижнефранского моря отличались чрезвычайно сильным химическим выветриванием материнских пород, разрушавшим почти полностью все силикатные минералы. Это обстоятельство приводило к освобождению из пород и к переходу в растворенное состояние по существу всех элементов, их слагающих. Часть мобилизованных веществ затем так и мигрировала в виде растворенных соединений, часть же элементов сорбировалась глинистыми минералами и шла вместе с ними. И в том и в другом случае мобилизованные вещества по законам седиментации относились в более удаленные зоны моря, грубозернистые же песчаные отложения, представленные по существу лишь кварцем, естественно резко обеднялись этими веществами. Резкое усиление химического выветривания водосборных площадей моря, следовательно, по существу уже предопределяло сдвиг концентраций элементов в пелагическом направлении сравнительно с тем, что наблюдалось в донецком море и кузбасских пресноводных бассейнах, водосборные части которых характеризовались гораздо более слабым химическим выветриванием. В том же направлении действовала несравненно более совершенная сортировка материала внутри самого нижнефранского бассейна, что стояло в связи с гораздо более медленными темпами осадкообразования, обеспечивающими многократный перемыв и переотмучивание осевшего материала и обеднение песчано-алевролитовых осадков тонкозернистыми глинистыми частицами.

Так, сочетание сильного химического выветривания на водосборных площадях моря с более совершенной сортировкой материала в бассейне естественно привело к тому, что все изучаемые элементы резко уменьшили свои концентрации в прибрежных более грубозернистых осадках и сместились в более пелагическую зону тонкозернистых глинисто-карбонатных отложений сравнительно с тем, что мы наблюдали в осадках донецких и кузбасских. В нижнефранских отложениях продолжают разви-

ваться и приобретают новые формы те процессы распределения элементов, которые мы шаг за шагом проследили, начиная от делювиально-пролювиальных отложений Караганды до морских донецких.

На фоне общего смещения масс элементов в пелагическом направлении три элемента — P, Mn, Sr — выделяются особо сильным сдвигом. Чем вызывался он? Нам кажется, что причину следует искать в своеобразии форм переноса этих элементов речными водотоками и, в частности, в том, что растворы играли в их транспорте, в далном случае, гораздо большую роль, чем взвеси. До сих пор при обсуждении геохимии карагандинской, кузнецкой и донбасской угленосных толщ мы не имели побудительных причин к допущению сколько-нибудь существенного участия растворов в миграциях элементов. Материал по геохимии нижнефранских отложений Второго Ваку впервые заставляет принимать большую роль растворов в миграциях по крайней мере трех наиболее подвижных элементов.

## 3. Органическое вещество в нижнефранских породах Второго Баку

Большой интерес вызывает распределение в нижнефранских отложешиях органического вещества, ибо наряду с породами, бедными органикой, среди них фигурируют и породы, ею обогащенные. Осредненные результаты анализов показаны в табл. 49.

Таблица 49 Распределение органического углерода в нижнефранских породах (в %)

Порода	Пашийский	Поддоманико-	Доманиковый
	горязонт (по	вый горизонт	горизонт (по
	508 обр.)	(по 155 обр.)	90 обр.)
Песчаники	0,18	0,17	—
	0,40	0,54	6,09
	1,63	0,61	3,14
	1,95	1,07	0,70
	Среднее	Среднее	0,29
	0,69	0,50	Среднее
	0,18	0,20	2,14

Из цифр явствует, что по среднему содержанию оргапического вещества породы пашийской и поддоманиковой свит находятся почти точно на уровне кларковых концентраций его в осадочных породах вообще.

Правда, в отдельных прослоях содержание органического углерода резко повышено (до нескольких процентов), однако на общей средней неличине это практически не сказывается, и она остается кларковой или даже слегка более низкой.

Породы доманикового горизонта, напротив, показывают ясную обогащенность органическим веществом. Мы не знаем прибрежных песчано-алевролитовых отложений этого горизонта, но если сравнивать однородные тонкозернистые фации — глины, мергели, известняки, то они по крайней мере в три раза сильнее обогащены органическим веществом сравнительно с пашийской толщей и с поддомаником. Еще резче оказывается разница при расчете абсолютных масс (в тоннах) органического вещества в столбе пород, основание которого равно 1 м², а высота — мошности соответственно пашийского, поддоманикового и доманикового горизонтов. Поскольку материал по составу разных разрезов неодинаково полон (см. табл. 45), пришлось ограничиться всего 6 пунктами: Боровка, Тукмак, Крым-Сарай, Туймазы, Балтаево, Каргалы.

При расчетах объемный вес пород принят равным 2,6. Результаты

расчетов показаны в табл. 50.

Таблица 50 Распределение абсолютных масс органического углерода в разрезах нижнефранских отложений (в т)

Горизонт	Боров- ка	Тук- мак	Крым- Сарай	Туйма- зы	Балтае- во	Карга- лы	Суммарно по 6 скважинам
а) Доманиковый	1,45	5,88 1,74 1,15 5,1:	2,46 0,52 0,96	1,8 <b>5</b> 0,48 0,69	1,62 0,52 0,92	1,40 0,30 0,67	23,78 5,87 5,84 4:1:1
а:б:в (принимая массы паший- ского горизонта за единицу).	7,3: :1,6:1	:1,5:1	[.0,5:1]	:0,7 : 1	:0,6:1	5,1:1	4.1:1

Как видим, доманиковый горизонт действительно является мощным концентратом органического вещества сравнительно с пашийской толщей: в нем в общем в 4 раза больше органического углерода, чем в последней.

При этом в во точной, маломощной части нашего профиля нижнефранских отложений (Крым-Сарай — Каргалы) разница между абсолютными массами органического углерода в доманиковом и пашийском горизонтах заметно меньше, чемв западной части (Боровка — Серноводск — Тукмак), где эта разница достигает величины 5:1-7,3:1. Это и естественно, ибо пашийский горизонт в восточной маломощной части нашего профиля отличается повышенным содержанием глин, мергелей, которые в нижнефранских отложениях, как и вообще, являются концентраторами органического вещества.

Чем же объясняется резкая обогащенность доманика Второго Баку органическим веществом? Для решения этого вопроса необходимо выйти за пределы нашего профиля и рассмотреть доманик на фоне всего нижнефранского бассейна Русской платформы в целом.

Распространение доманиковых отложений ограничивается меридиональной полосой на востоке Русской платформы, начинающейся на западном склоне Урала и простирающейся на запад не менее чем на 700 км (на параллели Уфы). Меридиональное протяжение доманиковой полосы неопределенно, но очень велико (свыше 1000—1200 км), так как на севере она захватывала Тиман и простиралась, вероятно, в Печорскую низменность, на юге же уходила в Прикаспийскую впадину, где ее еще надлежит прослеживать. За доманиковое время на очерченной площади накопились колоссальные массы погребенного органического материала. Можно с полным основанием утверждать, что доманиковый век был веком самого грандиозного накопления органического вещества в морях Русской формы и одной из самых больших эпох образования наплатформенных морских битумивообще. толщ

В то же время в пределах раннефранского морского бассейна Русской платформы доманиковая фация занимала лишь ограниченную часть общей площади моря (не свыше одной шестой?). При этом сама зона осад-

ков, обогащенных органическим веществом, располагалась эксцентрично, в краевой — восточной части морского бассейна, а не посредине, не в центре его. Тонкость терригенного пелитового материала, входящего в состав доманиковых мергелей и глинистых известняков, свидетельствует, что доманиковая фация в целом лежала заведомо ниже зоны взмучивания бассейна, куда волнения воды совсем не доходили. И все же несмотря на относительную глубоководность (нижняя часть шельфа — 100—300 м?) полоса, отвечающая доманиковой фации, отличалась нормальным газовым режимом, нормальным снабжением кислородом и, стало быть, хорошей вертикальной циркуляцией. Это ясно вытекает из наличия и повсеместного распространения в доманике донной фауны.

В свете изложенных обстоятельств вопрос об источнике органического вещества доманиковых пород решается, как нам кажется, вполне однозначно. Источником его не мог быть фитобентос, в силу значительных глубин зоны; к тому же нет и остатков этого фитобентоса. Не мог быть и принос с берега, с западного континента, поскольку зона доманиковой фации слишком обширна и удалена от западных берегов, да к тому же нет и никаких указаний на сколько-нибудь значительный занос его сюда в виде растительного детрита. И с то ч н и к о м о р г а н и ч е с к о г о в е щ е с т в а о с а д к о в, н е с о м н е н н о, с л у ж и л а в е р х-н я я п л а н к т о н н а я п л е н к а с а м о г о м о р я, к о т о р а я в в о с т о ч н о й п о л о в и н е п л а т ф о р м е н н о г о б а с с е й-н а в д о м а н и к о в о е в р е м я о т л и ч а л а с ь, о ч е в и д н о, п о в ы ш е н н о й р а з в 5—10 б и о м а с с о й (и соответственно продуктивностью) п р о т и в «н о р м ы», с у щ е с т в о в а в ш е й в д р у г и х ч а с т я х б а с с е й н а.

Наличие в самом осадке бесчисленных раковин птеропод служит «прямой уликой» развития планктона, тем более, что, будучи гетеротрофным, этот птероподовый планктон не мог существовать без еще более изобильного фитопланктона.

Но сильное развитие планктона требует усиленного поступления в бассейн питательных солей, что осуществляется либо притоком их с берега, либо усиленной вертикальной циркуляцией воды бассейна и подачей солей из более низких горизонтов в верхние. Первый путь исключается, опять-таки из-за огромности полосы доманиковой зоны и отсутствия для большей части ее достаточно крупных континентальных участков. Остается единственное предположение, что на грани поддоманикового и доманикового времен в восточной половине бассейна временно заметно изменился гидрологический режим, в частности усилилось вертикальное перемешивание воды с восходящими токами ее, приносившими из глубин вверх много азотистых и фосфорных соединений. Пока удерживались эти гидродинамические особенности, существовали и своеобразные, богатые органическим веществом и птероподами, доманиковые осадки. Изменилась гидродинамика, исчезли условия усиленной вертикальной циркуляции и питания азотом и фосфором верхних слоев воды за счет нижних, прекратилось формирование богатых органическим веществом доманиковых отложений.

Сказалось ли как-нибудь на содержании разных элементов повышенное содержание в доманике органического вещества? В табл. 46 имеется небольшой материал для обсуждения этого вопроса. Из сопоставления с данными по одноименным породам поддоманикового и пашийского горизонтов видно, что на Fe, Mn, Cr обогащение  $C_{\rm opr}$  не сказывается никак, но у P, V, Cu и Ni видно некоторое, правда, относительно небольшое, не свыше 1,5—2-кратного, обогащение Возможно поэтому, что обильный планктон усиленно извлекал из воды некоторые малые элементы, отчего возникло и некоторое обогащение ими осадков.

#### 4. Формы железа в нижнефранских отложениях Второго Баку

При геохимическом изучении нижнефранских отложений Второго Баку в 1949—1952 гг. авторами еще не ставилась задача выяснения минералогических форм железа; к ней было приступлено лишь позже и на немногих образцах нижнефранских пород.

Этот пробел был удачно заполнен Л. А. Гуляевой (1956) при геохимическом изучении девона и карбона Куйбышевского Поволжья, выполнившей большое число определений растворимого в НСІ железа и пиритной серы, по которой можно судить, понятно, и о количестве в породах пиритного железа. К сожалению, Л. А. Гуляевой не производилось определений валового железа, так что получить баланс формы этого элемента, аналогичный балансам, разобранным в предыдущем, нельзя.

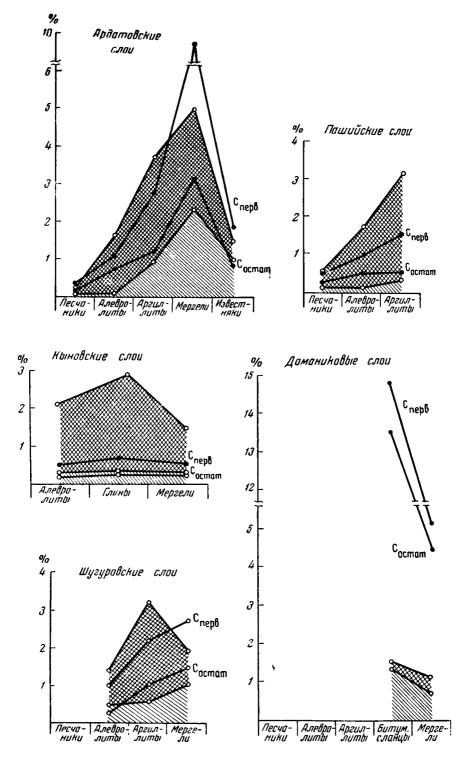
Нужно иметь в виду также, что при получении солянокислых вытяжек Л. А. Гуляева оперировала не 2-, а 5-процентной HCl, однако при мономинеральности грубозернистых пород нижнефранского века это ощутимой разницы в анализах не давало.

Втабл. 51 сведены осредненные значения  $Fe_{HCI}$ ,  $Fe_{HCI}$ ,  $Fe_{HII}$ ,  $uC_{opr}$ , полученные Л. А. Гуляевой; к ним прибавлены в некоторых случаях средние величины  $Fe_{Ban}$  по нашим данным, что позволило высчитать (условно) содержания  $Fe_{ofn}$ . В таблицу включены также величины значения  $C_{opr}$ , до начала редукции железа. На фиг. 55 эти данные изображены для наглядности графически.

При изучении цифр обращает на себя внимание прежде всего ничтожность величин гидроокисного железа, извлекаемого HCl, и отсутствие какой-либо связи между ним и количеством органического вещества. Это последнее обстоятельство заставляет думать, что Fehcl в данном случае, как и в других, ранее изученных, не является первичным компонентом породы, но появилось частью за счет окисления присутствовавших в породе минералов закиси железа, частью за счет некоторого разложения HCl глинистых минералов. Поэтому мы оставим ее без рассмотрения и ограничимся лишь разбором поведения Fehcl и Fenup. в сопоставлении их с содержанием Сорг.

Не трудно видеть, что сульфидное железо показывает самую тесную связь с массами присутствующего в породе органического вещества. На всех диаграммах четко видпо, как всякому, даже незначительному, повышению количества органического вещества отвечает некоторое повышение и пиритного железа, инаоборот; исключений в данном случае нет. Гораздо более сложны соотношения между Fe<sub>HCl</sub> и органическим веществом. В одних случаях оба эти компонента изменяются одинаково, и появляется видимость связи между ними; в других случаях изменения их происходят в прямо противоположном направлении, и наметившиеся связи исчезают.

Причина неодинаковости соотношений  $C_{\rm opr}$  с  $F_{\rm enup}$  и  $F_{\rm ehcl}$  становится яснее, если вспомнить механику образования этих форм железа. Для образования сульфидного иона из сульфатного нужна, как известно, большая затрата редуцента — органического вещества (см. стр. 48); естественно, что там, где масса редуцента возрастает, создаются условия и для увеличения массы S'', и наоборот. Нужно иметь в виду также, что десульфатизация в илах есть процесс более поздний сравнительно с общей редукцией  $Fe^{...}$  в  $Fe^{...}$ , ибо он происходит при гораздо более низких Eh; при этом формирование  $FeS_2$  происходит фактически за счет разрушения уже существующих в осадке  $FeCO_3$  и лептохлоритов. При такой ситуации неизбежным становится, что существующие в породе количества  $Fe_{HCl}$  являются как бы остаточными от первоначальных масс закисного железа,



Фиг. 55. Формы железа в отложениях  $\mathrm{D}_3^1$  (в % от породы).

возникших в них; это то, что осталось от  $Fe_{HCl}$  после связывания части его в сульфиды. Когда  $Fe_{пир}$  очень мало, оно не влияет искажающим образом на соотношения остаточного Fe" (т. е.  $Fe_{HCl}$ ) с органическим веществом; возникает параллелизм между величинами  $Fe_{HCl}$  и  $C_{opr}$ . Когда же пиритного железа много и оно является главной формой закиси Fe (что бывает при больших содержаниях  $C_{opr}$ ), на долю  $Fe_{HCl}$  приходится подчиненный по величине остаток, и связь этой формы железа с органическим веществом нарушается. Так, из самой механики формирования разных аутигенно-минералогических форм железа вытекает, что между  $Fe_{пир}$  связь, как правило, однозначная, для  $Fe_{HCl}$  же соотношения могут быть весьма многообразными и даже противоположными.

Таблица 51 Формы железа в девонских породах Второго Баку (по Л. А. Гуляевой и авторам)

Горизонт и порода	Fе <sub>вал.</sub>	Fe <sup></sup> пир.	Fe раств.	Fe <sub>обл.</sub>	Fe <sup></sup>	С <sub>орг.</sub>	С <sub>орг.</sub> , пошедший на редук- цию	С <sub>орг.</sub> первичн.
Ардатовский горизонт Песчаники Алевролиты Глины (аргиллиты) Мергели Глинистые известняки	0,57 2,00 5,44 4,56 2,06	0,12 0,09 0,91 2,33 0,97	0,13 1,54 2,78 2,66 0,46	0,27 0,37 1,25 —	0,03 0,10 0,34 0,35	0,18 0,73 1,20 3,24 0,72	0,17 0,42 1,53 3,83	0,35 1,15 2,73 7,03 1,88
Пашийский горизонт Песчаники Алевролиты Глины (аргиллиты) Кыновский горизонт <sup>1</sup>	0,57 2,00 5,44	0,16 0,15 0,37	0,41 1,62 2,85	0,23 2,22	0,04 0,08 0,19	0,25 0,51 0,55	0,27 0,51 1,01	0,52 1,02 1,56
Алевролиты Глины	<del>-</del>	0,22 0,32 0,27	1,89 2,57 1,17		0,14 0,24 0,18	0,17 0,24 0,23	0,31 0,42 0,29	0,48 0,66 0,52
Шугуровские слои Алевролиты Глины Мергели	_ _ _	0,50 0,57 1,02	0,92 2,65 0,89	_ _ _	0,06 0,26 0,08	0,27 1,02 1,45	0,73 1,19 1,27	1,00 2,21 2,72
Доманиковые слои Мергели Горючие сланцы	1,20 1,61	0,72 1,32	0,42 0,24	0,06 0,05	_	4,40 13,54		5,14 14,78

Зеленые лептохлоритовые породы, без сидерита.

Подчеркивая однозначность связи между  $Fe_{\text{пир.}}$  и  $C_{\text{орг.}}$  в нашем случае, нужно в то же время ясно представлять себе, что связь эта не количествениая. Так, хотя при возрастании процента  $C_{\text{орг.}}$  в 2—3 раза и больше содержание  $Fe_{\text{пир.}}$  также в общем увеличивается, но это увеличение осуществляется в гораздо меньшей степени, чем это требовалось бы наличием количественных связей; тоже и при уменьшении  $C_{\text{орг.}}$  Поэтому даже в породах с весьма высоким содержанием  $C_{\text{орг.}}$ —до 13—15% и выше, закисная форма  $Fe_{\text{HCI}}$  хотя и становится количественно незначительной, но лишь редко исчезает полностью. Примером этому служат соотношения в доманиковом горизонте; другие мы увидим ниже.

#### 5. Карбонаты в составе пашийской свиты

Одной из характерных черт пашийской толщи Второго Баку является исключительно низкое содержание карбонатов в се песчано-алевритово-глинистых отложениях. Средние цифры  $\mathrm{CO}_2$  по многим сотням определений дали для песчаников 0,69%, для алевролитов 0,64%, для аргиллитов 0,63%. Это отвечает среднему содержанию карбонатов всего в 1—1,4%. Столь низкой карбонатности породы мы ни в одной из рассмотренных ранее гумидных осадочных толщ пока не встречали.

При таких количествах рассеянных карбонатов их химическое изучение крайне затруднено, мало достоверно и потому не проводилось. Внимание было сосредоточено на анализах таких образцов, в которых содержание карбонатов было не ниже 3—4%, обычно же 7—8 и выше процентов. По сравнению со средним уровнем карбонатности пашийских пород эти образцы являлись уже несомненно вторично-обогащенными за счет перераспределения карбонатов в диагенезе. Иначе говоря, это были, несомненно, уже стяжения разной степени обогащенности конкрециеобразователями, от очень небольшой, 3—5—7-кратной, до очень высокой, в десятки раз.

В табл. 52 сведены анализы этих карбонатных стяжений.

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении цифр, это нео динаковая интенсивность локального стягивания карбонатов в отложениях разного петрографического типа. В песчаниках максимальное содержание карбонатов составляет 9,95%. в алевролитах 28,95%, в аргиллитах свыше 90%.

Одновременно с изменением напряженности диагенетического перераспределения карбонатного материала изменяется и его состав в стяжениях, подчиненных разным петрографическим типам пород. В песчаниках в составе карбонатов резко преобладает обычно СаСО3 (55-75%), содержание же  $FeCO_3$  обычно понижено до 16-24%; на том же (или несколько более низком) уровне находится и MgCO<sub>3</sub>. Такие соотношения компонентов показывают, что стяжения карбонатного материала в пашийских песчаниках образованы главным образом анкеритом с большей или меньшей примесью кальцита. В алевролитах содержание СаСОз в сгущениях временами может достигать 100% от суммы карбонатов, но все же, как правило, количества СаСОз резко понижены (9-28%), содержания же FeCO<sub>3</sub>, напротив, весьма значительны (около 70% и выше); количества MgCO<sub>3</sub> от 6 до 14-15%; все это говорит, что в алевролитовых стяжениях наблюдается обычно комбинация анкерита с сидеритом и реже анкерита с кальцитом. Действительная роль FeCO3 в алевритовых стяжениях, однако, гораздо больше, чем можно думать по цифрам FeCO3 в табл. 52, так как многие образцы отличаются высоким содержанием R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, могущим возникнуть только в результате окисления закиси железа в конкрециях; следы этого окисления, имевшего место еще в пашийское время, при колебаниях морского дна и размывах, мы действительно наблюдаем в шлифах в виде значительной бурой прокраски карбонатного материала. В аргиллитовых конкрециях роль CaCO3 опять несколько подрастает и они оказываются наиболее разнообразными: чисто кальцитовыми, анкеритовыми и почти чисто сидеритовыми. И в данном случае обилие R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в анализах заставляет полагать, что роль FeCO<sub>3</sub> в стяжениях реально была выше, чем мы это можем заключить по цифрам. В целом можно принять, что конкреции, подчиненные более тонкозернистым пашийским породам, алевролитам и аргиллитам, значительно богаче FeCO<sub>3</sub>, чем стяжения карбонатного материала в песчаниках.

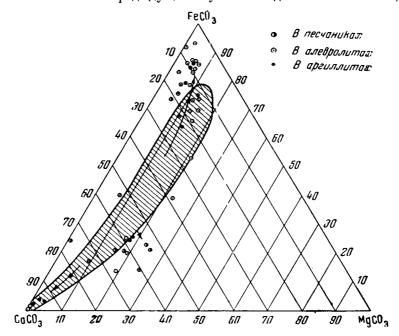
Поскольку у нас нет анализов рассеянного карбонатного материала, мы не можем в полной мере выяснить те специфические черты химической

# Состав карбонатов в породах пашийской толщи (в %)

	Munen ve-		Сумма	% от сув	имы карб	онатов	]	
Вмещающая порода	Минер. не- раств. остатон	R <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	карбо- натов	CaCO <sub>3</sub>	FeCO,	MgCO,	FеО <sub>сил.</sub>	мдосил.
Песчаники Обр. 319 » 1145 » 1175 » 1235 » 1256 » 1034 » 1274	92,26 91,20 88,96 91,94 90,40 98,06 90,00	1,40 4,60 1,84 1,22 1,44 0,82 1,48	7,96 7,04 9,95 6,84 9,10 0,66 8,19	54,15 21,31 63,32 74,12 55,61 75,76 61,78	21,48 72,02 21,11 16,08 19,23 24,24 19,66	24,34 6,67 15,57 9,80 25,16 Her 18,56	- 0,40 - 9,93 0,05 0,61 0,23	0,23  0,32 0,08 Her 0,59
Anespoumы Obp. 506  > 527  > 605  > 345  > 1026  > 500  > 685	90,78 92,38 92,48 82,30 84,20 84,44 81,80 53,24	0,57 0,82 1,15 1,41 0,62 8,70 4,50 16,70	4,11 4,79 5,01 9,82 9,79 5,38 10,64 14,03	18,25 15,66 18,16 10,18 67,31 18,59 100,00 21,67	69,34 70,35 74,65 86,18 13,07 66,73	12,41 13,99 7,19 3,77 19,62 14,68 — 10,69	1,88 3,37 0,97 0,68 0,74 2,72 — 5,28	0,25 0,67 0,17 0,17 0,42 0,36 - 0,72
<ul> <li>782</li> <li>323</li> <li>338</li> <li>935</li> <li>1027</li> <li>1192</li> <li>465</li> <li>541</li> </ul>	56,96 79,68 85,92 89,80 88,24 90,48 88,04 82,88	30,18 3,64 7,48 3,40 8,00 4,72 4,42 5,92	14,07 12,79 10,67 3,04 8,87 6,09 4,10 10,86	12,44 60,20 9,37 100,00 14,09 16,42 98,78 58,38	75,20 14,39 83,41 	12,36 25,41 7,22 3,05 5,25 0,49 16,49	8,13 0,86 0,25 - 1,58 0,53 1,64 1,42	0,82 0,48 0,34 - 0,13 0,15 0,36 0,80
<ul> <li>742</li> <li>746</li> <li>771</li> <li>779</li> <li>784</li> <li>496</li> <li>547</li> <li>578</li> <li>370</li> </ul>	87,44 80,52 80,52 92,56 90,44 76,24 61,50 62,64 29,16	6,96 12,94 12,94 3,72 5,28 9,52 25,16 5,66 42,32	4,99 12,39 10,28 3,84 6,40 4,40 24,40 24,95 28,27	15,03 8,07 7,29 13,02 7,81 28,41 4,10 61,08 53,91	73,75 83,31 85,41 78,65 92,19 48,41 92,05 19,68 38,31	11,22 6,62 7,30 8,33 Her 23,18 3,85 19,24 7,78	1,68 0,95 2,45 0,60 0,23 4,57 2,72 1,08 5,96	0,27 0,39 0,36 0,15 Her 0,44 0,45 0,60 1,05
» 971 » 973 » 1039	84,24 72,84 73,86	1,04 4,60 13,34	17,17 12,17 17,27	100,00 26,00 7,68	52,37 86,17	20,86 6,15	1,32	
Аргилиты Обр. 369	73,12 75,40 82,24 64,60 82,72 71,36 44,40 32,32 39,50 26,48 49,44	15,36 12,40 8,76 1,36 0,83 14,20 34,16 1,08 2,96 18,96 29,88	14,65 6,56 3,46 11,46 9,55 12,32 18,21 53,00 47,36 52,03 40,91	8,36 22,86 58,67 81,76 92,88 12,66 13,89 97,55 94,57 56,51 9,93	84,55 61,43 23,99 10,56 4,19 74,52 78,86 1,41 2,98 18,68 83,62	7,09 15,70 17,34 7,68 2,93 12,75 7,25 1,04 2,85 24,85 6,42	2,54 3,28 3,14 1,36 0,58 3,21 6,88 1,54 0,88 2,70 1,22	0,56 0,49 0,45 0,82 0,75 0,63 1,62 0,62 1,52 0,63

дифференциации, какие имели место при возникновении конкреций. В некоторой степени, однако, этот пробел восполним и именно следущим образом. На треугольной диаграмме (фиг. 56) штрихами показано поле рассеянных карбонатов в том виде, как мы его знаем на примере морских отложений свиты  $\mathbf{C}_2^6$  Донбасса, карагандинской и ашлярикской свит Караганды. На эту же диаграмму нанесены анализы конкреций из

табл. 52. Как видим, анализы эти легли на диаграмме весьма характерно. Большинство из них оказалось вообще вне поля рассеянных карбонатов, явно показывая обогащение в одних случаях  $FeCO_3$ , в других  $CaCO_3$ , в третьих  $MgCO_3$ , т. е. во всех тех направлениях, какие были установлены во всех без исключения предыдущих случаях. Но даже и те анализы, какие



Фиг. 56. Состав конкреционных образований в породах пашийского горизонта.

оказались впутри заштрихованного поля, покрыли его отнюдь не равномерно, но обнаружили явное сгущение у тех же трех полюсов — CaCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, подчеркнув тем самым общую тепденцию к обособлению в ходе диагенетических миграций названных трех карбонатных солей. После изложенного в предыдущих главах, специальные объяснения мсханизма и причин этого явления, думается, излишни.

# 6. Главные геохимические особенности нижнефранских отложений Второго Баку

Сопоставляя данные по геохимии нижнефранских отложений Второго Баку и карагандинской, кузбасской и донбасской толщ, можно отметить следующие существенные моменты.

1. Хотя распределение элементов в ниж нефранских породах и принадлежит упорядоченному типу, но характер его в данном случае и ной — контрастный, а не сглаженный, как в К узбассе и Донбассе. Это явно и ная модификация у порядоченного типа. Вместе с тем все элементы показывают некоторый сдвиг масс в пелагическом направлении, что сказывается в увеличении их содержаний в карбонатных породах; у трех же наиболее подвижных элементов — Р, Мп, Sr этот сдвиг достигает такой силы, что максимальные процентные содержания их (на натуральную породу) приходятся уже не на аргиллиты, а на мергели и даже известняки. Причина

указанных особенностей лежит, с одной стороны, в резком усилении процессов химического выветривания на водосборной площади бассейна, а с другой — в улучшении сортировки материала внутри самого бассейна. В грубозернистых песчаных отложениях это приводило к почти полному исчезновению многих элементов, которые зато в усиленных количествах накоплялись в тонкозернистых глинистых и глинисто-карбонатных илах. У Мп, Р, Sr, показывающих особенно сильный сдвиг масс в пелагическом направлении, дополнительным фактором было, по-видимому, резкое усиление роли растворов в их речном переносе и поступлении в морской водоем.

- 2. В отличие от угленосных толщ, отложения  $D_3^1$  Второго Баку лишены континентальных накоплений органического вещества и содержат лишьскопления его в морских породах. Наиболее крупным из них является доманиковый горизонт, кроме которого имеются незначительные линзы с повышенным содержанием органической массыеще и в поддоманике и пашийских слоях. Что касается рассеянного в породах органического вещества, то оно находится на кларковом или даже слегка более низком уровне.
- 3. Формы железа в отложениях  $D_3^4$  показывают, как и в ранее рассмотренных случаях, тесную связь с содержанием органического вещества. Все реакционно-способное железо редуцировано и находится в виде закиси. С возрастанием  $C_{\rm opr.}$  в общем растет и содержание пирита, но связь эта имеет качественный, а не количественный характер.
- 4. Одну из важных черт нижнефранских пород составляет весьма низкое содержание рассеянных карбонатов в песчано-алевритово-глинистых породах, в среднем всего 1—1,2%. Перераспределение его с образованием локальных сгущений и конкреций наименее выражено в песчаниках, сильнее в алевролитах, максимально в аргиллитах. При этом в весьма ясной форме проявилась та же тенденция CaCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> к обособлению, какую мы многократно наблюдали и в угленосных отложениях.

#### Глава VI

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Другим объектом, на котором можно изучать распределение элементов в условиях платформенного режима, являются нижневизейские отложения Русской платформы. При этом вскрываются некоторые новые штрихи и подробности, не видные в разобранной выше геохимии раннефранских отложений Второго Баку.

# 1. Состав и условия образования нижневизейских отложений Русской платформы

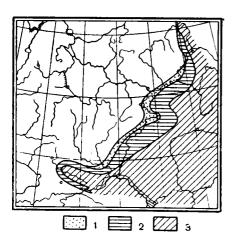
До недавнего времени стратиграфия терригенных отложений начала визея на Русской платформе была разработана недостаточно, что затрудняло и палеогеографический их анализ (Швецов, 1954). Сейчас, благодаря развитию споро-пыльцевого анализа (С. Н. Наумова, Л. А. Юшко и др.), это затруднение в значительной мере преодолено, контуры детальной стратиграфии более или менее вырисовываются и возникает вместе с тем возможность впервые получить более подробное представление об основных палеогеографических изменениях конца турнея — начала визея.

Самый конец турнся — кизеловский век — характеризовался, как известно, резко выраженной регрессией моря на Русской платформе, в результате чего обсохли и превратились в континентальные пространства крупные участки на се северо-западе и в центре — в Московской синеклизе (фиг. 57). Море удерживалось лишь в Прикаспийской впадине и в Заволжье, причем береговая линия проходила приблизительно по современному течению Камы и Волги до Сталинграда, вдаваясь более или менее крупным заливом в область Донецкого бассейна.

На подавляющей части площади моря накапливались карбонатные осадки — органогенные и детритусовые известняки. Но в прибрежной части бассейна существовала оторочка из терригенных отложений. С наибольшей полнотой она вскрыта скважинами в Татарии, вдоль Камы, и в приволжской зоне (Раковка, Радаевка) вплоть до Покровки (южнее Самарской Луки); к юго-западу следы ее более или менее достоверно прослеживаются на правобережье Волги (скважина у пос. Иловли), откуда полоса прибрежных терригенных отложений кизеловского века тянется, вероятно, и дальше на юго-запад, по направлению к Донбассу. Точно также прослеживается она и к северу от устья р. Белой, по направлению к Западному склону Урала.

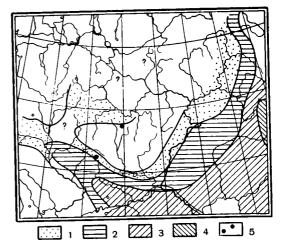
Представлены прибрежные отложения песчаниками, алевролитами и глинами. В разрезах камско-кинельской полосы выделяются нижняя часть кизеловской толщи, сложенная глинами с прослоями известняков,

и верхняя ее часть из переслоев песчаников, алевролитов, глин. В нижней части фауна типичная морская: гониатиты, брахиоподы (Orbiculoidea, Productus, Lingula, Pustulosa и др.), фораминиферы (Archaediscus каг-reri, много видов Glomospira, Eostafella, Endothyra и др.); вверх увеличивается количество отпечатков Lingula, Estheria, дисцин. В терригенных породах верхней части кизеловских слоев сохраняются лишь лингулы, эстерии, дисцины. Все это указывает на прогрессирующее отступление моря и смену собственно морских мелководных отложений осадками лагунно-заливной опресненной зоны с угнетенной и обедневшей фауной. Такой ход процесса отразился, помимо фауны, еще и на минералогическом составе глинистых отложений; по данным Л. В. Шаломеевой (1954),



Фиг. 57. Палеогеография кизеловского века на Русской платформе.

1 — прибрежные, главным образом песчаные и алевритовые осацки; 2 — глинистые осадки; 3 — карбонатные осадки.



Фиг. 58. Палеогеография сталиногорского века на Русской платформе.

1 — нонтинентальные озерно-болотные и адлювиальные отложения;
 2 — морские песчано-глинистые отложения;
 4 — морские отложения;
 4 — морские отложения;
 4 — морские отложения;
 5 — местонахождение бокситов.

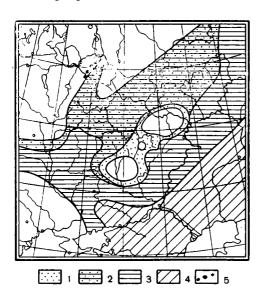
в Татарии глины нижней, собственно морской, части кизеловских отложений гидрослюдистые, монтмориллонитовые с примесью бейделлита, кремнезема, углистых веществ; глины верхней — лагунно-заливной, опресненной — части разреза гидрослюдистые, внизу кое-где с примесью монтмориллонита, вверху с примесью каолинита.

В начале визе палеографическая картина на Русской платформе становится сложной. В сталиногорский век (фиг. 58) на востоке, на площади Второго Баку, восходящие движения земной коры еще продолжаются, котя и в сильно ослабленной форме. Это обстоятельство приводит к тому, что по периферии седиментационной области в камско-кинельской зоне, на татарском своде, а также к юго-западу и северо-востоку от них, теперь накопляются континентальные обломочные, главным образом песчаные осадки, с обильными растительными остатками и с пластами углей, иногда довольно мощных, как, например, на некоторых участках Татарского свода. Полоса обломочных морских отложений отодвигается соответственно восточнее, располагаясь на карбонатных осадках кизеловского века; сталиногорские же карбонатные отложения занимают небольшую крайнюю юго-восточную окраину платформы.

На континентальный генезис главной массы отложений Поволжско-Камской полосы сталиногорских слоев Второго Баку, указывает, помимо отсутствия морских фаунистических остатков, также чисто каолин и товый состав глин, редко с примесью гидрослюды, а также значительное распространение среди глин сухарных разностей, заключающих в своем составе свободную гидроок и сьалюми и и я, что доказывается как химическим анализом пород, так и их рентгенографией (Бетелев Н. П.). И все же не исключено, что среди этих отложений в подчиненном количестве встречаются и прослои морских осадков, вернее — осадков опресненной лагунно-заливной зоны моря, которая при временных колебаниях площади моря заходила и в Поволжско-Камскую континентальную полосу. Во всяком случае, судя по косвенным признакам, о которых будет подробно изложено ниже, континентальные водоемы этой полосы хотя и были сильно опреснены и в этом смысле были аналогами пресноводных озер, все же они содержали в растворе заметные количества SO"4, т. е. были сульфатными пресными водоемами.

Иначе обстояло дело в более западных частях платформы. В сталиногорский век здесь начинаются нисходящие движения земной коры и восстанавливается седиментация на многих участках. Весьма отчетливая трансгрессия моря обозначается в Днепровско-Донецкой впадине, занятой песчано-глинистыми сталиногорскими морскими отложениями на всем своем протяжении; в Донбассе кластические осадки сменяются карбонатными. Далее к западу, в припятской депрессии, морские отложения сменяются, по-видимому, континентальными осадками — ельнинской свитой (Пистрак и др., 1956). По южной окраине Воронежского массива в относительно узкой полосе морские осадки также замещаются континентальными. Вблизи Белгорода с этой краевой зоной связана мощная бокситовая кора выветривания на сланцах докембрия и железная шляпа на железистых кварцитах; возможно, что по возрасту бокситовая кора как раз отвечает сталиногорскому веку.

К северу от Днепровско-Донецкой впадины появляется новая небольшая площадь сталиногорского осадконакопления, занимающая южное и юго-западное крыло Московской синеклизы. Мощность отложений здесь невелика — от нескольких метров до 30—40 м как максимум. Представлены они исключительно песчано-алевритово-глинистыми осадками, весьма изменчивыми по простиранию, которым подчинен ряд угольных пластов также обычно невыдержанных, но достигающих многометровых мощностей. Условия образования этих осадков все еще остаются не до конца выясненными. М. Д. Залесским и Г. Ф. Мирчинком они толковались как отложения чисто континентальные, речные и озерно-болотные. Позже, в 1934 г., В. А. Тулузаковым в тонкой глинистой прослойке среди углей главного пласта угленосной толщи Сталиногорско-Донского района были обнаружены макроскопически различимые остатки морской фауны шипы брахиопод, обломки члеников криноидей. В 1938 г. В. И. Попов и И.В. Лучицкий в восточной части того же района описали находки морской фауны из всех частей угленосной толщи: нижних песков (комплекс a), межугольных песков и песчаных глин (комплекс  $\delta$ ) и песков, покрывающих угли главного пласта и залегающей над ним и небольшой по мощности пачки глин. Обнаружены известковые раковины фораминифер (Техtullaria, Endothyra, Discorbina) прекрасной сохранности, мелкие обломки раковин брахиопод, обломки панцырей и игол морских ежей, спикулы известковых губок и известковые трубочки, ближе не определимые; из кремнистых остатков — спикулы шестилучевых губок. Кроме того, семь буровых скважин среди нижних частей угленосных отложений вскрыли пласты известняка А, мощностью от 0,25 до 1,5 м. Наконец, широко распространенными среди минералов песков сталиногорского горизонта оказался глауконит причудливых форм, по всем данным аутигенный. Все это как будто с несомненностью указывало, что в составе сталиногорских пород Московской синеклизы помимо речных и озерно-болотных отложений присутствуют и достоверно морские — следы тех языков моря, которые время от времени появлялись в южной части синеклизы. Однако при более детальном изучении фауны из отложений, отнесенных к сталиногорскому горизонту Р. Б. Самойловой, Р. Ф. Смирновой и Е. В. Фоминой (1954), было показано, что она является типично тульской, за единичными исключениями; поэтому известняк в нижней части разреза песчано-глинистых отложений нужно считать не сталино-



Фиг. 59. Палеогеография тульского века на Русской платформе.

1 — континентальные песчано-глинистые отложения; 2 — морские песчано-глинистые осадки без прослоев известняка; 3 — то же с прослоями известняка; 4 — известковые отложения; 5 — бок-

горским, а нижнетульским. «В отложениях сталиногорского горипредставленных песчанозонта, глинистыми некарбонатными отложениями с пластами углей, — пишут названные ры, — нам не удалось обнаружить остатков фауны» (Самойлова и др., 1954, стр. 371). Таким обраприходится, по-видимому, признать справедливость прежнего толкования сталиногорских отложений Московской синеклизы. как континентальных, аллювиальных и озерно-болотных. Но при такой трактовке их фациальной природы нужно, по косвенным данным, допускать заметное содержание SO"4 в воде породивших их бассейнов; иначе говоря, это были несколько сульфатные водоемы. В условиях приморской заболоченной низины с отсутствием четкой границы суши и моря такого рода обогащение пресных вод ионом SO"4 представляет собою явление не удивительное и, по-видимому, неизбежное.

Тульские слои в ряде случаев

ложатся на размытую поверхность сталиногорских пород, что свидетельствует о кратковременной волне поднятий на границе этих двух веков. Очень скоро, однако, поднятия сменились новыми погружениями, и началась крупная тульская трансгрессия моря.

Как видно на фиг. 59, основной площадью трансгрессии явилась территория Московской синеклизы, сплошь покрытая теперь морскими осадками - песчаниками, алевритами и глинами, которым подчинены прослои континентальных отложений. По западной периферии бассейна (Спас-Деминск, Осташково, Боровичи и т. д.) среди тульских пород встречаются угли нередко промышленной мощности; на крайнем северо-западе, в районе Боровичей — Тихвина, выделяется наиболее периферически расположенная узкая зона бокситовых накоплений, приуроченная, по существующим взглядам, к овражно-болотной сети, разрезающей девонские породы и их каолиновую кору выветривания. Маломощные, непромышленные пласты угля встречаются также в основании тульских отложений в юго-восточном крыле синеклизы (Тульская область). На остальной, подавляющей по величине, части Московской синеклизы углей нет, а разрез слагают песчано-алевритово-аргиллитовые породы. На ограниченной юго-западной части синеклизы в составе тульских отложений появляются известняки, то глинистые, то чистые, по большей части пелитоморфные, реже - органогенные и органогеннодетритусовые. Их расположение широким языком, входящим в Московскую синеклизу из Днепровско-Донецкой впадины через Брянский прогиб, ясно говорит о том, откуда пришло в Московскую синеклизу море.

По юго-восточному краю синеклизы располагалось крупное поднятие, охватывавшее Воронежский кристаллический массив и Токмовский свод, а также промежуток между ними. Значительная часть Воронежского массива и Токмовского свода вообще не накопляла осадков, а была областью денудации. На промежутке седиментация имела место, но сами осадки, судя по имеющимся данным, были континентальными — кварцевые пески и каолиновые глины (Ильина, 1955).

На площади Днепровско-Донецкой синеклизы, в Заволжье, на территории Второго Баку, в тульское время устойчиво сохранялись морские условия, причем вблизи Воронежско-Токмовского поднятия в составе отложений еще большую роль играют терригенные осадки, по мере же удаления от поднятия отложения постепенно переходят в карбонатные. Одновременно растет и их мощность.

В следующий по времени окский век трансгрессия продолжает развиваться, что выражается частью некоторым (очень, впрочем, небольшим) продвижением осадков на NW, на Балтийский массив, частью перекрытием осадками Воронежского и Токмовского сводов. Нижнекарбоновый морской бассейн приобретает огромные размеры. Еще более резкие изменения происходят в характере осадков. На сменутер ригенным отложениям приходят почти чисто карбонатные осадки; лишь по северо-западной окраине моря вблизи Балтийского массива еще удерживается неширокая полоса терригенных отложений даже с углистыми прослойками; по направлению на Балтийский массив эти терригенные морские породы сменяются континентальными с бокситами (в Прионежье).

Таким образом, конец турнея и самое начало визея на Русской платформе дают картину вначале крупной регрессии и затем еще более грандиозной трансгрессии моря. В этом ходе событий нас будет интересовать геохимия преимущественно терригенных — кизеловских, сталиногорских, тульских слоев.

Остановимся теперь на некоторых деталях обстановки осадкообразования, имеющих прямое отношение к геохимическим вопросам, нас интересующим.

Прежде всего, о минералогическом составе терригенных пород кизеловского и яснополянского веков. Отличительной чертой их является резкая обогащенность кварцем (до 90—98%) при ничтожном содержании полевых шпатов, слюд и минералов тяжелой фракции. Представление об этом дает табл. 53.

Несмотря на общую однотипность минералогического состава песчаной фракции пород на всей площади Русской платформы, внимательное сопоставление минералогических анализов, произведенное недавно М. С. Швецовым (1954),позволило установить некоторые чрезвычайно любопытные изменения его на разных площадях ранневизейских отложений. «В основном,— пишет он, — всюду на западе (в Селижарове, в Москве, в Тульском районе) число зерен полевых шпатов составляет около 2% на 90% кварца, колеблясь в ту или другую сторону и лишь в исключительных случаях (если это не ошибка) резко уклоняясь от этой нормы. Для центрального района (Окско-Цнинский вал, Исса, Солигалич, Юлово — Ишим) данных очень мало, частью они сомнительны. Поскольку их все же можно использовать (Исса, Судогда), они, видимо, говорят о повышенном содержании полевых шпатов (7—10% на 90% кварца). Несколько больше данных имеется для восточной полосы. За небольшими исключениями они также говорят о повышенном содержании полевых

(по Л. М. Бириной и Л. П. Колгино:	(по	Л. М.	Бириной	И	Л.	Π.	Колгиной	(
------------------------------------	-----	-------	---------	---	----	----	----------	---

Фракция и минералы	Na Bobbinen		Самар-	Бугу-
	на повышенных участках	на пониженных участках	ская Лука	руслаг
Легкая фракция (0,05—0,01 мм)				
Кварц	0.80 - 1.60	86,90-96,50 2,10-6,70 0,10-1,40	87,60 8,80 0,20	18,00
Опал и халцедон	0'10 - 0'80	0-0,90 $0-0,18$		l —
Глауконит	ед. з.	0— 0,16 ед. з.	2,40	1,00
Тяжелая фракция (0,250,05 мм)				
Корунд	0-33,00	ед. з.		_
Диркон	16,00-60,00	25,00-60,00	0,07	0,44
Гурмалин	6,00-7,00	3-41,00 $2,00-10,00$	0,04	20
Гранат	1.00-2.50	0-12,00	<u> </u>	0,20
Рутил	0-1,00	1.00 - 7.00		0,20
Силлиманит	0— 2,00 ед. з.	$\begin{array}{ccc} 0 - 1,00 \\ 0 - 7,00 \end{array}$	+	_
Доизит	од. з. »	0-7,00	_	_
Клиноцоизит	»	0 - 6,00	_	_
Касситерит	»	<b>–</b> '	- 1	_
Гитанит	»	ед. 3.	]	
Анатаа	» »	0-6,00		
Го же, хлоритизированная	<i>"</i>	0-15,00	I	
Дистен	11,00-21,00	4,00-10,00	+++	0,0
<b>Р</b> люорит	' - '	ед. з.	<u> </u>	
Виотит		»		_
Хлорит	ед. 3.	<b>45.00</b> 05.00		
Непрозрачные рудные	73,00-76,00	47,00-95,00	0,16	0,52
Веленые слюды	_	-	0,03	0.04
Зесцветные слюды	-	-	0,01	0,04
Пейкоксен и др. криптокристал- лического строения	[		0,05	0.15

шпатов: Котельнич от 12% на 73% до 3% на 90% кварца; Булдырь 6-2% на 90%; Туймазы 3-6% на 60-90%; Самарская Лука 6-12% на 90% (Швецов, 1954, стр. 28).

О чем говорят все эти цифры?

Прежде всего, кенечно, об очень сильном химическом выветривании на водосборных площадях, питавших платформенную нижневизейскую седиментацию: на Балтийском щите и Главном девонском поле, на Воронежском массиве, возможно на Тимане и отдельных приподнятых участках Урала. Во многих из этих районов в нижневизейское время, несомненно, выходили на поверхность верхне- и среднедевонские терригенные, частью красноцветные породы, уже отличавшиеся не слишком разнообразным составом обломочного минерала. Однако одно только механическое переотложение девонского кластического материала не могло довести его до той стадии почти мономинерального образования, на какой он сейчас находится, ибо воздействие механического фактора на селекцию минералов, как нам уже приходилось указывать (Стра-

хов и др., 1954), слабо и вовсе не соответствует той высокой оценке, какая дается ему некоторыми литологами (М. С. Швецов, Л. Б. Рухин). Подтверждением большой силы химического выветривания той поры является наличие мощной каолиновой коры выветривания в Боровичско-Тихвинском и Онежском районах; в этой коре в некоторых случаях констатированы даже свободные гидроокислы алюминия (М. М. Ермолаев). Аналогичная кора найдена и на Воронежском массиве и под Белгородом. О том же глубоком химическом выветривании материнских пород на водосборных площадях говорит возникновение бокситов во многих частях северо-западного и юго-восточного крыльев Московской синеклизы, а также распространение внутри синеклизы сухарных глин (каолинит и окислы алюминия) и широчайшее развитие каолиновых глин.

Таким образом, наличие сильного химического выветривания пород на водосборных площадях ранневизейских бассейнов не подлежит сомнению. В то же время на разных регионах оно было, по-видимому, неодинаково сильно. В частности, судя по соотношениям кварца и полевых шпатов в песчаной фракции ранневизейских пород, оно было, возможно, несколько сильнее в области Главного девонского поля и Балтики и слабее на Воронежском массиве и на Урале.

Сопоставляя ранневизейскую эпоху с раннефранской, следует признать, что по силе химического выветривания на континентах они ч р е звычайно похожи одна на другую и в сущности неразличимы. Близкими были, следовательно, и возможности выноса и формы перемещения элементов в речных водотоках. При этом нужно учесть, однако, что в ранневизейское время, в связи с обилием мощной растительности в субтропическом влажном климате, речные воды, были, вероятно, гораздо богаче растворенной гумусовой органикой, чем речные воды раннефранской эпохи. А так как гумусовые вещества, как известно, благоприятствуют переносу многих соединений (Fe, Mn, Cu и др.) в растворенном состоянии, то можно полагать, ранневизейская эпоха была лее благоприятна для миграций многих форме растворов, чем ментов в эпоха франская.

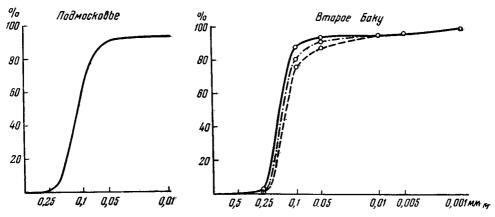
Обратимся теперь к сортировке материала в терригенных яснополянских породах.

В этом отношении намечается ясная разница между Московской синеклизой и территорией Второго Баку.

Как можно видеть на гистограммах некоторых образцов, взятых из югозападного крыла Московской синеклизы (Спас-Деменск, Барятино и др.), сортировка материала в них хорошая и весьма хорошая, причем тульские пески в этом отношении не отличаются заметно от сталиногорских (фиг. 60). То же наблюдается и на южном крыле синеклизы. Так, в районе г. Скопина, по данным Л. П. Колгиной (1952), средне- в мелкозернистые пески «обычно хорошо отсортированы»; в Сталиногорско-Донском районе, по данным Л. М. Бириной (1941), на возвышенных участках рельефа фундамента мелкозернистые пески «довольно хорошо сортированы»; в пониженных участках, где крупность зерна возрастает и пески становятся грубозернистыми, их «отсортированность хорошая».

Иначе обстоит дело во Втором Баку. Пески сталиногорского горизонта по-прежнему отсортированы удовлетворительно, в чем можно убедиться по диаграмме (фиг. 61). Но тульские пески сортированы уже плохо (фиг. 60 п 61); количество алевритово-глинистого цемента в них достигает, по данным Л. В. Шаломеевой (1954), 12—25%, глинистого—до 38%, углистоглинистого — до 11%, железистого и карбонатного соответственно — до 15% каждого. В этом отношении тульские песчаные

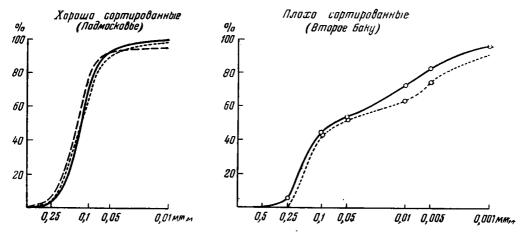
породы Второго Баку отличаются невыгодно не только от одновозрастных пород Московской синеклизы, но и от раннефранских хорошо сортпрованных песчаных отложений Второго Баку.



Фиг. 60. Гранулометрический состав сталиногорских песков.

Алевролиты отличаются теми же особенностями; их отличие от песков в том, что сортировка у них вообще ослаблена.

Причина значительного понижения сортировки кластического материала в прибрежных тульских отложениях Второго Баку лежит, как



Фиг. 61. Гранулометрический состав тульских песков.

нам кажется, в своеобразной палеогеографии тульского моря. Общая мелководность отложений, обилие растительных остатков в песках, алевролитах и глинах, частое наличие следов зарастания осадков в виде стигмарий, находящихся в прижизненном положении, все свидетельствует в пользу того, что прибрежная зона тульского моря отличалась островным характером, а сами острова и обрамлявшее их мелководье обильно зарастали древесными формами; пейзаж и мел характерные черты прибрежных мангровых за-

р о с л е й (Пистрак, 1950). Но такого рода заросли всегда отличаются застойной водой. Поступающий с берега на их площадь обломочный материал не имеет возможностей рассортировки и сгружается сразу, почти не сортируясь. На площадях открытой воды между мангровыми зарослями гидродинамический режим, конечно, более активный; однако, будучи вкраплены между лесными массивами, эти участки чистой воды также, несомненно, уступали по возможностям сортировки материала совершенно открытому шельфу крупных морей.

Отсюда общее понижение сортированности прибрежных тульских осалков.

В целом намечается весьма интересная ситуация. Климатические условия и интенсивность химического выветривания пород на водосборных площадях в ранневизейский и раннефранский века были весьма близки, что и сказывается в однообразном составе терригенных компонентов, близком к мономинеральному, кварцевому. Но обилие лесов в нижневизейское время и отсюда вероятная обогащенность речных вод гумусовыми веществами должны были создавать тогда более благоприятмиграции элементов в виде ные условия пля растворов. Степень сортировки материала в путях переноса и в областях отложения в разные моменты ранневизейской эпохи значительно менялась по сравнению с сортировкой в нижнефранское время. В кизеловский и особенно в сталиногорский вска она была приблизительно на том же уровне, что в раннсфранское время. Напротив, зарастание прибрежной зоны тульского моря, особенно на территории Второго Баку, вызвало резкое понижение сортированности песчаных (и алевритовых) отложений; это создавало условия для смягчения контрастности В распределении элементов между грубозернистыми мелководными и тонкозернистыми более глубоководными ми осадками.

Как же будет выглядеть в этой противоречивой обстановке действительное распределение элементов?

Для решения этого вопроса обратимся к фактическим данным по геохимии нижневизейских пород юго-западного крыла Московской синеклизы и Второго Баку.

Всего было проанализировано 228 образцов, которые распределяются по слоям следующим образом (табл. 54).

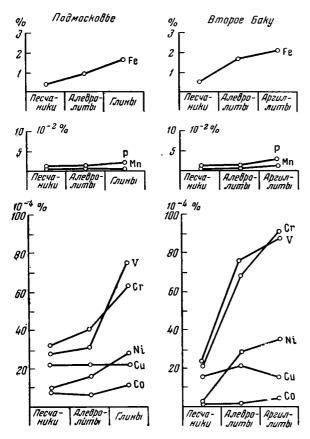
Таблица 54 Распределение геохимически изученных образцов по стратиграфическим слоям

Слой и район	Песча- ники	Але- вроли- ты	Аргиллй- ты (глины)	Mepre- ли	Глинистые известня- кй	Извест- няки
Кизеловские слои	4	18	11	_		
Московской синеклизы	7	5	32	<u> </u>	l —	
То же Второго Баку	12	19	10	-	_	_
Московские синеклизы	5	15	29			5
То же Второго Баку	17	11	14	4	6	4
Сумма	45	68	96	4	6	9

### 2. Распределение элементов в нижневизейских породах Русской платформы

Рассмотрим прежде всего, как обстоит дело в континентальных стали ногорских отложениях.

Из табл. 55 и фиг. 62 явствует, что распределение элементов в этих породах принадлежит тому же упорядоченному типу, какой мы видели уже на ряде примеров в предыдущем. Но у этого типа в даяном случае явственно проступают новые черты, которые ранее не наблюдались. С п е-



Фиг. 62. Распределение элементов в сталиногорских отложениях (в % от породы).

цифика распределения элементов в сталиногорслоях стоит В резком понижении концентраций ряда элементов по сравнению с тем, что мы видели до сих пор, и, в частности, по сравнению с раннефранскими отложениями Второго Баку, возникавшими в условиях климата и сортировки, наиболее близких к сталиногор-**VСЛОВИЯМ** ским. Весьма ярко это понижение процентных содержаний видно на железе, концентрации которого в алевролитах в 2 раза, а в глинах в 2.5-3 pasa меньше, чем в одноименных нижнефранских отложениях; то же у фосфора. Еще резче понижение содержаний выступает у Мп, который в песках и алевролитах едва улавливается, в глинах находится на уровне в 5— 7 раз более низком, чем обычно. Явно понижены

содержания у ванадия и никеля. Что же касается меди, то концентрация ее, в отличие от обычной ситуации, не показывает никакого роста от алевролитов к аргиллитам, а порою даже уменьшается в последних по сравнению с первыми. Интересно, что понижение содержаний перечисленных элементов проявляется совершенно одинаково как в континентальных сталиногорских отложениях Московской синеклизы, так и в эквивалентных им фациально сталиногорских отложениях Второго Баку, хотя здесь это понижение и выражено несколько слабее, чем в Московской синеклизе.

Одинаковое направление процесса в двух далеко удаленных друг от друга участках с одинаковыми, в общем, фациальными условиями говорит, очевидно, о том, что мы имеем дело не со случайным отклонением от нормы, но вполне закономерным явлением. В чем же причина его?

												Tu	Таблица	55
Pacng	еделен	Распределение элементов в сталиногорских отложениях	нтов в	стали	ногорс	KHX OT	ложени	ХКІ						
Dallott it mondo	Fe	Mn	Дı	>	r.	2	N	ပိ	Ba	Sr	Be	Ga	ΔA	Zn
вдофон и пород		% я							в 104 %					
Юго-западное крыло Московской синекливы Пески. Алевриты: Глины. Второе Баку Алевролиты	0,44 0,97 1,73 0,64 1,83 2,23	0,0001 0,0002 0,0029 0,00401 0,00602	0,010 0,011 0,020 0,020 0,014 0,029	28,0 31,0 74,7 74,7 76,0 88,0	32 40 63 21 68 91	22,0 22,0 22,5 15,0 15,0 14,0	10,0 16,0 28,1 28,1 2,3 28,5 35,0	8,0 6,0 11,6 0,7 1,5 4,0	25,0 122,0 2,3 2,3 1,0	130,0 130,0 50,0 22,0 22,5	2,0 10,0 0,5 0,9	10,0 20,0 28,0 0,2 1,7	100,0 40,0 <	40,0
<ul> <li>1 Один образец содержит 0,23%.</li> <li>2 Один образец содержит 0,45%, и другой — 0,22%.</li> </ul>	0,22%.													

Распределение элементов в тульских отложениях С<sub>1</sub> юго-западного крыла Подмосковной синеклизы

Таблица 56

Dokon u nonono	Fe	Mn	а	Λ	Cr	Cu	Ni	co	Ba	Sr	Be	Ga	Pb	Zn	Sc
тамоп и порода		% я							в 10-4%	% <del>-</del> -					
Московская синеклиза Алевриты Глины Извествяки Второе Баку Песчаники Алевролиты Аргилляты Мергеля Глинистые извествяки	0,42,4 1,25,4 1,24,4 1,25,0 1,4,66 1,68 1,68	0,003 0,011 0,011 0,013 0,021 0,020 0,050 0,050	0,009 0,011 0,024 0,017 0,015 0,033 0,021 0,0021	25.50 25.50	24 24 24 24 24 24 28	23,0(?) 14,0 11,0(?) 7,0	7,0 14,5 40,4 21,0 37,6 45,0 45,0 9,0	0,01 0,00 0,04,00 0,04,1 0,04,1 0,04,1	50 186 510 	820 		— 20 500 9 730 30 30 — 10 — 10 — 10 — 10 — 10 — 10 —	500? 30? 130 1310cb	1 & 1 1	1 1 2%

Нам думается, что она лежит все в тех же физико-географических условиях осадкообразования. Напомним, что благодаря резко выраженной влажности климата области накопления континентальных отложений как в Московской синеклизе, так и на площади Второго Баку представляли собою, несомненно, проточные зоны. Не только реки несли свои воды сквозь эти зоны в моря, но и озера и многие болота также отличались проточностью (С. Н. Наумова). В то же время лесной ландшафт и обилие гумусовых соединений в речных водах, как мы уже отмечали выше. несомненно, способствовали миграциям многих элементов в растворенном состоянии, делая их устойчивыми по отношению к разнообразным факторам осаждения, в частности к кислороду воздуха. В этих условиях совершенно естественным и, по-видимому, неизбежным является вынос значительных масс многих элементов через озерно-речную сеть в море, что и приводило к обеднению речных и озерно-болотных осадков Fe, Mn, Р, V и другими элементами. Что такого рода механизм выноса элементов в растворе с континентальных площадей действительно существует в природе, показывают работы Н. И. Семеновича по лимнологическим условиям накопления железа в озерах. Этому исследователю путем длительных наблюдений над некоторыми озерами Карелии удалось доказать, что повышенное содержание гумусовых веществ в воде сильно способствует транзиту растворенных железистых соединений через проточные озера. То обстоятельство, что на площади Второго Баку транзит элементов выражен несколько слабее, чем в Московской синеклизе, возможно, стоит в связи с несколько менее влажным климатом Заволжья, о чем уже говорилось выше, исходя из особенностей терригенной минералогии.

К сожалению, мы не располагаем данными по геохимии морских сталиногорских отложений и потому лишены возможности непосредственно проследить в море судьбу элементов, сбрасываемых в бассейн в больших количествах, чем обычно. Этот пробел, впрочем, с успехом заполняется наблюдениями над геохимией тульских отложений.

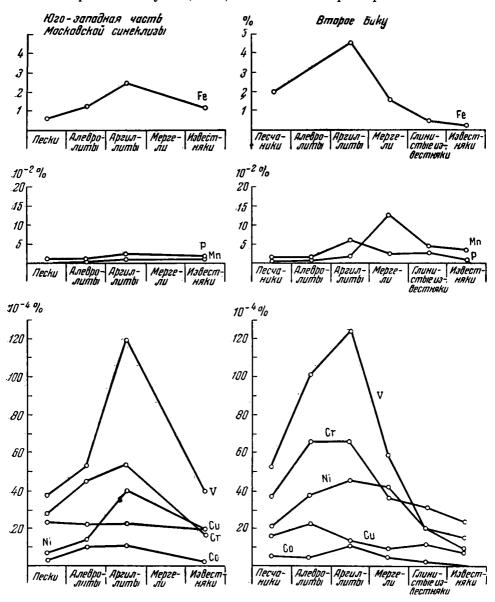
Исключительный интерес с этой точки зрения представляют тульские слои Московской синеклизы. Песчаные (да и алевритовые) морские осадки здесь также хорошо отсортированы, как и сталиногорские, и потому влияние сортировки в данном случае не затуманивает картины.

Как видно из табл. 56, распределение элементов в тульских породах упорядоченное (фиг. 63). При этом в песчаниках, алевролитах и глинах содержания Fe, Mn, P явно занижены, как и в одноименных сталиногорских породах; зато в известняках содержания тех же элементов явно высоки сравнительно с аргиллитами. Иначе говоря, намечается несомненный и крупный сдвиг масс элементов в пелагическом направлении. Чтобы оценить величину этого сдвига и выяснить, какие еще элементы его показывают, определения табл. 56 были пересчитаны на бескарбонатное (безызвестковое) вещество, а полученные содержания элементов отнесены к концентрациям их в песчаниках. Окончательные цифры сведены в табл. 57.

Таблица 57 Относительные содержания элементов в тульских породах Московской синеклизы (в пересчете на бескарбонатное вещество)

Порода	Fe	Mn	P	v	Cr	Cu	Ni	Co
Пески	1	?	1	1	1	1	1	1
	2,0	1,0	1,2	1,40	1,60	1,00	2,00	3,50
	4,0	4,0	3,0	3,30	2,00	1,00	5,80	3,60
	28,0	35,5	19,5	10,85	14,95	43,17	17,94	9,18

Как видим, все элементы однообразно показывают резкое увеличение относительных содержаний элементов в карбонатных породах, особенно резкое у Си, Мп, Fe. В этом характерная особенность



Фиг. 63. Распределение элементов в тульских отложениях (в % от породы).

распределения элементов в морских тульских породах сравнительно с нижнефранскими. В последних непрерывный относительный рост накоплений, по сравнению с песчаниками, показывали лишь Mn, P, Cu, Sr; у других же элементов после достижения максимума в аргиллитах содержания либо оставались примерно на прежнем уровне (V, Ni), либо уменьшались в карбонатных породах. В тульских породах Московской синеклизы, напротив, относительные содержания всехэлементов непрерывно растут от прибрежных песчаных осадков к наиболее пелагическим карбонатным, причем сам рост часто очень велик. Пелагический сдвиг масс оказывается, таким образом, свойственным всем элементам и очень крупным. В этом обстоятельстве нельзя не видеть того положительного влияния на распределение элементов в морских осадках, какое оказывала миграция значительной их массы в виде растворов под защитой гумусовых веществ или в соединениях с ними.

В тульских отложениях Второго Баку дело выглядит несколько иначе. Как явствует из табл. 56 и фиг. 63, содержания элементов в породах достигают здесь нормальных величин. При этом процент железа в песчаниках и алевритах повышен сравнительно не только с сталиногорскими, но и с раннефранскими отложениями. У марганца и фосфора параллельно с ростом содержаний в песчано-алевритово-глинистых породах максимум из области известняков перемещается в область мергелей (Мп) или даже аргиллитов. Концентрации V, Cr, Ni, Co, Cu в песчаниках гораздовыше чем в известняках, и сами очертания кривых, если сравнить их с кривыми раннефранских пород, по казывают явные смещения не в пелагическом, а в обратном прибрежном направлении. В результате общая картина распределения элементов в тульских породах Второго Баку скорее напоминает картину донбасскую и явно отлична от распределения элементов в тульских породах Московской синеклизы. Чтобы вскрыть полностью особенности распределения элементов в тульских отложених Второго Баку пересчитаем содержания элементов на бескарбонатное вещество и отнесем их к концентрациям в песчаниках (табл. 58).

Таблица 58 Относительные содержания элементов в тульских породах Второго Баку

Порода	Fe	Mn	P	v	Cr	Cu	Ni	со
Песчаники	1 1,60 2,25 1,70 1,82 5,70	1 2,6 4,2 55 63 216	1 1,1 2,3 3,1 9,4 15,3	1 2,0 2,4 2,3 2,1 7,6	1 1,8 1,8 2,4 5,3 17,5	1 1,4 ? 1,2 4,3 11,8	1 1,8 2,1 4,2 2,7 27	1 1? 2,0 1,5 2,8

Как видим, общий сдвиг всех элементов из прибрежной зоны грубых осадков в пелагическую область остается и в тульских отложениях Второго Баку; однако выражен он здесь заметно слабее, чем в тульских отложениях Подмосковья.

В целом раскрывается чрезвычайно интересная и закономерная картина. В отличие от ситуации в Московской синеклизе, в отложениях тульского моря Второго Баку заметно ослабленный общий пелагический сдвиг всех элементов комбинируется с заметным увеличением содержаний элементов в прибрежных отложениях — песках и алевритах. Первый процесс — пелагический сдвиг — сильно маскируется разбавляющим действием одновременно осаждающегося карбонатного материала и потому не улавливается при оперировании содержаниями элементов в процентах от натуральной породы: для его выявления необходимы пересчеты на бескарбонатное вещество. Второй процесс, локализуясь в почти бескарбо-

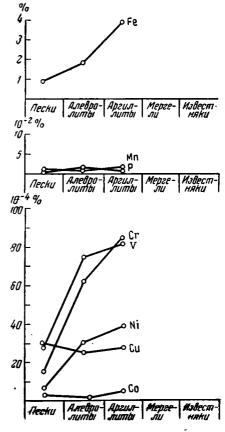
натных отложениях и ничем не искажаясь, улавливается непосредственно в анализах и не требует для своего обнаружения пересчетов на бескарбонатное вещество осадков.

Происхождение этой сложной ситуации понять нетрудно. Миграции элементов в речных водах, питавших тульское море Второго Баку, происходили, вероятно, так же, как и в западных районах, т. е. с большим

растворов, стабилизироучастием ванных гумусовыми веществами; обстоятельство и обусловило, как и в Подмосковье, общий сдвиг масс всех элементов в пелагическом направлении, в область тонких карбонатных осадков. Но наличие прибрежной лесной растительности типа мангровых зарослей обусловило не только усиленную задержку тонких илистых частиц в зоне алевритов и песков (плохая их сортировка!), но и заметноевыпадение здесь элементов из их растворенных соединений, обусловленное медленностью протекания воды через заросль. Сочетание обоих этих обстоятельств, с одной стороны, породило заметно повышенные концентрации элементов в прибрежных песчано-алевритовых осадках, с другой — вызвало соответственное ослабление пелагического сдвига элементов, хотя и не смогло ликвидировать этот сдвиг полностью.

Что касается отложений кизеловского века, то, как видно из табл. 59, они стоят по характеру распределения элементов где-то посередине между сталиногорскими и тульскими породами и воспроизводят поэтому те же особенности, какие мы только что описали (фиг. 64).

Итак, материалы по геохимии ранневизейских угленосных отложений позволяют раскрыть некоторые новые специфические черты геохими-



Фиг. 64. Распределение элементов в кизеловских породах Второго Баку (в % от породы).

ческого процесса, которые приобретает он, когда платформенная седиментация идет в условиях сильно залесенной равнины и сопровождается накоплением органического вещества в виде углей.

На территориях континентального осадкообразования наличие гумусовых веществ в водах рек, озер и болот, а также их хорошая проточность влекут за собою повышение роли растворов в миграциях веществ и вынос значительных масс всех элементов за пределы континентального седиментогенеза. Поэтому содержания всех элементов во всех петрографических типах континентальных пород оказываются заметно, а иногда и очень резко, пониженными, особенно у Fe, Mn, P, (Cu?) и, вероятно, у бария и стронция.

В морских водоемах, когда их периферия не покрыта лесными зарослями мангрового типа и обладает хорошо отсортированными песками, частью и алевритами, содержания всех элементов также оказываются

Порода	Тe	Mn	P	v	Cr	Cu	N1	Со	Ва	Sr	Ве	Ga	Pb	Zn
		в %		в 10-4 %				в условных единицах						
Песчаники . Алевролиты Аргиллиты	1,90	0,110	0,004 0,014 0,014	75	62	30,09 25,3 28,0	29,8		2,2	$ 2,6\rangle$	C.1. 0,4 0,4	<1,0	<0,20 <0,20 <0,25	*

явно пониженными; напротив, в тонкозернистых удаленных от берега карбонатных осадках концентрации элементов повышаются, что заметно уже без пересчетов на бескарбонатное вещество. В огромных размерах осуществляется пелагический сдвиг элементов, которые, поступая в усиленных дозах в центральные части водоемов, распыляются затем здесь на колоссальных площадях, сильно разбавляются одновременно осаждающимся CaCO<sub>3</sub> (и доломитом) и не дают поэтому высоких концентраций.

В морских водоемах, периферия которых в широкой полосе покрыта мангровыми зарослями, затрудняющими сортировку материала и задерживающими прохождение растворов в открытую воду, пелагический сдвиг всех элементов заметно ослабевает, хотя и не ликвидируется совсем. Одновременно в песчано-алевритовых отложениях прибрежной зоны содержания элементов повышаются. Сильная карбонатная седиментация центральных областей бассейна полностью маскирует наличие пелагического сдвига элементов, который обнаруживается лишь после пересчета анализов на бескарбонатное вещество. Повышение содержаний элементов в прибрежных песчано-алевритово-глинистых отложениях, напротив, вскрывается уже при оперировании анализами натуральных пород.

#### 3. Органическое вещество в нижневизейских отложениях Русской платформы

В табл. 60 показаны средние содержания органического углерода в породах кизеловских, сталиногорских и тульских. Из рассмотрения ее вытекает, что в подавляющем большинстве случаев породы эти значительно обогащены органическим веществом и содержат в 2-5 раз больше Сорг., чем это в норме свойственно осадочным породам неугленосных толщ. Даже если сопоставлять в этом отношении нижневизейские породы с породами других, ранее охарактеризованных, угленосных толщ, обогащение органическим веществом выступает совершенно отчетливо. Можно сказать поэтому, что по содержанию рассеянного органического вещества породы v глено**с**ной нижневизейской толщи Русской платформы являются наиболее богатыми с верхнепалеозойскими породами **сравнению** Карагандинского, Кузнецкого и Донецкого бас-Этот факт выступает еще более ярко, если напомнить, что в нижневизейском разрезе встречается много углистых алевролитов и аргиллитов с содержаниями Сорг. от 10 до 33%, не вошедших в вычисленные средние величины Сорг. Таким образом, усиленное накопление органического вещества в континентальных и морских терригенных отложениях

Содержание С<sub>орг.</sub> в нижневизейских породах Русской платформы (в %)

Район и слой	Песчаники и пески	Алевроли- ты и алев- риты		Мергели	Глинистые известняки	
Кизеловские слои (морские)						
Второе Баку	0,20	1,88³	1,804		_	
Сталиногорские слои Второе Баку Южное крыло Московской	1,077	1,43	2,88- -4,66	_		_
синеклизы	0,19	$2,19^{5}$	3,266		_	
Тульские слои (морские) Юго-западное крыло Мос-	0.40	0.700	0.050			0.00
ковской синеклизы	0,12	$\frac{2,768}{-4,88}$	2,85 9	_		0,99
Второе Баку	2,081	$\begin{bmatrix} -1,88 \\ 2,24 \end{bmatrix}$	_4,89 2,82 <sup>2</sup>	1,20	1,49	0,68

 $<sup>^{1}</sup>$  Один образец с  $C_{opr.}=21,19\%$ .

является характернейшей чертой нижневизейской седиментации Русской платформы.

Что определяло ее возникновение?

Принципиально мыслимы два существенно разных истолкования. Можно было бы думать, например, что в усиленном накоплении органики в нижневизейских породах повинен особо пышный расцвет наземной жизни. Но можно также допускать, что причина кроется в общем понижении на платформе скорости терригенного осадкообразования сравнительно с теми скоростями, какие имели место в Караганде, Кузбассе и Донбассе. Уменьшенный принос обломочного материала естественно вызвал ослабленное разбавление одновременно поступающего в осадок органического вещества, и отсюда в качестве пассивного следствия произошло повышение процентного содержания органического углерода в по-

Принятие первой гипотезы требует отыскания рациональных причин особо пышного расцвета растительности в нижнем визе Русской платформы. Однако указать такие причины пока невозможно, и, таким образом, гипотеза повисает в воздухе. Иначе обстоит дело со вторым предположением. Малая скорость нижневизейского терригенного осадконакопления на Русской платформе прямо и непосредственно вытекает из очень малых мощностей терригенных нижневизейских отложений, измеряемых обычно несколькими десятками метров, тогда как равные им длительности образования терригенные отложения в Караганде, Кузбассе и Донбассе измеряются сотнями метров.

Поэтому мы и полагаем, что ясную обогащенность нижневизейских пород Русской платформы органическим веществом следует связывать

 $<sup>^{2}</sup>$  О́дин образец с С $_{opr.}$  = 11,50%.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Один образец с С<sub>орг.</sub> == 6,66%.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Один образец с С<sub>орг.</sub> = 32,76%.
<sup>6</sup> Три образец с С<sub>орг.</sub> = 21,79; 13,65; 10,72%.
<sup>6</sup> Один образец с С<sub>орг.</sub> = 32,76%, другой с С<sub>орг.</sub> = 38,93%.
<sup>7</sup> Два образец с С<sub>орг.</sub> = 6,80 и 11,65%.
<sup>8</sup> Два образец с С<sub>орг.</sub> = 4,67 и 8,78%.

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Три образца с  $C_{ope} = 23,46$ ; 12,28 и 13,23%.

не с биологическим, а с геологическим фактором, и рассматривать ее как нассивное следствие замедления терригенной седиментации.

Если это предположение верно, то и в других маломощных угленосных толщах платформ следует ожидать обогащения вмещающих пород органическим веществом.

#### 4. Формы железа в нижневизейских породах Русской платформы

Так как аутигенно-минералогические формы железа ближайшим образом связаны с содержанием в породах органического вещества, естественно ожидать, что в нижневизейских отложениях, обогащенных  $C_{\rm opr.}$ , эти формы также будут отличны от всего того, что мы наблюдали до сих пор. При этом, на основании всего изложенного в предыдущих главах, можно полагать, что специфика нижневизейских пород должна заключаться в обогащенности их пиритом, ибо между  $C_{\rm opr.}$  и  $Fe_{\rm nup}$  существует обычно наиболее близкая корреляция.

Данные, собранные в табл. 61, полностью подтверждают эти предположения.

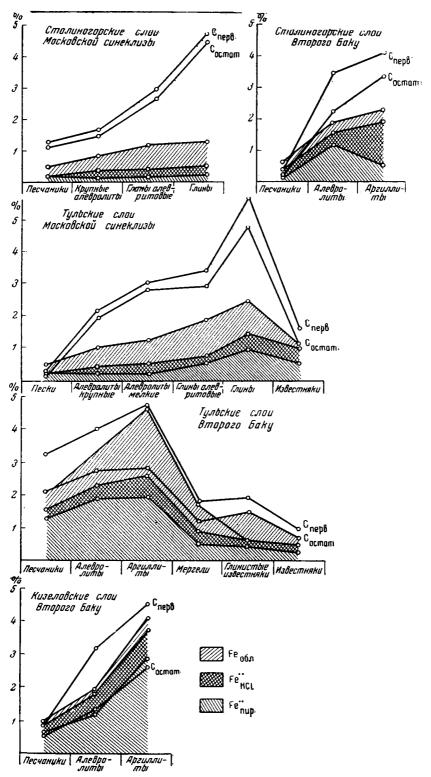
Рассматривая ее, видим, что даже в континентальных сталиногорских отложениях Московской синеклизы и Второго Баку с их пониженными общими массами железа содержания  $Fe_{\text{пир}}$ , измеряются 0.16-0.50%, далеко превосходя то, что наблюдается в континентальных осадках Караганды и Кузбасса, где  $Fe_{\text{пир}}$ , составляет обычно лишь немногие сотые доли процента (фиг. 65). В морских тульских породах Московской синеклизы, также бедных железом, количество  $Fe_{\text{пир}}$ , еще несколько подрастает, в тульских же и кизеловских отложениях Второго Баку, с их приближающимся к норме валовым содержанием железа, пиритная форма в песчано-глинистых отложениях образует уже 0.66-1.92, -2.77%, что далеко превосходит все, что мы видели в морских отложениях других угленосных толщ.

Одновременно с возрастанием роли пиритного железа естественно убывает значение карбонатно-лептохлоритового. И если в угленосных толщах Караганды, Кузбасса, Донбасса Fe<sub>HCl</sub> всегда главенствовало и образовывало не менее 1,2—2,2% от веса породы, то в нижневизейских породах Русской платформы легкорастворимое закисное железо обычно стоит далеко на заднем плане; в континентальных породах количество его составляет 0,20—0,38%, в морских 0,12—0,80%, обычно же 0,20—0,40% от веса породы.

Еще нагляднее выглядят соотношения между пиритной и карбонатиолентохлоритовой формами железа, если их выразить в процентах от массы не валового, а лишь реакционно-способного железа ( $Fe_{nup}$ . +  $Fe_{HCl}$ ). Как видно из последней графы табл. 61, из 22 случаев в 16 случаях пиритное железо резко превалирует над  $Fe_{HCl}$ , составляя 51-100% от реакционно-способного, чаще 60-70%; легкоподвижное же закисное железо преобладает всего в 6 случаях из 22, образуя тогда 53-70% от реакционно-способного.

Итак, налицо совершенно ясная перестройка аутигенно-минералогических форм железа в сторону резкого превалирования пиритной формы и подавления карбонатно-лептохлоритовой. С этой перестройкой весьма гармонируют две другие, давно известные особенности нижневизейских отложений: высокая сернистость углей и обилие пиритных конкреций, достигающих порою огромных размеров. Представление о степени обогащения углей серой дает табл. 62, заимствованная из недавней работы А. З. Юровского (1948).

Ferra or-	суммы реак- ционно-спо- собного	85 64 77	100 30 47 52	45 75 27	100 33 52 53 54 54	80 74 77 70 70
	Сорг. первичн.	0,81 3,16 4,47	1,24 1,59 3,06 4,93	0,39 3,41 3,96	0,31 2,10 2,29 3,29 1,79	3,26 4,70 1,74 0,92
	Сорг., пошедший на редукцию	0,51 2,28 2,67	0,17 0,16 0,18 0,27	0,20 1,22 0,76	0,00,00 22,24,00,00,00,00,00,00,000,000,000,000,	1,18 1,75 0,54 0,42 0,24 0,24
	Copr.	0,20 1,88 1,80	1,07 1,43 2,88 4,66	0,19 2,19 3,26	0,12 1,88 2,76 4,89 0,99	2,24 2,24 1,20 1,49 0,68
,	Feocr.	0,15	0,25 0,24 0,42 0,46	0,25 0,23 0,26	0,25 0,31 0,60 0,74 0,70	0,52 0,83 1,93 0,79
Fe	FeHF Feoc	0,17 0,05	0,17 0,36 0,29	0,01 0,12 0,11	0,26 0,24 0,41 0,37	0,13
	FeHCI	0,12 0,64 0,81	0,25 0,20 0,22	0,21 0,38 1,35	0,18 0,35 0,51 0,54	0,30 0,47 0,69 0,38 0,23
	 Fепир.	0,66 1,15 2,77	0,19 0,11 0,16 0,24	0,17 1,15 0,51	0,21 0,20 0,15 0,49 0,50	1,25 1,83 1,92 0,51 0,21
	Fевал.	0,93 1,90 4,05	0,44, 0,77 1,14	0,64 1,83	0,46 0,95 1,24 1,05 1,05	2,07 4,68 4,66 0,60 0,44
	Слой и порода	Кивеловские слои Татарии (морские) Песчаники	Сталиного рекие слои пожиного крыла Москоской синеклавы (континентальные) Песчаники Алевролиты крупнозернистые Глины алевритистые Глины чистые	Сталиногорские слои Татарии (континентальные) Песчаники	Тульские слои южного крыла Московской синекливы Пески Алевриты крупнозернистые Тлява элевритистые " чистые " чистые	Тульские слои Второго Баку Алевролиты Аргилиты Мергели Плинистые известняки Известняки



Фиг. 65. Формы железа в кизеловских, сталиногорских и тульских отложениях (в % от породы).

Все это далеко превосходит то, что обычно наблюдается в углях Кузбасса, Караганды и даже Донбасса.

Что касается пиритоносности разрезов угленосных толщ Московской синеклизы, то она отмечалась по существу всеми геологами, имевшими с ней дело. А. Е. Ферсман (1952) описал из Боровичского месторождения гигантские пиритовые стяжения весом в 327 кг, а В. Алексеев отмечает глыбы по 727 кг каждая.

Таблица 62 Сернистость углей Подмосковного бассейна (по А. З. Юровскому)

Представительность пробы	Шахта	Содержание общей серы, %
Характерна для значи- тельного числа иссле-		
дованных углей	Товарковская	3,50-4,00
То же	Щекинская	3,90-4,30
<b>»</b>	№ 20 бис	3,42
<b>»</b>	№ 20 бис	4,04
<b>»</b>	Донская	3,09
Максимальное содержа- ние серы в исследован-		
хецту хын	№ 5 и № 22	6,02
Минимальное содержа-		,
ние серы в исследован-		
ных углях	№ 21 и № 2	1,65.

Анализируя далее генерацию и распределение пиритного железа в нижневизейских терригенных породах, нельзя не обратить внимания еще на три характерных факта. Бросается в глаза, что и и т е и с и в ное пиритообразование имеет место не только в морских породах, но и в континентальных, чего в других угленосных толщах не наблюдается. Вместе с тем, наиболее выражено оно (в процентах от суммы реакционно-способного железа) в прибрежных песчано-алевритовых осадках, затухая обычно в более пелагических областях; эта аномалия также нигде не наблюдалась. Наконец, хотя общая корреляция между содержанием рассеянного пирита и Сорг. в породах и существует, однако точной пропорциональности нет, т. е., иначе говоря, связь явлений качественная, а не количественная. В связи с этим стоит то характерное явление, что хотя при очень большом содержании в породе органического вещества количество пиритного железа и увеличивается, но оно, как правило, не вытесняет полностью карбонатно-лептохлоритового. Это обстоятельство хорошо видно на табл. 63, в которой собраны содержания Fenne. и Fence как в процентах от породы, так и относительно общей массы реакционноспособного железа. Случаи полного исчезновения Fehcl весьма редки (фиг. 66).

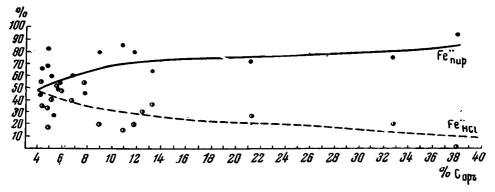
После изложенного в предыдущих главах перестройка аутигенных форм железа в пиритном направлении, а также сопутствующее ей осернение углей и обильное пиритовое конкрециеобразование едва ли требуют длинных истолкований; совершенно несомненно, что все это — прямые и косвенные результаты обогащения пород органическим веществом. Но некоторые факты как раз с этой точки зрения все же нуждаются в обсуждении.

Соотношения  $\mathbf{Fe}_{\mathrm{nup.}}^{\cdots}$  и  $\mathbf{Fe}_{\mathrm{HCl}}^{\cdots}$  в породах, обогащенных  $\mathbf{C}_{\mathrm{opr.}}$  (в %)

Слой и порода	Fenup.	Fe'	Copr.	Fe пир. от суммы реакционно-способного
Кизеловские слои				
Обр. 1529, алезролит	0,15	0,11	6,69	60
» 32, аргилит	3,91	1,00	8,83	80
» 31 ° »	3,27	0,89	32,76	80
Сталиного рские слои				
Второго Баку			i	
Обр. 724, песчаник	0,13	0,16	4,12	45
» 11, алевролит	3,34	0,54	10,72	86
» 521 »	2,79	0,61	4,70	82
» 40, аргиллит	0,57	0,50	5,70	53
» 720 ° »	0,23	0,27	5,64	46
» 725 »	0,24	0,14	13,34	63
» 41 »	0,37	Нет	38,95	100
» 1527, алевролит	0,07	0,22	5,36	27
» 737, аргиллит	0,32	0,39	7,76	45
Тульские слои Второго Баку				
Обр. 1516, песчаник	0,44	0,15	21,19	74
» 1505, алевролит	0,74	0,34	4,58	68
» 754, аргиллит	0,91	0,17	4,96	60
» 758, глинистый известняк	0,60	0,31	4,26	66
» 522, аргиллит	4,16	1,00	11,50	80

Мы имеем в виду прежде всего факт значительного пиритообразования в сталиногорских отложениях, которым приписывается в основном континентальное происхождение. Ведь в озерных отложениях Кузбасса всегда, а в Карагандинских по преимуществу, пирита ничтожно мало, что мы связывали с очень малым количеством SO" в пресноводных водоемах. Почему же в сталиногорских континентальных осадках пиритное железо резко увеличивается? Нам кажется, что это обстоятельство может быть объяснено тем, что сталиногорские озерно-болотные водоемы хотя и были в общем пресны, но содержали повышенные количества SO", что при редукции в илах и давало повышенные, сравнительно с обычной нормой содержания Fenup. Поскольку низинные области континентального осадкообразования в то время располагались на морском побережье и континентальные фации совершенно нечувствительно переходили в морские, сульфатная морская вода, очевидно, слегка повышала соленость многих озер и болот и соответственно увеличивала в них концентрацию SO4. Таким образом, развитие пирита в сталиногорских отложениях результат влияния моря на прилегающую к нему озерно-болотную низину.

Совершенно иные причины имеет сдвиг пиритообразования в прибрежную алеврито-песчаную зону тульских морей. Одним из действующих факторов было, вероятно, аномально высокое содержание Сорг. в прибрежных тульских осадках, ибо именно они зарастали древесными формами (мангровые заросли). Но нельзя упускать из вида п другое обстоятельство. Дело в том, что сульфиды в илах в диагенезе отличаются большой подвижностью и могут поэтому перемещаться из одних осадков в другие, в частности из тонкозернистых пелитовых в более грубые — алеврито-песчаные. Такая подвижность их была уже давно доказана А. Д. Архангельским для осадков Черного моря (см. Страхов и др., 1954). Л. М. Бириной (1941) удалось доказать, что и в нижневизейских отложениях Сталиногорско-Донского района сульфиды в диагенезе, несомненно, перемещались, ибо под толщей угленосных пород контактовая поверхность известняков оказалась сильно пиритизированной. Тем легче, понятно, могли перемещаться сульфиды в пачке переслаивания песчаных и глинистых осадков. Мы склонны поэтому думать, что сдвиг пирита в прибрежные более грубозернистые отложения в известной степени есть явление не первичное, а наложенное, возникшее в этап перераспределения в осадках аутигенных минералов.



Фиг. 66. Связь пиритного железа с содержанием С<sub>орг.</sub> в обогащенных органическим веществом породах яснополянского подъяруса Русской платформы.

Что касается незавершенной пиритизации железа в породах, резко обогащенных органическим веществом, и упорного сохранения в них некоторых количесть Fe" нсі, то причина этого явления пока не вполне ясна. Возможно, что она кроется в каких-то особенностях седиментогенеза и диагенеза. Обычно в этих случаях привлекают к делу качественный состав исходной органической массы. Нам кажется, однако, что как раз применительно к мелководному тульскому морю, зараставшему манграми, эта апелляция к разному качеству органики в обычных осадках и в отложениях, обогащенных Сорг., неубедительна. Приходится искать других объяснений. В частности, например, можно думать, что энергичное перекапывание ила, богатого Сорг., червями-илоедами могло (через ходы последних) длительно снабжать ил кислородом и поддерживать в них более высокий Eh, чем тот, какой отвечал Сорг. С другой стороны, неоднократные взмучивания п переотложение ила также содействовали удержанию в нем более высокого Еh, чем это вытекает из величины Сорг. И то и другое явления неоднократно констатировались в осадках, богатых органикой, особенно работа илоедов. Понижение содержания Fe<sub>пир.</sub> и сохранение остатков Fe" нсі даже в присутствии больших количеств органического вещества явилось бы в такой ситуации вполне допустимым и объяснимым.

### 5. Карбонаты в нижневизейских породах Русской платформы

В табл. 64 показана средняя карбонатность нижневизейских пород в процентах CO<sub>2</sub>.

Как и во всех ранее описанных угленосных (и терригенных вообще) толщах, средняя карбонатность песчано-алевритово-глинистых пород оказывается чрезвычайно низкой, порядка 2—7%; при этом она обычно больше в песчаниках и меньше в алевролитах и глинах, с чем мы также

Содержание карбонатной СО2 в нижневизейских породах Русской платформы

Горизонт и район	Песча- пики	Алев <del>-</del> рол <b>и</b> ты	Аргил- литы	Мер- гели	Глинистые известняки	Извест- няки
Кизеловские слои Второго Баку	3,62	0,45	0.46	_		_
Сталиногорские слои Подмосковья	0,20	0,03	0,14		_	_
То же Второго Баку	3,08	0,50	0,97	_	-	_
Тульские слои Подмосковья	Нет <sup>1</sup> 2,09	0,17 2,70	0,10 0,94		37,09	39,87 42,42

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В одном образце 14,84%.

постоянно в предыдущем сталкивались. Лишь в морских кизеловских и тульских отложениях появляются породы, в которых карбонаты накопляются в больших количествах, вплоть до образования чистых известняков. Характерную черту песчано-алевритово-глинистых пород составляет, однако, не только малая средняя их карбонатность, но и ч р е звычайная неравномерность ее распределения. При анализах отдельных образцов часто обнаруживается полное отсутствие CO<sub>2</sub>, в других же пробах содержание CO<sub>2</sub> поднимается до 10—12— 15%. Так, в кизеловских слоях из 33 проанализированных образцов в 13 образцах СО2 не оказалось вовсе, в сталиногорских отложениях из 41 образца 16 образцов были вовсе бескарбонатны, в тульских из 42 образцов 9 бескарбонатных; при этом наибольшее количество бескарбонатных образнов приходится на алевролиты. Все это свидетельствует о том, что в песчано-алевритово-глинистых породах нижнего визе карбонаты резко перераспределились, уйдя из одних мест и накопившись в других, т. с. образовав здесь более или менее крупные конкреции, сгущения, пятна.

Резкая неравномерность распределения карбонатов в нижневизейских терригенных породах Поволжья отмечалась уже некоторыми предыдущими исследователями, например П. П. Авдусиным, М. А. Цветковой и М. А. Кондратьевой (1955). «Наиболее активно процессы карбонатизации, - пишут эти авторы, - развиты в песках угленосного горизонта, образуя местами зону сплошной цементации. В верхних прослоях песчаной пачки цементация носит локальный характер; ею поражены отдельные сфероидальные участки пород (спонтанная цементация), причем эти пораженные цементацией участки («узлы») располагаются в песчаной толще равномерно, образуя как бы пространственную решетку уплотненных узлов в массе рыхлого песка. По мере удаления от зоны проявления активной цементации расстояние между отдельными центрами («узлами») цементации увеличивается, а масса цементированных участков становится меньше. Анализ кернового материала из многих скважин Самарской Луки и других районов Поволжья показывает, что наиболее богаты вторичными минералами породы горизонтов В, и В в зонах пластов, расположенных либо у плоскостей дизъюнктивных нарушений, либо в периклинальной части структуры» (стр. 96).

Таким образом, наличие резкого перераспределения карбонатов в песчано-глинистой толще терригенных пород  $C_1$  Русской платформы налицо. В отличие от них в породах, богатых карбонатами, мергелях и известняках, такое перераспределение не улавливается.

Таблица 65 Состав карбонатного материала в нижневизейских породах Русской платформы (в %)

	Минер.		Сумма	% от	суммы	кар <b>б</b> она	тов		<u> </u>
Слой и вмещающая порода	нера- створи- мый ос- таток	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	หลุกกิด.	CaCO <sub>2</sub>	MnCO <sub>3</sub>	FeCO3	MgCO <sub>3</sub>	FeO остат.	MgO octat.
Кизеловские слои (конкре- пип) Обр. 1532, в песчанике  » 1531, в алевролите  » 1538, в песчанике  » 1539 »  » 28, в серой глине  » 27, в глине  » 30, в песчанике .  » 29, в алевролите Сталиногорские слои	65,56 60,66 82,91 73,93	0,12 0,81 0,49 0,17 — — —	$\begin{vmatrix} 11,74\\8,19\\23,44\\2,50 \end{vmatrix}$	100,00 12,44 61,05 100,00 100,00 82,39 60,42	0,17 0,25 —	83,13 10,62 — — 0,13 0,12	4,26 28,08 — — 17,13 39,05	2,13 0,54 0,28 0,77 0,51 0,05	0,90 0,83 1,35
Второго Баку (конкреции) Обр. 14, в песчанике .	70,56 80,66 77,90 71,82 76,59 42,72	1,08 1,40 1,06	27,75 19,21 5,31 10,93 7,09 56,04	$\begin{bmatrix} 22,22\\ 8,14\\ 6,07 \end{bmatrix}$	0,62 1,13 5,76 1,13 0,18	8,33 69,87 81,98 80,11 0,54	11,97 6,78 4,12 12,69 0,35	0,10 1,43 0, <b>9</b> 0 1,93	0 80 0,06 0,17 0,22 0,43 0,75
(вмещающая порода) Обр. 1541, песчаник глинистый » 739, песчаник » 764 »	80,00 66,14 84,88	0,16 2,45 0,55	17,14 16,64 10,04	100,00	0,12	8,46 - 3,39	16,57 — 5,77	0,66	0,30 1,06 0,34
»       45, алевролит мелкий         »       1540 то же         »       1545 » »         »       44, глина серая         »       51 » «         »       712 мергель         »       723 »         »       756 »         »       743 »         »       761 »         »       758, глинистый	76,75 75,30 79,78 80,17 62,14 62,42 56,14 42,72 42,56 31,58 26,18	0,35 0,67 1,25 0,28 0,94 1,80 0,14	12,01 16,40 12,46 2,13 18,06 32,78 35,74 56,04 44,50 62,20 70,57	98,96 93,90 86,88 88,32 98,46 98,89 97,53	0,12 0,17 0,33 0,30 0,14 0,18 0,13 1,35	3,17 0,88 3,75 5,43 1,49 0,81 0,54 0,99 0,14	9,33 1,06 2,35 7,36 9,89 0,59 0,39 1,35 0,10	0,32 0,24 1,67 0,61 0,05 0,40 0,19 0,27 0,53	1,24 0,03 0,59
известняк	11,32 11,28 17,06 8,82 6,46 3,00 0,64	0,26 — — — — — — —	81,17 88,29 78,27 86,16 90,62 94,88 98,92	85,02 97,94 97,32 96,75 98,22 100,00 97,63	0,09 0,08 0,14 0,09	0,39 0,14 0,36 0,35 0,20 — 0,23	14,49 1,83 2,24 2,76 1,49 — 2,06	0,05 0,17 0,16 0,12	0,73 1,18

Химический состав карбонатного материала представлен в табл. 65. Рассмотрение ее обнаруживает одну чрезвычайно характерную черту изучаемых пород: резко выраженное повсеместное превалирование в них CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> над FeCO<sub>3</sub> (+MnCO<sub>3</sub>). Из 22 анализированных образцов более или менее выраженных карбонатных стяжений в песчано-алевритово-глинистых породах всего 4 резко обогащены углекислым железом и являются сидеритовыми; из них 3 принадлежат континентальным сталиногорским отложениям. Остальные 18 образцов являются либо чисто кальцитовыми (7 обр.), либо кальцитово-доломитовыми (11 обр.), с ничтожным содержанием в них FeCO<sub>3</sub> (1—5% от суммы карбонатов)

Таким образом, в отличие от того, что мы видели до сих пор в терригенных угленосных свитах, в песчано - алевритовоглинистых породах нижнего визе Русской платформы имеет место подавление сидеритосбразования и развитие кальцита и доломита. В обогащенных карбонатами породах — мергелях и известняках кизеловского и тульского горизонтов — эта тенденция доходит, так сказать, до своего логического конца. Естественно встает вопрос: чем же объясняется эта интересная трансформация состава карбонатного материала?

При отыскании причины мы должны исходить из того факта, что карбонатный материал, рассеянный в терриге иных породах изучаемой толщи, каки вдругих вышеопислучаях, имеет в основном лиагенетическое происхож дение<sup>1</sup>. Еслитак, то его состав всегда должен быть коррелятивно связан с диагенетическими же аутигенными формами железа. До сих пор мы имели дело с угленосными толщами, в которых пиритообразование было, как правило, слабо развито и закисное железо находилось главным образом в карбонатной форме. При общей низкой карбонатности пород это приводило к тому, что роль FeCO3 в составе их была значительна и даже велика, а среди конкреций сидеритовые (сидероплезитовые) и анкеритовые были сильно распространены и часто даже главенствовали. В нижневизейских породах Русской платформы, напротив, пиритообразование развито весьма сильно и пирит часто является главной аутигенно-минералогической формой железа. Естественно, что это приводит к резкому снижению масс FeCO<sub>3</sub> в породах и к отодвиганию на задний план углекислого железа в составе рассеянных карбонатов, а тем самым и в составе карбонатных конкреций. CaCO3 и MgCO3 выходят на первый план и в составе рассеянных карбонатов и в локальных стяжениях их.

Так, перестройка аутигенно-минералогических форм железа определяет, в условиях диагенеза, существенное изменение рассеянных в породе карбонатов и отсюда — перемену химического облика конкреций.

# 6. Особенности геохимического облика нижневизейской терригенной толщи Русской платформы

Сопоставление геохимии нижневизейских и нижнефранских отложений приоткрывает целый ряд новых важных геохимических процессов, которые не были нами до сих пор констатированы.

1. Несмотря на большое сходство в основных чертах физико-географической обстановки в нижневизейское и в нижнефранское время, подвижность всех элементов в раннем визебыла значительнобольшей, чем в верхнем девоне.

Благодаря возросшей подвижности элементов, континентальные сталиногорские отложения резко обеднены изучаемыми элементами, особенно Fe, Mn, P, Cu и др.; иначе говоря, значительно большие, чем обычно, массы элементов выносились в море, не задерживаясь в проточной зоне континентального осадконакопления.

В морских водоемах с хорошо отсортированными прибрежными песчано-алевритовыми осадками элементы также осаждались гораздо меньше, чем обычно, перемещаясь в более удаленные и меньше загрязненные терригенным материалом зоны. В морях с обильными мангровыми зарослями

<sup>1</sup> Частично и эпигенетическое.

и с плохой сортировкой прибрежных песчано-алевритовых осадков вынос элементов в более пелагические зоны заметно ослабевал, но не исчезал совсем; одновременно содержания элементов в более грубозернистых прибрежных отложениях возрастали почти до обычной для них нормы.

Усиленная геохимическая подвижность всех элементов в нижневизейское время объясняется значительным увеличением роли растворов в их речном и морском переносе; а это последнее обстоятельство было связано с обилием в реках гумусовых веществ, являвшихся частью стабилизирующим фактором коллоидных растворов минеральных солей, частью непосредственным их переносчиком.

Не подлежит сомнению, что при образовании угленосных отложений Караганды, Кузбасса и Донбасса влияние гумусовых растворов было принципиально тем же, что и в нижневизейское время на платформе. Но малая сила химического выветривания и быстрота механической денудации в тех случаях приводили к подавлению миграций элементов в форме растворов и к резкому преобладанию их переноса в составе механических взвесей. В этих условиях положительное влияние гумусовых веществ на подвижность элементов хотя и имело место, но, понятно, не могло проявиться в заметной мере. Лишь на платформе с ее сильно развитым химическим выветриванием и малой силой механической денудации гумусовые вещества могли в полной мерс проявить свои возможности в качестве стабилизирующего и транспортирующего фактора настолько, что явственно сказались на характере распределения элементов как в континентальных, так и в морских условиях.

- 2. Характерную особенность терригенных угленосных нижнекарбоновых отложений Русской платформы по сравнению с угленосными толщами предгорных прогибов и межгорных котловин составляет их обогащенность рассеянным органическим веществом. Эта черта обусловлена, однако, не особо пышным развитием растительного покрова в эпохуобразования осадков, а резко замедленной седиментацией и малым приносом разбавляющего обломочного материала в область осадконакопления.
- 3. Следствием повышенных количеств захороненной в осадках органики явылась перестройка аутигенно-минералогических форм железа в сторону усиленного развития пирита и подавления карбонатно-лептохлоритового минералообразования. Среди угленосных толщ, изученных в этой работе, нижневизейские угленосные отложения Русской платформы отличаются максимальным развитием пирита, что проявляется как в большом количестве рассеянных в породах мелких и мельчайших кристаллов FeS<sub>2</sub>, так и в обилии пиритовых стяжений, иногда достигающих огромных размеров. Резкое развитие пиритизации сочетается с резко выраженной сернистостью углей, которые в этом отношении также далеко превосходят угли Караганды, Кузбасса и Донбасса.

Весьма существенно, что высокую пиритизацию показывают не только морские отложения, возникшие в бассейнах с высоким содержанием  $SO_4^{\prime}$ , но и отложения континентальные, для которых до сих пор принимался их чисто пресноводный генезис. В такое представление о нижневизейских озерных водоемах платформы приходится вносить коррективы, допуская их не чисто пресноводный, а несколько солоноватоводный тип, со значительным содержанием в их воде  $SO_4^{\prime}$ . Тесное прилегание болотистой низины Московской синеклизы к морю вполне оправдывает предлагаемый корректив, с неизбежностью, вытекающей из баланса аутигенно-минералогических форм железа.

4. В тесной связи с перестройкой аутигенноминералогических форм железа находится изменение парагенеза рассеянных карбонатных
минералов: в нем в значительной мере подавлена роль FeCO<sub>3</sub> и на первый план выдвигается
кальцит и частью доломит. Аналогичные изменения происходят в составе карбонатных конкреций в песчано-алевритово-глинистых
породах, которые становятся главным образом кальцитовыми и кальцитово-доломитовыми с резко подчиненным значением сидеритовых.

Поскольку основная масса рассеянных карбонатов в песчано-алевритово-глинистых породах  $C_1^2$  Русской платформы имеет, как и в других угленосных толщах, диагенетическое происхождение, указанная перестройка карбонатных парагенезов под влиянием изменения баланса форм железа совершенно естественна и неизбежна. Из сказанного явствует, что все характерные особенности геохимии угленосных отложений  $C_1$  Русской платформы, отличающие ее от геохимии раннефранских пород, образуют единое неразрывное логическое целое, демонстрирующее сильное влияние органического вещества на геохимические процессы как на стадии седиментогенеза, так и в диагенезе.

#### Глава VII

# ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ И ИХ ДИАГЕНЕЗА В ГУМИДНЫХ ЗОНАХ

Материал, изложенный в предыдущих главах, позволяет сформулировать несколько геохимических закономерностей седиментогенеза и диагенеза, имеющих значение не только для гумидных зон верхнего палеозоя СССР, но и для гумидного породообразования на лике Земли вообще.

### 1. Типы распределения элементов в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие

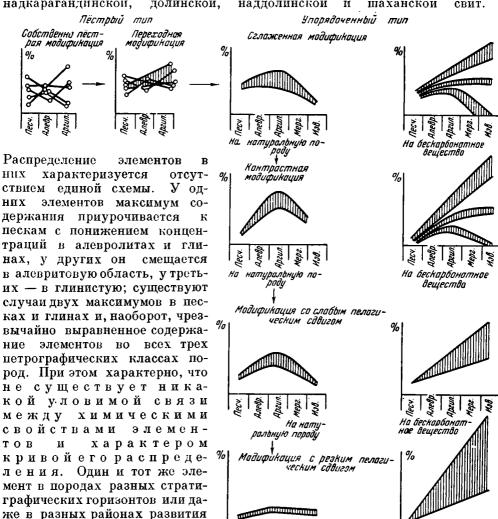
Одной из характернейших особенностей изученных верхнепалеозойских гумидных толщ является изменчивость характера распределения элементов в ряду: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки, либо даже в первых трех членах ряда, когда мергели и изнестняки отсутствуют.

Существуют свиты, у которых это распределение подчиняется радикально различным схемам, ничего общего между собой не имеющим, как, например, отложения Карагандинского синклинория и Донбасса пли Караганды и нижнефранских отложений Русской платформы и др. Но даже и в тех случах, когда в распределении элементов существует много общих черт, как, например, в Кузбассе и Донбассе, всегда наряду с ними мы в состоянии установить и особые индивидуальные, специфические особенности, свойственные именно данной толще и никакой другой.

Поскольку набор элементов был постоянным, а сами толщи возникали в разных физико-географических обстановках, ясно, что решающим фактором, распределения являлась физико-географическая обстановка образования толщ, а не свойства самих элементов. Распределение их в ряду пород: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки оказалось признаком осадочных толщ, весьма тонко и чутко реагирующим на характер фациальной обстановки их отложения, своего рода индикатором ее.

Все схемы распределения элементов в изученных гумидных толщах, можно свести в сущности, к двум основным и резко различным типам: пестрому и упорядоченному, причем и тот и другой имеют ряд модификаций (фиг. 67).

Представителем пестрого типа являются отложения Карагандинского синклинория, взятые как целое. Наиболее четко этот тип демонстрируется породами конусов выноса и сухих равнин в составе надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит.



Фиг. 67. Типы и модификации распределения элементов в отложениях гумидных зои. Заштрихованная площадь — группа упорядоченных элементов.

-На нату Ивадап Очначасі На бескарбонатное

вещества

ствен отложениям озерно-болотным, когда они тесно ассоциируются с делювиальнопролювиальными конусами выноса и возникли в небольших водоемах; это демонстрируется долинской свитой и рядом горизонтов в свите наддолинской в том же Карагандинском синклинории.

Существенно новые черты в распределении элементов показывают мелководные морские отложения ашлярикской свиты и нижней части карагандинской. В обеих свитах более половины элементов еще

одного и того же горизонта может давать совершенно разные кривые распределения и, напро-

тив, разные по химическим свойствам элементы давать в отдель-

ных случаях сходные кривые.

распределения элементов свой-

характер

Весьма близкий

полностью удерживают пестрое распределение: у других же — Fe, Mn, P, V, Cu — отчетливо начинает проступать новый тип у порядоченного распределения с минимумом в песчаниках, повышенным содержанием в алевролитах и с максимумом в аргиллитах. Однако эти новые тенденции еще не пересиливают старых, и в целом распределение элементов в ашлярикской свите и в нижней части карагандинской остается еще пестрым, точнее переходным от пестрого к упорядоченному.

Таким образом, можно выделить по крайней мере две модификации пестрого типа распределения: а) собственно пестрый, когда никаких следов упорядочения нет, и б) переходный, когда на общем фоне пестрого распределения у значительной группы элементов начинают более или менее явственно проступать следы упорядочения.

Характерными чертами физико-географической обстановки, на базе которой возникает и е с т р ы й т и и распределения элементов, является весьма слабое развитие химического выветривания на водосборных площадях водоемов, а также малые размеры последних (и их водосборов), что влечет за собою их ничтожную гидродинамическую активность и слабость сортировки переносимого материала.

Вторым типом, радикально отличным от первого, является т и п упорядоченного распределения элементов. Сущность его состоит в том, что в ряду пород: песчаники — алевролиты аргиллиты — мергели — известняки содержания всех или подавляющей массы элементов вначале нарастают, от песчаников к аргиллитам, а затем падают, от аргиллитов к известнякам. К этому типу принадлежат отложения разных свит Кузбасса и Донбасса, нижнефранские породы Второго Баку, нижнекарбоновые отложения Русской платформы, т. е. большинство изученных толщ. Судя по ограниченным данным, можно полагать, что упорядоченный тип широко распространен и в других регионах, на других стратиграфических горизонтах, и что он основным является И характерным пом распределения элементов в отложениях гумидных зон.

Важно подчеркнуть, что, как и в типе пестром, один и тот же характер распределения показывают элементы, достаточно разные по своим химическим свойствам (например, Fe, Mn, P, V и др.). Это ясно говорит в пользу определяющей роли физико-географических условий среды в возникновении упорядоченного типа.

Базой, на которой он развивается, является сочетание заметного или даже сильного развития химического выветривания материнских пород на водораздельных пространствах со значительными размерами этих пространств и конечных водоемов стока, что обусловливает усиление сортировки материала в путях переноса и в самих водоемах.

Поскольку указанное сочетание в частных случаях сильно варьирует в деталях, сам тип упорядоченного распределения также значительно изменяется и дает ряд модификаций. В нашем материале можно наметить их четыре: а) упорядоченная сглаженная (Кузбасс, Донбасс); б) упорядоченная контрастная ( $D_3^1$  Второго Баку); в) упорядоченная с резким пелагическим смещеннием (сталиногорские континентальные, тульские морские отложения Московской синеклизы); г) упорядоченная со слабым пелагическим смещеннием (тульские и кизеловские слои Второго Баку).

Угленосная толща Кузбасса возникла в условиях еще относительно слабого (хотя и более сильного, чем в Караганде) химического выветривания водосборных площадей, но в водоемах, гораздо больших по площади чем карагандинские, и, несомненно, более гидродинамически активных. Все это обусловило гораздо большую упорядоченность в распределении

элементов. К сожалению, петрографический ряд пород в Кузбассе сокращен: песчаники — алевролиты — аргиллиты. Но в этом ряду в подавляющем большинстве случаев имеет место более или менее ясно выраженное нарастание средних содержаний элементов по мере измельчения зерна породы: отклонения немногочисленны, незначительны по величине и нередко стоят у предела точности определений. Весьма характерно для данной модификации упорядоченного типа, что разница между минимальными величинами процентных содержаний элементов в песчаниках и максимальными в аргиллитах незначительна, часто совсем ничтожна и едва улавливается, так что кривая на диаграмме приближается к прямой, параллельной оси абсцисс.

Тот же тип упорядоченного сглаженного распределения элементов свойствен и отложениям свиты C<sub>2</sub><sup>6</sup> Донбасса. Особенность его проявления здесь составляют еще большая четкость и согласованность кривых, чем это имело место в Кузбассе, что отвечает усилению химического выветривания на водосборных площадях и увеличению размеров самого водоема. Кроме того, расширение петрографического спектра осадков и, в частности, появление отложений карбонатных — мергелей, глинистых и чистых известняков - позволяет изучить дополнительно, как выглядит распределение элементов в центральных, более удаленных частях водоемов, куда терригенный материал доходит во все меньшей степени. Оказалось, что процентные содержания всех элементов в натуральных породах в этой области согласно убывают по мере возрастания карбонатности осадков и в известняках становятся даже меньшими, чем в песчаниках. Это указывает, что принос элементов в центральные части водоема, вообще говоря, все более ослабевает. Но на фоне этого общего процесса поведение разных элементов неодинаково: различие улавливается, если пересчитать содержания элементов на бескарбонатное вещество, освободивши их, таким образом, от разбавляющего влияния карбонатного материала. Оказалось, что содержания Fe, Mn, P, Cu, Co, Sr, Ba в центральных частях водоема становятся большими относительно заносимого сюда терригенного материала; эти элементы относительно накопляются здесь. Содержания V, Ст, Ni относительно терригенного материала остаются более или менее постоянными; у Ga, Рb, Zn они резко падают. В результате осуществляется химическая дифференциация элементов в центральных частях бассейна, невидная, если оперировать их содержаниями в натуральных породах, и ясно проступающая, если освободиться от маскирующего разбавляющего действия карбонатного материала.

Контрастная модификация упорядоченного типа представлена нижнефранскими отложениями Второго Баку. Она развивается в обширном морском бассейне на базе очень сильного химического выветривания материнских пород с хорошей сортировкой прибрежных песчаных (частью и алевритовых) отложений. Характерными признаками этой модификации являются: низкие концентрации всех изученных элементов в песках, доходящие до аналитически неуловимых (нулевых); повышенные содержания элементов в глинистых породах, что и создает контрастность распределения, особенно видную, если выразить ее в относительных величинах, приняв содержание в песках за единиду; превышение концентраций эдементов в известняках над их содержаниями в песчаниках, что отражает несколько усиленный занос их в более пелагические зоны водоемов сравнительно с тем, что мы видели в Донбассе. В то же время пересчет определений элементов в мергелях, глинистых и чистых известняках на бескарбонатное вещество показывает, что занос этот попрежнему выражен не у всех элементов. Содержания Fe, Mn, P, Sr, Cu и Ве резко повышены в бескарбонатном веществе относительно их количеств в аргиллитах и, стало быть, занос их значителен. Концентрации V,

Ni держатся в бескарбонатном веществе на том же уровне, что в аргиллитах, а содержания Cr, Co, Ba, Ga, Pb падают сравнительно с аргиллитами; во всех этих случаях не происходит никакого заноса элементов в карбонатонакопляющие части водоемов, сравнительно с более прибрежными.

Модификация упорядоченного типа с резко выраженным пелагическим смещением элеменпредставлена континентальными сталиногорскими отложениями Русской платформы и морскими тульскими слоями Московской синеклизы. Она развивается также при сочетании сильного химического выветривания на водосборных площадях со значительной сортировкой материала в путях переноса и в конечном водоеме стока. При этом, однако, в отличие от предыдущей модификации, водосборная область оказывается резко залесенной, а текучие воды отличаются богатством гумусовых веществ, стабилизирующих возникающие при выветривании растворы соединений всех элементов. Характерной особенностью распределения элементов в этих условиях является резкое понижение их содержаний во всех петрографических типах континентальных отложений, иначе говоря явно выраженный вынос их с континентальных площадей в море, что обеспечивалось проточностью области континентального осадкообразования. В морских прибрежных песчано-алевритово-глинистых отложениях содержания элементов также резко понижены, зато в области более удаленных от берега карбонатных отложений — повышены. Это в ряде случаев (у Fe, Mn, Р и др.) видно даже без пересчета определений на бескарбонатное вещество. После такого пересчета, особенно если отнести все величины к пескам, приняв содержания элементов в них за единицу, резко выраженный пелагический сдвиг их масс делается чрезвычайно ясным и наглядным. Иначе говоря, в описываемой модификации стабилизированные органическим веществом растворы элементов не только в большей степени выносятся с континентов, но и удаляются из прибрежной зоны морей, отвечающей чано-алевритово-глинистым осадкам, ласть карбонатных осадков. Рассеиваясь здесь на огромных площадях и разбавляясь интенсивно накопляющимся карбонатным материалом, они дают ничтожные концентрации, если брать натуральные породы, и достаточно высокие относительно доходящего сюда терригенного материала, если пересчитать их на бескарбонатное вещество и освободить от разбавляющего действия карбонатов.

Модификация упорядоченного типа славыраженным пелагическим сносом ментов демонстрируется кизеловскими и тульскими отложениями Второго Баку. Она развивается также в условиях сильного химического выветривания водосборных площадей и при участии гумусовых веществ в миграциях элементов. Но сортировка материала в прибрежных зонах, заросших древесной флорой мангрового типа, резко ослаблена. Это обстоятельство сейчас же сказывается на характере распределения элементов. Содержания их в мергельно-известковых породах понижаются, а в прибрежных песчано-алевритово-глинистых повышаются, причем контрастность между песчаными и глинистыми породами резко сглаживается, напоминая сглаженный тип (Донбасс). Существенное отличие от последнего, однако, сейчас же вскрывается, если пересчитать концентрации элементов на бескарбонатное вещество. В тульско-кизепородах все элементы показывают массвиелагическом направлении относительно терригенного материала, тогда

в донбасских лишь нсмногие (Mn, P, Cu, Sr), наиболее подвижные. В этом различии сказываются разные условия образования толщ, в частности — разные условия и возможности миграций элементов.

Беря всю картину распределения элементов в верхнепалеозойских гумилных отложениях СССР в целом, нетрудно видеть, что все типы и их модификации образуют единый геохимический ряд:

По своей сущности этот ряд является не чем иным, как геохи мической возрастающей подвижности изученных элементов на стадии седиментогенеза, обусловленной все возрастающей ролью растворов в миграциях элементов. При этом основными факторами, обусловливающими подвижность элементов, были, как неоднократно подчеркивалось в предыдущем, интенсивность химического выветривания материнских пород на водосборных площадях и степень сортировки материала в путях переноса и в конечном водоеме стока, обусловленная гидродинамической активно-Существенное влияние оказывало также повышенное стью бассейна. содержание гумусовых веществ в речной воде, что стабилизировало растворы многих элементов и содействовало далекому их переносу. Однако действие этого фактора в обстановке слабого химического выветривания было крайне слабо и практически не улавливалось (Караганда, Кузбасс, Донбасс). И только в обстановке интенсивного химического выветривания в раннем визе на Русской платформе органика дала себя знать весьма эффективно, обусловив крупный пелагический сдвиг всех изученных элементов. В этих условиях ее влияние превысило даже воздействие сортировки материала, тогда как при слабом химическом выветривании. наоборот, роль сортировки выступает очень ярко.

Описанные закономерности имеют существенное значение для понимания геохимии осадков морских и озерных водоемов. Они позволяют геохимически осмыслить карту петрографических типов осадков, т. е. еще до химического изучения их заранее предвидеть основные черты (недетали) распределения на площади дна концентраций многих элементов, во всяком случае тех, которые были изучены в предыдущем.

Как известно, размещение петрографических типов осадков в пределах водоема, особенно отличающегося морфологически расчлененным дном, достаточно сложно. В общей схеме, в мелководной прибрежной полосе господствуют более грубозернистые — песчано-алевритовые осадки, в центральной котловине — тонкозернистые, глинистые и глинисто-карбонатные. В деталях дело обстоит гораздо сложнее. На мелководном шельфе среди господствующих песчаных (а также алевритовых) осадков намечается много более или менее крупных пятен тонкозернистых глинистых отложений. Они приурочены к устьевым частям крупных равнинных рек, к разнообразным западинам дна как тектонического, так и эрозионного происхождения, к затишным околоостровным (и межостровным) участкам, к полуотшнурованным от основной массы моря заливам. На участках шельфа, прилегающим к пологим берегам, лишенным рек, а также под траекториями сильных течений накапливаются

карбонатные осадки, по большей части биогенные, порою и химические. В центральной впадине бассейна всякое заметное повышение дна отвечает погрубению осадка, вплоть до появления песков; центральные части котловин отличаются часто пелитоморфными карбонатными осадками, если глубины не очень значительны, <3000—4000 м; в противном случае соотношения карбонатных и глинистых осадков с глубинами противоположные.

Несмотря на пестроту распределения на дне разных петрографических типов осадков, мы все же, руководствуясь закономерностями распределения элементов в ряду: пески — алевриты — глины — мергели — известняки, можем быть уверены, что если бассейн принадлежит обычному типу гумидных водоемов и не имеет дополнительного питания эффузивным материалом, в его песчаных осадках будут встречены минимальные содержания элементов, в алевритовых илах — более высокие, в глинистых — максимальные, в глинисто-карбонатных и карбонатных вновь пониженные и минимальные. При этом огромный материал по современным и древним отложениям позволяет утверждать, что такого рода изменения концентраций будут свойственны как мелководной зоне с ее разнообразными петрографическими типами осадков, так и глубоководной области. Понятно, предусматривается, что мы имеем дело не с океаническими водоемами, а с эпиконтинентальными или краевыми морскими бассейнами.

Таким образом, закономерности распределения элементов в породах типа, изложенные в этой работе, позволяют геохимически истолковать обычные карты осадков, даваемые литологами, и заранее предвидеть о с н о в н ы е главные черты распределения в них элементов. Если же известны минералогический состав осадков и степень сортированности частиц в более грубозернистых отложениях, то можно предвидеть уже не только общий тип распределения элементов в осадках, но более или менее уверенно говорить даже о какой-то из охарактеризованных выше модификаций типа. Несомненно, что при проверке путем непосредственных определений мы всегда получим более сложную и разнообразную картину распределения, ибо действительность сложнее любой схемы; в природе осложняюще действуют такие факторы, которые не уловишь при обозрении карты осадков, например: специфический состав одной какой-то части водосборной площади, обусловившей усиленный вынос некоторых элементов на определенную часть площади дна; диагенетические перераспределения элементов, вызвавшие их локальные повышенные содержания; экстрагирующая деятельность организмов, работающая в том же направлении, и т. д. Все это, конечно, делает реальную картину площадного распределения элементов в осадках более сложной, чем можно представить себе, опираясь на установленные закономерности. Но основные черты распределения, диктуемые этими закономерностями, несомненно, сохранятся, ибо иначе не могли бы быть раскрыты и закономерные связи петрографических типов пород с содержаниями в них элементов.

Сейчас, после того как картина распределения элементов в петрографическом ряду пород уже выяснена, чрезвычайный интерес в качестве второго этапа исследования представляет изучение площадного распределения элементов в осадках конкретных водоемов. Такого рода работа, однако, гораздо сложнее и не может быть поставлена на любом объекте, но лишь на тех, которые удовлетворяют требованию строгой и по возможности предельно узкой синхроничности разнотипных сопоставляемых осадков, ибо только в этом случае можно наилучшим образом гарантировать себя от осложняющего влияния изменений состава водосборной площади и других факторов. Ближе всего удовлетворяют этому требо-

ванию осадки современных водоемов, а также отложения некоторых древних водоемов Русской платформы и Западной Сибири, маломощные, стратиграфически хорошо расчлененные.

Проведение такого рода работ, как второго этапа изучения геохимии отложений гумидных зон, и имеется в виду в ближайшем будущем. Но и до выполнения этих исследований уже установленные закономерности распределения элементов по основным петрографическим типам пород, как средство к общему наводящему геохимическому осмысливанию литологических данных, сохравяют силу.

В изложенном геохимическом материале имеется и еще одна сторона, представляющая интерес для фациального анализа осадочных пород. Распределение элементов в породах, как мы видели, стоит в тесной связи с физико-географическими условиями образования осадков.

Раз так, то естественно идти обратным путем и пытаться использовать данные по распределению элементов в данных породах для реконструкции каких-то черт фациальной обстановки их возникновения. Каких же именно?

Из предыдущего явствует, что это прежде всего интенсивность химического выветривания на водосборных площадях, а также степень сортирующего действия наддонной воды в конечном водоеме стока. Вполне вероятно, что наличие на водосборной площади бассейна каких-либо специфических пород отзовется в осадке аномально высокими содержаниями элементов, свойственных этим породам. Общеизвестно, например, что обилие в Халиловских рудах Ni, Co, Cr стоит в связи с наличием на водосборной площади озерного рудообразующего бассейна ультраосновных пород. Повышенные концентрации меди в пермских породах Приуралья ставят в связь с разрушением в перми колчеданного пояса Урала и т. д. Вот, в сущности, и все, что может дать для познания фациальных условий отложения тех или иных пород анализ состава и распределения в них элементов.

В то же время имеются такие стороны физикогеографической обстановки, раскрытия для которых изучение состава элементов заведомо ничего дать не может. Так, например, из данных, изложенных в этой книге, явствует, что ни содержания элементов в ряду песчаникиалевриты -- глины -- мергели -- известняки, ни самый характер (тип, модификация) их распределения не зависят от минерализации наддонной воды; они одинаковы и в пресноводных бассейнах, и в солоноватоводных, и в морских. Поэтому принципиально ошибочны до сих пор еще встречающиеся попытки привлечь к выяснению фациального типа водоемов гумидной зоны (пресные, солоноватые, морские) состав и распределение в их осадках элементов, в том числе и тех, какие изучены в этой работе. Геохимия, как показал опыт, может привлекаться к решению и таких вопросов, но геохимические показатели в этом случае должны быть иными; определения 14 изученных элементов во всяком случае для этих целей бесполезны. Поскольку этот вопрос уже был разобран недавно одним из авторов этой книги (Страхов, 1957), останавливаться на деталях здесь излишне.

### 2. Формы железа в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие

Если типы распределения элементов в породах гумидных зон контролируются условиями, господствовавшими на стадии седиментогенеза, то аутигенно-минералогические формы железа, а также состав и формы

Аутиге нпо-минералогическое железо в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР (в %)

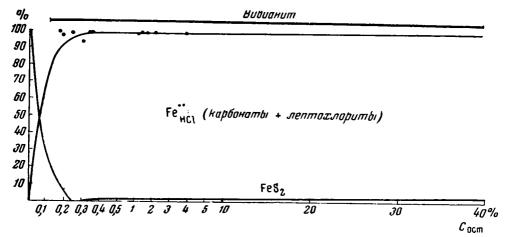
Тип, модификация и отложения	Песчаники	Песчаники Алевролиты	Аргиллиты	Мерге- ли	Мерге- Известия- ли		Песчаники Алевроли-	Аргия- литы	Мерге- Извест- ли няки	Извест- няки
		%	от породы				% or Ba	от валового Fe		
І. Пестрый тип										
А. Фания конусов выноса										
Наддолинская и шаханская свиты	3,45	3,84	2,47			0,08	78,0	54,0	I	ļ
Надкарагандинская свита	4,28	4,32	2,98	1	1	85,3	0,77	56,5	1	!
Б. Фация озерная										
Долинская свита	2,39	2,67	2,14	ł	1	0,06	82,2	73,0	1	i
Наддолинская свита	2,84	2,91	2,07	1	i	83,0	77,0	62,0	ļ	1
В. Фация прибрежного мелиоводья	33	3 73	بر (3		İ	~ ~	0 98	0 08	1	ĺ
Карагандинская свита	3,35	3,24	4,93		ļ	0,06	0,08	92,0	1	1
II. Упорядоченный тип										
а) Стлаженная модификация Бългозовает ститов	20	9 60 3 18	77 8			83 3	გ	82. 1		1
Кемеровская толща	1,04	1,77	2,48	ı	1	64,6	67,6	92,2	I	l
Алыкаевская толща	1,93	2,75	3,21	١	I	77	73	63,7	1	1
С2 (континентальные) Должанского района	2,18	2,72-3,27	1,78	l	l	26	74—90	20	I.	I
С2 (континентальные) Боковского района	2,39	2,15	2,08		l	75	67	09	ı	ı
191										

Продолжение таблицы 66

Тип, модификация и отложения	Песчаники	Песчаники Алевролиты	Аргиллиты	Мерге-	Мергс- Известня- ли ки	Песчаники Алевроли- Аргилли- ты	Алевроли-	Аргилли-	Мерге- Извест. ли няки	Извест. няки
		0 %	от породы				% ot	% or Banoboro Fe		
С2 (переходные) Должанского района	2,15	3,24—3,27	3,68		1	63	83—68	20	1	l
С2 (переходиме) Боковского района	2,18	3,15	2,68	1	1	92	92	54	1	I
$C_2^6$ (морские) Должанского района	2,08	3,15-4,80	4,88	2,40	1,09	7.7	89—85	82	97	100
Св (морские) Боковского района	1,64	2,67	1	I	1	65	63	1	1	1
б) Контрастиая модификация Ардатовские слои	0,25	1,63	3,69	4,99	1,43	77	80	67	100	70?
Пашийские слои	0,57	1,77	3,22	i	!	100	88	09	i	1
<ul> <li>в) (; резким пелагическим выносом Континентальные сталиногорские слои Мос-</li> </ul>										
ковской синеклизы	0,19	0,36	0,360,46	1	ļ	43	47	3136	[	1
Татарии	0,38	1,53	1,86		1	09	83	83	1	1
Тульские слои Московской синеклизы	0,21	0,38-0,50	0,68-1,39	1	0,98	95	05	37—57	l	95
г) Со слабым пенагическим выносом		•								
Кизеловские слои Татарии	0,78	1,79	3,58	1	1 8	84	94	88	1	İ
1ульские слои латарии	1,55	2,30	2,61	0,89	0,60—	75	70	26	53	100
					-					
					•					

пахождения карбонатного материала в очень многом зависят от диагенетических преобразований поступивших в осадок веществ и потому могут служить ключом к познанию диагенетических процессов.

Первое, что представляет интерес при анализе аутигенно-минералогических форм железа в породах, это выяснение тех запасов реакционно-способного железа, какие имелись в осадке к началу его диагенетической переработки. За мерило этих запасов естественно принять массы железа



Фиг. 68. Аутигенно-минералогические формы железа в отложениях пресных водоемов с водой, бедной SO4.

в аутигенных железистых минералах, ныне представленных в породах, т. е., иначе говоря, суммы  $Fe_{\text{пир.}} + Fe_{\text{HCI}} + Fe_{\text{HCI}}$ , когда в породах имеются достоверно первичные (остаточные) гидрогётиты (или гидрогематиты, гематиты); поскольку эта последняя форма железа в подавляющем большинстве случаев отсутствует, приходится иметь дело практически с суммой  $Fe_{\text{пир.}} + Fe_{\text{HCI}}$ 

В табл. 66 собраны соответствующие данные по всем анализированным в этой работе отложениям.

Как видим, в подавляющем большинстве случаев массы реакционноспособного железа составляют от 55-60 до 90-97% валового его количества. При этом в ряду песчаники — алевриты — глины какой-либо постоянной схемы распределения реакционно-способного железа нет; в одних случаях наблюдается явное или даже значительное падение его масс от грубозернистых пород к тонкозернистым, в других — довольно равномерное распределение между членами ряда; иногда же — возрастание процентных содержаний этой формы железа от песков к глинам. Точно так же нет и каких-либо строго выдерживающихся закономерных соотношений между типами и модификациями распределения элементов и массами реакционно-способного железа. Можно отметить все же, что в модификациях упорядоченного типа распределения с пелагическим сдвигом масс, особенно с резкой формой сдвига, содержания реакционноспособного железа в прибрежных песчаных алевритовых и глинистых осалках значительно снижены по сравнению с содержаниями его в одноименных осадках в других модификациях; это и естественно.

Первичной формой реакционно-способного железа в момент образования осадка были более или менее обводненные гидрогётиты. Из этой исходной формы путем редуцирования Fe в Fe и комбинирования Fe с различными анионами в диагенезе получалось все разнообразие железо-

содержащих аутигенных минералов. Поскольку единственным агентом, способным к редукции железа, в осадке было органическое вещество, естественной является попытка сопоставить баланс аутигенных форм железа с содержанием органического вещества как остаточного, ныне присутствующего в породе, так и условного — первичного, бывшего в осадке к моменту начала редукции железа.

Анализ относящихся сюда данных (табл. 67, 68) показывает, что при одних и тех же массах захороненной органики аутигенное минералообразование в группе железа шло по-разному в пресноводно-озерных и морских отложениях.

Соотношения в пресноводно-озерных толщах показаны на фиг. 68, где разные формы Fe даны в процентах от общей массы аутигенного железа. При очень малых содержаниях остаточного Сорг., измеряемых от тысячных долей до 0,2-0,3%, в породах еще сохраняются первичные гидрогётиты в количествах, все более снижающихся по мере того, как накапливается Сорг.; это придает породам красноватую окраску разсилы и оттенков. Как только содержания остаточного Сорг. переходят за грань 0,3%, окисное железо оказывается нацело редуцированным, и породы приобретают зеленые, серые и зеленовато-серые тона. Определяемые в таких породах небольшие количества Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в солянокислой вытяжке (от сотых долей до 0.2-0.3%) обязаны по большей части начавшемуся окислению закисных минералов при лежании кернового материала, либо окислению при подготовке образцов к анализу (растирание), т. е. имеют вторичное происхождение. При содержаниях Сорг 0,3% окисное реакционно-способное железо из состава пород исчезает, переходя в закисное — карбонато-лептохлоритовое и пиритное. Количественные соотношения между этими последними формами Ге очень своеобразны: железо карбонатно-лептохлоритовое составляет обычно 97—98% всего закисного Fe; железо же пиритное измеряется 1-3% от общей суммы закисного, что отвечает немногим сотым долям процента, если считать его на породу. В высшей степени характерно, что содержание Fenun. в этом случае не зависит от петрографического типа породы: оно одинаково в песчаниках, алевролитах, глинах. Не зависит оно также и от процентного содержания органического вещества в осадках. Последнее обстоятельство доказывает, что органическая сера не играет заметной роли в пиритообразовании, и указание на этот счет в одном из предыдущих сообщений (Страхов и Залманзон, 1955) при дальнейшей работе не подтвердилось.

Весьма тяпично для пресноводно-озерных комплексов, что когда среди них встречаются угли, они оказываются малосернистыми (Кузбасс, ряд пластов среди континентальных свит Караганды).

Среди ископаемых угленосных толщ пресноводного генезиса накоплений фосфатов железа пока не констатировано, но среди современных озерно-болотных осадков давно известны нахождения вивианита, поэтому вивианит показан на фиг. 68 над диаграммой как возможный компонент пресноводного парагенезиса железистых минералов.

Учитывая неодинаковое развитие закисных и окисных форм железа в пресноводно-озерных отложениях с разным содержанием  $C_{\rm opr.}$ , диаграмма фиг. 68 может быть подразделена на две существенно разные части: поле красноцветной фации с остаточным гидрогётитом или гематитом, где содержания  $C_{\rm opr.}$  ниже 0.3%, и поле сероцветной сидери тово-хлоритовой фации, при содержаниях  $C_{\rm opr.} > 0.3\%$ . В связи с ничтожным количеством пирита, поле пиритовой фации в осадках пресноводных водоемов (с ничтожным содержанием  $SO_4$ " в наддонной воде) отсутствует.

Распределение Fe ... в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР

в % от породы       в % от породы       в % от реакционно-способного мелеза         0,05       0,07       =       6,3       1,0       3,0       =         0,05       0,05       =       =       2,0       1,0       3,0       =         0,06=0,07       0,06       =       =       3,0       2,5=2,3       2,0       =         0,05=0,9       0,05       =       =       4,0       2,0       2,0       =         0,02       0,08       =       =       1,0       2,0=3,0       6,0       =         0,03       0,03       =       =       2,0       1,0       1,0       6,0       =         0,32       0,12       =       2,0       11,0       6,0       =	Фациальный тип отложений в	песча-	Алевролиты	Аргиллиты	Мерге- ли	Известняки Песчаники	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мерге- Изве- ли ствяк	Изве-
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1 1			%				% от реакцион	но-способного	железа	
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$								. ,			
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0,22	0,05	0,07	1 1	1 1	6,3 2,0	1,0	3,0	11	1.1
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0,55 0,	06—0,07	90,0	l	ı	3,0	2,5-2,3	2,0		1
0,32 0,12 - 2,0 11,0 6,0		0,11 0,02 0,03 0,03	0,05 05-0,9 0,02 0,03	0,04 0,05 0,08 0,03	1 111	1 111	4 7,0 1,0,0 0,0,0	2,0 2,0—3,0 1,2 1,0	2, 0, 0, 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,		1 111
0,32 0,12 2,0 11,0 6,0				:						:	
	0	0,05	0,32		1		2,0	11,0	6,0	1	1

ды 67	Мерге- Извест- ли вяки	m	11	1	·	11		2 14,0	 	 	  -		0 70,5		1 0	1 0	-
таблицы	Мери	желев		i				41,2	-	 <del></del>	 		57,0	<u>,  </u>	20,	53,0	ස <u>්</u>
	Аргиллиты	от реакционно-способного желева	44,0—52,0 27,0	32,0		19,C 6.4		13,5	١	41,2 12,3	77,0	72,0—63,0	74,0	11,5	11,8	18,0	82,0
Продолжение	Алевролиты	% от реанцион	30,0 75,0	10,0		1,6-25,0 2,2		3,5-21,0	8,2	4,6 11,8	64,0	53,0—30,0	79,0 7	ຸ້ວ	10,0	32,5	1
-	Песчанини	ш	100,0	6,0		6,5 1,8		1,0	& c	a,s 0,0	85,0	100,0	0,08	40,0 28.3	.	1	1
·	Известняки		1 1	ı		! !		0,15	1	1 1	ĺ	0,50	0,42-0,21	/s.'0  -	i	l	ļ
•	Мерге- ли		11	1		11		0,34	1	1 1	1	1	0,51	گۇ, <sup>2</sup>	0,27	1,02	0,72
•	Аргиллиты	в % от породы	0,16—0,24			0,40		0,66	1	2,03	2,77	0,49-0,88	1,92	0,91	0,32	0,57*	1,32
	Алевролиты		0,11	0,21-0,67		0,05—0,67		0,11-1,01	0,22	0,15	1,15	0,15-0,20	<del>.</del> 8	0,09	0,22	0,50	ı
	Песча-		0,19	0,01		0,14		0,02	0,14	0,12	0,66	0,21	1,25	0,12		1	1
	Фациальный тип отложений		Сталиногорские слои Подмосковья . То же Татарии	Свита С2 Донбасса, Боковский район	Иереходные опложения свиты С <sub>2</sub> Донбасса	(с изменчивои водои) Должанский район	Морские отложения	Свита С2 Допбасса, Должанский район	То же Боковский район	Карагандинская свита	Кизеловские слои	Тульские слои Подмосковья	То же В:орого Баку	Ардатовские слои	Кыновские »	Шугуровские »	Доманиковые »

# \* Горючие сланцы

Распределение  $Fe_{HCl}^{"}$  в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР

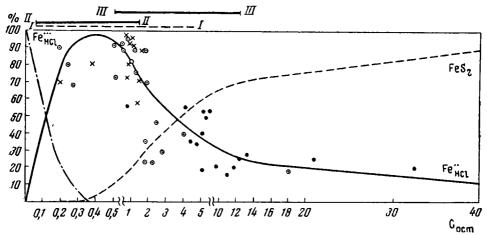
Фациальный тип отложений	песча-	Алевролиты	Аргиллиты	Мергели	Известняки Песчаники Алевролиты	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергели	Извест- няки
			в % от породы	th.			в % реак	в % реакционно-способного железа	ого железа	
Отложения пресноводных, слабо сульфатных бассейнов										
I. Фация конусов выноса и сухих равнин										
Наддолинская и шахан-	3,23	3,79	2,40	ı	ı	93,7	0'66	97,0	1	1
та	4,19	4,27	2,93	!	}	0,86	0,66	98,3	ļ	í
II. Фация открытых озерных водоемов Ерунаковская свита	1,79	2,54—3,11	3,38	1	1	97,0	97,7—97,5	0,86	l	i
III. Фация озерно-болотная с низовъями рек Долинская свита	2,28	2,62	2,10	ı	l	0,96	0,86	0,86	!	ı
Свита С <sup>6</sup> Донбасса, Должанский район	2,16 1,09 1,91	2,62—3,22 1,75 2,72	1,73 3,18	111	111	99,0 97,0 99,0	97,0—98,0 98,8 99,0	94,0 97,0 99,0	111	111
Отложения пресноводных или слабо солоноватоводных бассейнов (с водой, богатой SO.) Озерные отножения над-	; i	6	5			9	6	3		
долинской свиты Сталиногорские слои Под-	2,79	2,59	1,98	1	1	0,08	0,60	0,49	<b>!</b>	l
московья	0,21	0,25 0,38	0,20—0,22	1 1		55,5	70,0 25,0	48,0—56,0 73,0		1 1
ROBCKNÏ PAĞOH	2,38	1,93	1,43	1		99,7	0,08	0,89	<u> </u>  -	ì

1

Фаниальный тип отложений	Песча- ники	Алевролиты	Аргиллиты	Мергели	Известияни	Песчаники	Песчаники Алевролиты	Аргиллиты	мергели	Известия-
			в % от породы	ды			в % от реан	в % от реанционно-способного железа	ого железа	
							_			
Переходные отложения свиты										
С2 Донбасса (с изменчивой										
водой)						1	9	3		
Должанский район	2,01	2,58—3,19 3,08	3,28 2,51	1 1	11	93,5 98,2	72,0—98,4 97,8	81,0 93,6		1 1
Морские отложения										
Свита С Донбасса, Дол-	6	01 6 70 6	66 7	8O C	70 0	00	79 0—96 5	86 72	85.8	98
жанский район	2,00	3,04-3,79	4,77	90,4	# 6 ° O	0,00	2,00	2		}
Свита С2 Донбасса, Боков-							3			:
ский район	1,63	2,45	1	1	i	91,1	91,0 0,10	[		j ¦
Ашлярикская свита	3,20	3,31	4,41	1	I	0,19	7,00	7,00		
Карагандинская »	3,23	3,09	2, 6 2, 9 3, 9	1	I	90°, 20°	95,4	93,0		ll
Кизеловские слоп	0,12	0,64	0,81	ļ	l	0,61	0,00	0,63		
Тульские слои Подмос-		0 10	35	0.40_0.54	87 0		47.0—70.0	28.0—37.0		67
To any Transmitted	1 0	0,16	89°0	0.38	0.18-0.23	20,0	21,0	26,0	43,0	52 - 30
Аризтовские слой	0,13	1,54	2,78	2,66	0,46	52,0	94,5	75,4	53,6	32
Пашийские	0,41	1,62	2,85	1	1	71,9	91,5	88,5	1	ı
Кыновские » · · · ·	. 1	1,89	2,57	1,17	1	!	0,06	88,2	O, (	l
Шугуровские »	 	1,92	2,65	0,89	l	J	67,5	0,78	0,74	1
Доманиковые »	1	i	0,241	0,42	l	l	l	18,0	6,00	l
						_		_	_	
,										

1 Горючие сланцы

Чрезвычайно важно отметить, что в разрезе озерных осадков от прибрежной зоны к центру водоема далеко не всегда красноцветная фация располагается у берега, а сероцветная более центрально. Нередко существуют и обратные соотношения: серо-зеленые песчано-аленритовые породы у берегов, красные глинистые в центре. Такая ситуация, например, по данным В. В. Копериной, имеет место в шаханской и карагандинской свитах Караганды. Эти «аномалии», конечно, не случайны; все определяется соотношениями количеств реакционно-способного железа и органического материала в исходных осадках. Когда Сорг. в глинах мало, а



Фиг. 69. Аутигенно-минералогические формы железа в отложениях морских и солововатоводных бассейнов, богатых SO"4.

I — вивианит; II — глауконит; III — парагенезис железистых минералов в сероводородных бассейнах. Кружки — усредненные величины; кресты и точки — частные анализы.

способного к редукции железа много, большие массы остаточного  $Fe_2O_3$  придают глинам красную окраску; при том же количестве исходной органики, но гораздо меньшей массе реакционно-способного  $Fe_2O_3$ , в песчаниках и алевролитах окислы железа успевают нацело или в большей своей части редуцироваться, и эти более грубозернистые породы приобретают серый цвет. Возникает обратное распределение окрасок пород на поперечном разрезе через водоем.

Значительно сложнее обстоит дело в морских и солоноватоводных бассейнах (лагунах, озерах), с водой, богатой ионом SO"4 (фиг. 69).

При очень малых содержаниях  $C_{\rm opr.}$  в осадке (меньше 0.3-0.4% остаточного углерода) в отложениях этого фациального типа еще присутствует реакционно-способное легкоподвижное  $Fe^{**}$ ; при  $C_{\rm opr.}$  равном 0.3-0.4% оно исчезает и формируются лишь аутигенные минералы закиси железа. Одновременио, благодаря обилию  $SO_4'$  в исходной иловой воде начинается усиленная редукция сульфатов и генерация за счет них  $FeS_2$ . Накопление больших или меньших количеств пирита (или марказита) и является поэтому характерной особенностью отложений морских и солоноватоводных бассейнов с водой, богатой  $SO_4'$ , в отличие от пресноводно-озерных. В осадках слабо солоноватых водоемов наряду с пиритом формируется иногда и пирротин, т. е. моносульфид Fe (Керченские руды). Как видно из табл. 67 и фиг. 69 в ряду пород: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки минимальное содержание  $Fe_{\rm пир}$  наблюдается в песках, в алевролитах его

больше, а в аргиллитах — максимальное количество; к мергелям содержание пирита обычно падает, и в известняках становится минимальным, хотя обычно и больше, чем в песчаниках. Содержания Fe<sub>HCl</sub> показывают в общем такого же рода распределение. При общем сходстве кривых, соотношения между Fепир. и Fенсі в изучаемом ряду, однако, не остаются постоянными. большинстве случаев процентное содержание Fenne. высчитанное от суммы железа аутигенного, более или менее отчетливо нарастает от песчаников к известнякам. Иначе говоря, по мере перехода от грубозернистых прибрежных осадков к более тонкозернистым глинистым и глинисто-карбонатным железо пиритное во все большей степени вытесняет железо карбонатно-хлоритное, хотя почти никогда не приводит к полному уничтожению последнего. В некоторых случаях это правило нарушается и пиритное железо (в процентном выражении от аутигенного) оказывается максимальным — до 100% — в прибрежных песчаных породах. Такого рода соотношения вызываются чаще всего аномально высоким содержанием органического вещества в песчаных осадках, примером чему могут служить тульские породы Второго Баку. Но повышенное накопление пирита в песчаниках сочетается иногда с очень низким содержанием в них Сорг. В этих случаях причину аномалии приходится искать в перемещении в пески  $\text{FeS}_2$  из глин в ходе диагенеза; так обстоит дело, например, в тульских породах Подмосковья, кизеловских, ардатовских и пашийских породах Второго Баку. Понятно, что этот вторичный занос в пески Fe ... в диагенезе не отменяет охарактеризованных выше закономерных соотношений Fепир, и Fенсі, но только усложняет их.

Чрезвычайно интересны соотношения между разными аутигенно-минералогическими формами железа и содержанием органического вещества в тонкозернистых глинистых осадках. Как видно из диаграммы (фиг. 69), с увеличением остаточного Сорг (что отвечает, конечно, увеличению и первоначальной массы органики в осадке) растет и содержание пирита за счет одновременного сокращения закисных легкоподвижных карбонатно-силикатных форм железа. Вначале, до содержаний Сорг. 4—6%, рост этот идет довольно интенсивно и содержание Fепир. увеличивается почти пропорционально росту Сорг., но затем темп прироста F пир. все ослабевает и при значениях Сорг. свыше 10% увеличение органического вещества едва сказывается на приросте пирита. Очень важны также две другие особенности этого процесса. Из расположения точек на диаграмме видно, что одному и тому же содержанию органического (остаточного) углерода могут отвечать весьма разные соотношения Fe<sub>пир</sub>. и Fe<sub>HCl</sub>, особенно в интервале величин Сорг. от 1,5 до 3%. С другой стороны, даже при больших содержаниях Сорг. в осадке лишь очень редко дело доходит до полного вытеснения Fe<sub>HCl</sub> железом пиритным; как правило же, всегда остается большее или меньшее количество карбонатного или лептохлоритового железа. Оба эти обстоятельства наглядно показывают, что связь форм железа с Сорг. имеет общий и качественный характер, но не строго количественный.

В результате описанных изменений в соотношениях  $F_{e_{\Pi up}}$ , и  $F_{e_{HCl}}$  диаграмма (фиг. 69) ясно распадается на три поля, отвечающих трем геологическим фациям: а) к расноцветной окислительной фации, развитой при  $C_{opr}$ . меньше 0,3% с наличием значительных масс  $F_{e_2}O_3$  легко растворимых в HCl; б) сероцветной слабо и умеренно восстановительной сидеритовой (точнее, сидеритово-хлоритовой) фации с преобладанием  $F_{e_{HCl}}$  и с меняющимися соотношениями сидерита и шамозита при  $C_{opr}$ . больше 0,3% и меньше 4%; в) темноцветной пиритовой

сильно восстановительной фации с резким преобладанием пирита над Fe<sub>HCl</sub> при C<sub>opp.</sub> больше 4%.

Кроме уже охарактеризованных аутигенных железистых минералов, в парагенезис их, свойственный водоемам солоноватым и нормально-морским, входят еще три: вивианит, пирротин и глауконит.

Как показывает пример Керченского железорудного бассейна, вивианит в осадках солоноватых водоемов может развиваться порою в значительных количествах; но сами такие случаи единичны и потому вивианит должен рассматриваться как нетипичный (нехарактерный) минерал для железистых парагенезов осадков солоноватого типа. Его положение в шкале значений Сорг. показано на диаграмме (фиг. 69) по данным о керченских рудах. То же относится к пирротину. Глауконит является, как известно, типичным минералом нормально соленых морей. Его возникновение требует окислительной или нейтральной по Ећ среды и локализуется в верхней окислительной пленке осадка в стадию окислительного минералообразования на фоне низких содержаний Сорг.

Сопоставляя парагенезисы аутигенно-минералогических форм железа в пресноводно-озерных и морских водоемах, четко улавливаем их отличия. В озерных осадках наблюдается сочетание резкого доминирования карбонатов железа и лептохлоритов с нередко сильным развитием вивианита и всегда с весьма слабым — пирита. В закисном поле связь между формами железа и содержании Сорг. отсутствует. В отложениях нормально соленых морей вивианит исчезает из парагенеза, за то развивается глауконит; пирит, как правило, развит заметно или сильно, а порою и доминирует над всеми другими аутигенными минералами железа. В закисном поле имеется ясная связь между содержаниями Сорг. и формами железа, но она имеет общий качественный, а не количественный характер.

Эти различия парагенезиса железистых минералов по мере перехода от пресноводных озер к морям легко объяснимы. Так, исчезновение вивианита при осолонении воды происходит, по всей вероятности, в силу того, что комбинация Са" с  $PO_4^{\prime\prime}$  в условиях возрастающего содержания в воде Са" достигает насыщения скорее, чем комбинация  $PO_4^{\prime\prime}$  с Fe, учитывая малые в общем содержания Fe" в иловой воде морей. Образование глауконита есть, конечно, следствие накопления в морской воде калия (К). Усиление пиритообразования — результат резкого обогащения надлонной воды ионом  $SO_4^{\prime\prime}$ , диффузно проникающим в ил по мере того как усиливается редукция первоначально захваченных осадком порций  $SO_4^{\prime\prime}$  в иловой воде. Сложность соотношений в закисном поле между формами железа и органическим веществом и наличие здесь только общих качественных, а не количественных связей объясняются действием ряда иногда противоположно влияющих факторов.

В первую очередь это, конечно, влияние качественного состава органического вещества. Мы знасм, что редукция SO<sub>4</sub> в S' идет биологическим путем, с помощью бактерий-десульфатизаторов и их ферментов — в более глубоких горизонтах осадка. Но для поддержания бактериальной и ферментативной жизнедсятельности необходимы не всякие, а лишь некоторые (в разных случаях — разные) органические вещества. Неодинаковое содержание их в одинаковых по общей массе исходных количествах органических веществ в осадках ведет к тому, что редукция SO<sub>4</sub>" в S" совершается с разной силой, и одному и тому же С<sub>орг.</sub> отвечают разные соотношения Fe<sub>HCl</sub> и Fe<sub>пир.</sub>. Иначе говоря, качественный состав органической массы то усиливает действие ее количества, то тормозит влияние количественного фактора. Отсюда значительный разброс точек около кривых Fe<sub>HCl</sub> и Fe<sub>пир.</sub>; на это уже обращалось внимание в одном из предыдущих сообщений (Страхов, Залманзон, 1955).

Очень важным фактором в истории образования аутигенных железистых минералов является наличие взмучиваний осадка или нарущение его сплошности илоедами. Легко понять, что если осадок, даже богатый органическим веществом, во время нахождения на восстановительной стадии будет более или менее часто (и глубоко) взмучиваться, то это будет всякий раз сопровождаться более или менее значительным насасыванием осадком кислорода и окислением как органического вещества, так и закисных диагенетических минералов железа. Редукционные возможности первично захороненной органики пойдут в значительной степепени по побочной линии — связывания свободного кислорода, и в конечном итоге парагенез закисных форм Ге окажется аналогичным тому, какой развивается в осадках с низким содержанием Сорг. Аналогичным образом действуют илоеды. По их трубчатым ходам, открытым на поверхности осадка, идет усиленное проникновение кислорода в восстановительную зону отложений; этот кислород расходуется потом на окисление органической массы осадка и закисных форм железа; в итоге развитие пирита задерживается. Нужно заметить, что как раз морские горючие сланцы нередко несут признаки и взмучивания и большой работы илоедов (кукерситовый горизонт, нижневолжские сланцы). Не удивительно поэтому, что в них порою удерживаются еще заметные массы Fehcl, несмотря на высокое содержание органического вещества, и что вообще в горючих сланцах с Сорг > 10% накопление органического вещества крайне слабо сказывается на балансе аутигенно-минералогических железа.

Наконец, влияет и еще один фактор — с к о р о с т ь н а к о п л ен и я о с а д к а. Чтобы понять механизм его действия, необходимо иметь в виду следующее. Полное восстановление всех сульфатов захороненной в илах морской воды обычного состава может дать лишь 0,2% S" и такое же количество Fenip. Между тем среднее содержание пиритного железа в морских породах, как мы знаем, часто составляет 0,5—0,8% и т. д., до 2,7%. Избыточные количества S' получаются за счет диффузного подтока SO''4 из наддонной воды в ил по мере того, как в последнем первично содержавшиеся сульфаты уничтожаются редукцией. Но проникновение иона SO''4 в ил становится тем более затруднительным, чем с более глубокими горизонтами осадка мы имеем дело; с некоторой же критической глубины, измеряемой, по-видимому, немногими метрами, оно вообще практически прекращается.

Заметим, что эта критическая глубина диффузии  $SO''_4$  в ил из наддонной воды заведомо много меньше тех глубин, на которых может идти (хотя и очень медленно) редукция сульфатов и которые достигают 7-12 м и больше.

Представим себе теперь, что скорость осадконакопления больше, чем скорость диффузии SO"<sub>4</sub> из наддонной воды в ил. Тогда, очевидно, прекращение подачи этого иона в какой-либо горизонт осадка произойдет раньше, чем будут полностью использованы потенциальные редукционные способности захороненной в нем органики. В итоге иона S" (а значит и пиритного железа) в породе будет меньше, чем могло бы быть по содержанию исходной органической массы. В других случаях при меньшем содержании исходного органического вещества, но при замедленной седиментации, осадок дольше будет находиться в зоне, доступной проникновению в ил SO"<sub>4</sub>, редукционные способности органики будут использованы полностью и содержание S" (а значит Fenip.) окажется таким же или даже большим, чем в случае быстрой седиментации. Таким образом, скорость осадконакопления может то способствовать полному развитию редукционных процессов и обогащению осадка Fenip,, то, наоборот, тормозить эти процессы. А это, в свою очередь, будет затушевывать связи

между балансом аутигенно-минералогических форм железа и органическим веществом.

Итак, соотношения между  $Fe_{HCI}^{\circ}$  и  $Fe_{HGI}^{\circ}$ . В закисном поле морских и солоноватоводных пород являются функцией многих переменных: а) количества захороненной органики; б) качества ее; в) наличия и степени взмучивания осадка и действия илоедов; г) скорости седиментации. Из них второй фактор может то усиливать, то ослаблять действие первого; третий фактор всегда противодействует влиянию первого; четвертый действует то согласно с первым, то противоположно ему. Все это, вместе взятое, и приводит к тому, что соотношения между балансом аутигенноминералогических форм железа и органическим веществом в закисном поле морских пород приобретают сложный характер, и связь между ними получает характер общий, качественный, но не количественный.

# 3. Состав, распределение и генезис карбонатов, диффузно-рассеянных в озерных и морских отложениях гумидных зон

Суммарная карбонатность пород оценивается по количеству СО<sub>2</sub>, определяемой в аппарате Кнопа-Фрезениуса.

Из табл. 69 наглядно видно, что в континентальных и переходных песчано-алевролитово-глинистых отложениях гумидных зон общая карбонатность чрезвычайно низкая, порядка 1—5% СО2. При этом содержание карбонатов отличается большой пестротой: наряду с образцами, содержащими CO<sub>2</sub> в 2—3—4 раза выше среднего уровня, нередко встречаются образцы с едва определимым количеством СО2 и даже совсем без неё. И все же, несмотря на такую пестроту, при оперировании средними содержаниями СО2, выведенными по значительному количеству образцов, выступает чрезвычайно отчетливое тяготение прибрежным, карбонатов к самым песчаным отложениям водоемов, а также и рек; в тонкозернистых глинистых осадках карбонатность заметно, а иногда и очень резко, палает.

В морских отложениях, когда они представлены только терригенными породами, карбонатность также очень низкая, в точности на том же уровне, что в одноименных озерных, и с тем же ярко выраженным тяготением CO<sub>2</sub> к более грубозернистым песчаным отложениям при малых величинах ее в тонкозернистых глинистых породах.

В морских отложениях с более широким петрографическим профилем, включающим кроме терригенных еще и карбонатные осадки, прибрежные песчано-алевритово-глинистые накопления по-прежнему отличаются очень низкой и на этот раз довольно однообразной карбонатностью; в более пелагических отложениях содержание карбонатов резко возрастает, и глинистые (а иногда и алевритовые) осадки сменяются мергельными, а затем и чисто известковыми.

В химическом составе карбонатов в отложениях разных фациальных типов бросается в глаза их многокомпонентность и пестрота. Наряду с CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>, химический анализ всегда обнаруживают еще FeCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub>, часто в соизмеримых количествах; это становится особенно наглядным, если вычислять содержание каждого компонента от суммы карбонатов. В то же время соотношения компонентов, даже в одном и том же петрографическом типе пород и в образцах, взятых на близких расстояниях, весьма пестры, сильно меняются, так что содержания CaCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> могут колебаться от немногих процентов до 90—95% каждый, содержания MgCO<sub>3</sub> от нескольких до 25—35%, а MnCO<sub>3</sub> от долей процента до 7—10%. Локальные накопления то одного, то другого ком-

## Общая карбонатность (по CO<sub>2</sub>) пород верхнепалеозойских гумидных зон СССР (в %)

Фация и свита	Песчани- ки	Алевро- литы	Аргилли- ты	Мергели	Извест- няки гли- нистые	Известня- ки
Дация конусов выноса и сухих равнин Наддолинская и шаханская свиты Надкарагандинская свита	3,15 3,87	3,70 1,51	2,10 0,45	_		<u> </u>
Фация речных русел и пойм Ерунаковская свита	4,26 4,24	3,61 4,73	<u> </u>	_	_	
Фация открытых озерных водоемов Ерунаковская свита	4,29	4,94	3,50	_	-	
Фация гастойных водоемов Ерунаковская свита	_	4,24	2,30	_	1	
Фация озерно-болотная с низовьями рек Наддолинская свита Долинская »	6,58 2,02 0,17 3,08 2,00 2,31 1,35 3,81 2,50 1,80	4,33 1,85 0,04 0,50 1,61 2,29 1,76 1,92 1,96 1,30	0,71 0,69 0,14 0,97 0,05 0,64 2,19 2,92 0,86 0,76			
$\Pi$ ереходные отложения Свита С $_2^6$ Довбасса	2,04	1,43	0,96	_	<u> </u>	-
Морские отложения Свита С <sup>6</sup> Донбасса Ашлярикская свита Карагандинская » Кизеловские слои Тульские слои Московской синеклизы Тульские слои Татарии Пашийские слои Краснопольевская свита Сахалина Холмско-Невельская свита Сахалина Курасийская свита Сахалина	2,64 3,93 3,81 3,62 0,21 2,09 0,69 3,1 2,4 2,8	2,42 2,77 4,19 0,45 0,18 2,70 0,64 0,89 0,6 1,4 0,85	3,05 2,89 3,45 0,46 0,09 0,94 0,63 	26,20 — — 20,72 — —	34,26 39,09 —	41,74 — — 42,68 40,22 — —

понента или двух их и являются причиной отмеченных выше колебаний общей карбонатности осадка.

И все же, несмотря на изменчивость состава карбонатного материала в индивидуальных пробах, в средних цифрах по большому количеству определений выявляются характерные закономерности в размещении отдельных солей.

Так, по немногим имеющимся анализам рассеянных карбонатов в континентальных третичных отложениях Сахалина (табл. 70) резко преобладает FeCO<sub>3</sub>; в морских же свитах не менее резко доминирует CaCO<sub>3</sub> при полном нередко подавлении FeCO<sub>3</sub>. Здесь разница составов рассеянных карбонатов в разнофациальных отложениях выступает чрезвычайно наглядно и поучительно.

### Состав карбонатов (в %) в разнофациальных третичных отложениях Сахалина

(по Н. Г. Бродской)

Свита и порода	Сумма карбонатов	CaCO,	MnCO <sub>3</sub>	FeCO,	MgCO <sub>3</sub>
Морские отложения  1. Хандасинская свита Песчаники	2,98 15,98 18,28 4,53 3,76	100 72,80 90,20 97,57 100	1,30 1,70 2,42	21,60 4,60 —	4,10 3,30 —
Песчаники	21,74	77,70	1,10	14,30	6,90
	10,02	51,70	1,76	25,50	20,20
	4,09	80,20	0,90	18,30	0,50
	14,15	63,80	1,10	25,30	11,50
	17,26	75,50	1,68	7,59	4,68
Континентальные отложения Углегорская свита Песчаники	9,68	15,40	12,60	65,60	6,30
	10,37	20,00	7,50	72,70	6,80
	14,10	24,90	0,62	52,20	22,20

Точно так же в свите  $C_2^6$  Донбасса (табл. 71) континентальные фации характеризуются в общем преобладанием FeCO<sub>3</sub> над CaCO<sub>3</sub>, особенно ясным в алевролитах. В отложениях переходного лагунно-заливного типа роль CaCO<sub>3</sub> увеличивается и он обычно, но не всегла (аргиллиты!), превалирует над FeCO<sub>3</sub>. Наконец, в морских отложениях отмечается постоянное и притом значительное преобладание CaCO<sub>3</sub> и в песчаниках, и в алевролитах, и в аргиллитах, не говоря уже о собственно карбонатных породах. Интересно, что все эти качественные изменения в песчаноглинистых породах происходят при их практически одной и той же общей низкой карбонатности. Таким образом, несмотря на изменчивость состава рассеянных карбонатов их общий химический в отдельных породах, тип в свите С62 Донбасса явно зависит от фациального типа осадков. Бросается в глаза и еще один факт: поведение MgCO<sub>3</sub> чрезвычайно сходно с поведением FeCO<sub>3</sub>; их кривые постоянно согласно то воздымаются, то опускаются. Таким образом, MgCO3 и FeCO3 в разнофациальных породах C<sup>6</sup>2 Донбасса образуют единую группу, поведение которой резко отлично от поведения СаСОз и противоположно. Что касается MnCO3, то его поведение также близко к поведению группы FeCO<sub>3</sub> — MgCO<sub>3</sub>, но все же иногда показывает и своеобразные черты (например, в морских породах).

Близкую к описанной закономерность распределения аутигенных минералов наблюдат Г. Н. Бровков (1958) в терригенных породах нижнего аалена юго-восточного Дагестана. В русловых песчаниках и алевролитах здесь присутствует небольшое количество сидерита и анкерита, кальцит редок; в аналогичных породах фации подводной дельты и в особенности придельтовых кос и пересыпей преимущественное развитие полу-

Таблица 71 Средний химический состав рассеянных карбонатов в породах гумидных зон

Свита и порода	Сумма карбо- натов	CaCO.	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>s</sub>	MgCO,
I. Свита С <sup>6</sup> Донбасса	<del>-</del>				
Континентальные отложения					
Песчаники	5,20	40,24	1,98	42,25	15,40
	10,70	32,14	2,04	47,30	18,52
Отложения переходной воны Песчаники	7,22	51,12	3,68	30,10	15,10
	6,83	48,16	3,54	32,76	15,54
	4,78	28,46	4,81	38,70	28,03
Морские отложения Песчаники Алевролиты Аргилиты Мергели Известняки Доломитовые известняки	10,14	59,61	1,63	23,95	14,81
	4,25	70,55	2,80	17,25	9,40
	15,46	61,35	2,40	22,51	13,74
	57,47	85,78	0,36	6,05	7,81
	95,01	96,32	0,09	0,97	2,62
	90,38	74,94	0,19	2,82	22,03
II. Карагандинская угленосная толща					·
Фация конусов выноса и су- хих равнин					
Песчаники (5 обр.)	12,18	83,35	3,61	7,67	5,37
	16,01	25,95	3,99	59,54	10,52
Озерная фация Песчаники (4 обр.) Алевролиты (1 обр.) Аргиллиты (1 обр.)	14,67	53,65	1,68	30,23	14,44
	10,05	56,12	1,49	23,99	18,40
	11,25	17,16	5,78	60,09	16,97
Фация прибрежного мелководья Песчаники (6 обр.) Алевролиты (6 обр.) Аргиллиты (3 обр.)	11,74	62,12	1,99	24,25	11,64
	11,53	60,16	1,62	25,73	12,49
	11,30	55,94	3,09	25,62	15,35
III. Ерунаковская свита Кузбасса					
Аллювий Русловые песчаники Пойменные песчаники Пойменные алевролиты	10,53	71,01	0,76	17,77	10,46
	9,27	66,17	0,89	23,26	9,68
	11,14	60,6	1,16	29,32	8,92
Проточные озера Песчаники	11,18	64,16	0,96	24,88	10,00
	12,85	61,35	1,15	27,71	9,79
	8,29	64,24	1,85	26,13	7,78
Застойные бассейны	12,21	59,32	1,14	30,80	8,74
Алевролиты	8,90	58,16	1,93	29,26	9,86

чают сидерит и анкерит при продолжающемся все еще низком содержании кальцита; песчано-алевритовые породы морского мелководья выделяются уже резко возрастающей ролью кальцита и снижением почти вдвое количества сидерита и анкерита.

Далеко не всегда, однако, различия состава рассеянных карбонатов в озерных и морских отложениях выступают столь ясно, как в описанных случаях. Как видно на фиг. 23—25, поля, в которые легли анализы карбонатов в озерных и морских отложениях Карагандинской угленосной толщи, чрезвычайно близки, по существу одни и те же. Это означает, что в данном случае вариации химического состава рассеянных карбонатов в отложениях разных фациальных типов весьма близки, практически одинаковы. Вполне вероятно, что при резком

увеличении числа анализов точки для разных фацпальных обстановок сгустятся на несколько разных участках одного и того же общего химического поля; но и в этом случае можно будет говорить лишь о второстепенных количественных изменениях, а не о глубоких качественных различиях химического состава карбонатов, рассеянных в озерных и морских породах. С другой стороны, рассеянные карбонаты в озерных породах угленосной толщи Кузбасса (см. фиг. 33) тяготеют к нижней левой — «м о рск о й» части треугольника, т. е. как бы принимают морской облик, если сравнивать их с диаграммой донецких пород.

Таким образом, различия среднего состава рассеянных карбонатов в пресноводно-озерных и морских отложениях то проступают очень ярко, то сглаживаются и становятся плохо отличимыми.

Гораздо более отчетливое и постоянное различие показывает состав карбонатов в разных петрографических типах пород, отложенных внутри одного и того же водоема. Так, CaCO<sub>3</sub> почти всегда явно тяготеет к песчаным (частью и алевритовым) осадкам, а FeCO<sub>3</sub>, напротив, к более тонкозернистым — глинистым (иногда и алевритовым) (см. фиг. 22, 45). Иначе говоря, CaCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> в рассеянном карбонатном материале терригенных осадков, как озерных, так и морских, ведут себя как антагонисты, причем этот антагонизм порою проявляется чрезвычайно резко, в других же случаях — приглушенно, ослабленно. За FeCO<sub>3</sub> обычно следуют MgCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub>, особенно это проявляется у марганца; но порою в их поведении проскальзывает известная двойственность: у одних пород (или образцов) они следуют за FeCO<sub>3</sub>, у других за CaCO<sub>3</sub>.

В морских мергельно-известковых породах по мере общего возрастания массы карбонатного материала наблюдается тенденция к упрощению состава карбонатов. Количества FeCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub> в общей массе карбонатов все уменьшаются и часто едва улавливаются. Накопляются лишь CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>, причем первый всегда преобладает над вторым и нередко очень сильно. В соответствии с упрощением химического состава карбонатного материала уменьшается и его изменчивость, сводясь лишь к колеблющимся соотношениям MgCO<sub>3</sub> и CaCO<sub>3</sub>, или минералов доломита и кальнита

Таковы фактически наблюдаемые состав и распределение рассеянных карбонатов в отложениях гумидных зон. Рассмотрим теперь причины, обусловившие возникновение изложенных закономерностей.

Имеется ряд серьезных оснований считать, что главная масса рассеянного карбонатного материала в чано-алевритово-глинистых породах как тинентальных, так и морских имеет диагенетическое происхождение. Для FeCO3 и MnCO3, как соединений закиси Fe и Mn, это вполне очевидно (Страхов, 1953; Страхов и др., 1954). В морских осадках гумидных зон MgCO3 возникает обычно благодаря редукции в диагенезе MgSO<sub>4</sub> и последующему соосаждению углекислого магния частью совместно с СаСО3 в виде доломита, частью с FeCO3 в виде его изоморфной примеси; в отложениях озерных MgCO3 образуется в некоторых случаях таким же путем, в других (озерах, обладающих водой углемагниевого типа) путем соосаждения в диагенезе из иловой воды совместно с FeCO<sub>3</sub> и CaCO<sub>3</sub>. Что касается углекальциевой соли, то ее генезис в обломочных осадках гумидных зон двоякий: частично она поступает в осадок в ходе седиментогенеза по большей части биогенным путем, реже химическим осаждением; но некоторая часть СаСО3 имеет, несомненно, диагенетическое происхождение и связана отчасти с редукцией в илах SO"4 (от CaSO4), отчасти же с выветриванием обломочных минералов в осадке под влиянием СО2, генерируемой в изобилии при разложении органического вещества.

Сложное полигенное происхождение рассеянных карбонатов позволяет понять многое и в их распределении в песчано-алевритово-глинистых породах и прежде всего пестроту их химического состава. Причиной ее является диагенетическое перераспределение карбонатов, в ходе которого осуществляется их химическая дифференциация.

Известно, что физико-химическая обстановка в осадках отличается большой пестротой и сильной изменчивостью по рН, Еһ и концентрации отдельных компонентов в иловой воде. Известно также, что условия осаждения разных карбонатных компонентов по тем же показателям неодинаковы; в частности, например, сидерит садится при меньших рН, чем кальцит, а последний при меньших, чем доломит. При такой ситуации разные карбонаты по мере их генерации с неизбежностью начинали перераспределяться и накопляться в разных точках осадка. Главенствующим процессом при этом было более или менее ясное обособление друг от друга СаСОз и FeCO3; углекислый марганец шел при этом в основном с железом; очень часто то же наблюдалось и с MgCO<sub>3</sub>, но эта соль нередко следовала и за СаСОз в виде доломита. Такого рода перераспределение карбонатов естественно порождало, с одной стороны, пестроту их состава в породах даже одного и того же петрографического типа и на близких расстояниях, с другой — общую неравномерность содержания карбонатов в породах, то их падение почти до нуля (и до реального отсутствия), то подъем содержаний до 10-12-15%.

Иной механизм контролировал возникновение то очень ярких, то сильно сглаженных различий в составе карбонатов пресноводно-озерных и морских осадков. Решающим фактором в данном случае было разное соотношение седиментационного и диагенетического процессов в формировании карбонатов. Чем сильнее был выражен седиментационный процесс, имеющий значение практически лишь для CaCO<sub>3</sub>, тем больше роль углекальциевой соли в составе рассеянных карбонатов, тем больше подавлены остальные карбонатные компоненты; чем слабее роль седиментогенеза и больше роль диагенеза, тем сильнее выступают в составе карбонатов FeCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>.

Известно, что озера гумидных зон в норме не генерируют CaCO<sub>3</sub> в седиментогенезе, морским же бассейнам гумидных областей в норме, напротив, свойственно биогенное осаждение некоторых количеств CaCO<sub>3</sub> (Страхов, 1951). Отсюда само собой получается, что в норме у озерных осадков следует ожидать более или менее ясно выраженное превалирование FeCO<sub>3</sub> над CaCO<sub>3</sub>, в морских же отложениях, напротив, более или менее выраженное преобладание второго компонента над первым. Иначе говоря, нормой в фациальных соотношениях рассеянного карбонатного материала нужно считать случай, вскрываемый на примере угленосной толщи C<sub>2</sub> Донецкого бассейна.

Легко понять, однако, что неизбежны и закономерные отклонения от нормы, притом в обе стороны.

Внутри влажных зон, как известно, существуют озера с жесткой водой, питаемые подтоком с водосборных площадей, изобилующих карбонатными породами. В этих озерах усиливается садка CaCO<sub>3</sub>, что неизбежно приводит к возрастанию роли углекальциевой соли в составе рассеянных в отложениях карбонатов. Особенно типичны такие озера по окраинам влажных зон, в соседстве с зоной аридной; садка CaCO<sub>3</sub> здесь сильно развита. Обогащаясь углекальциевой солью, рассеянные карбонаты в таких озерах сближаются по составу с карбонатами собственно морских отложений, приобретают, так сказать, морской облик. Так обстоит дело с озерными отложениями угленосных толщ Караганды и Кузбасса, располагавшихся в момент их формирования действительно у южной окраины влажного пояса верхнего палеозоя.

Наряду с описанным случаем принципиально возможен и другой — противоположного смысла. При некоторых специфических условиях (например, опреснении, пониженной температуре) генерация CaCO<sub>3</sub> в седиментогенезе морского бассейна резко убывает до фактического прекращения. В составе рассеянных карбонатов в этих условиях на первый план неизбежно выдвинутся FeCO<sub>3</sub> и сопровождающий его MgCO<sub>3</sub>; карбонатный парагенезис в морских отложениях приобретет несвойственный ему характер озерного. В ископаемых морских осадках мы пока не можем указать достоверный пример такой ситуации. Но вполне вероятно, что он имеет место в майкопских и нижнемеловых отложениях среднего Поволжья, отличающихся весьма малой общей карбонатностью, препятствующей проведению их химического анализа. Низкая карбонатность в данном случае, вероятно, и была вызвана подавлением седиментационной садки CaCO<sub>3</sub>.

Тяготение СаСОз к прибрежным песчаным или песчано-алевритовым осадкам древних озер и морей имеет сложное происхождение. Отчасти оно является результатом того, что в прибрежной зоне водоемов гумидных зон помимо диагенетической генерации кальцита имела место также химико-биологическая его садка непосредственно из наддонной воды. В глубь озера и моря, по мере перехода к более тонкозернистым осадкам, нижние горизонты водной массы оказывались, как это вытекает из аналогии с современными водоемами, не насыщенными СаСО3, и это обстоятельство исключало (или же резко ослабляло) участие седиментационного кальцита в составе карбонатов осадка. В то же время при переходе от прибрежных песков к более глубоководным глинам средние содержания Fe, Mn (и  $C_{ODE}$ ) увеличивались; это создавало повышенные возможности образования в осадках МпСО3, FeCO3 и, благодаря изоморфным замещениям части углекислого железа на углекислый магний, определяло также повышенные содержания в осадке МсСО3. Так, сочетание разной интенсивности процесса хемогенной (или биогенной) садки СаСОз из наддонной воды с разной силой диагенетической генерации FeCO<sub>3</sub>, M<sub>11</sub>CO<sub>3</sub>, M<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> обусловило характерное изменение состава рассеянных карбонатов, преимущественно углекальциевых в прибрежных зонах и преимущественно углежелезных в более центральных частях водоемов с тонкозернистым осадком. В некоторой степени, однако, тяготение СаСОз к болсе грубозернистым — песчаным породам, а FeCOз к тонкозернистым — глинистым породам явилось результатом диагенетического перераспределения карбонатов. Как уже приходилось указывать (Страхов, 1953; Страхов и др. 1954), в диагенезе происходит потеря СО2 по путям «вентиляции» осадков: из глин в пески и через последние в воду. Вместе со свободной СО2 в том же направлении движутся и растворы бикарбонатов CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, FeCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub>. При падении давления CO<sub>2</sub> pH растет и бикарбонаты быстро осаждаются. FeCO3 при этом выпадает первым, еще в пределах глинистого осадка, увлекая с собою MgCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub> (изоморфно замещающие молекулы FeCO<sub>3</sub> в сидерите); но CaCO<sub>3</sub>, как более устойчивый при повышенных рН, продолжает мигрировать в пески, где, наконец, и выпадает, избыточно накопляясь. Такой механизм обогашения песчаников CaCO<sub>3</sub> делает понятным накопление его в таких песчаных фациях, в которых седиментационного кальцита не бывает, как. например, в песчаном аллювии низовьев рек и дельт. Добавим, что удаляюшаяся через пески СО2 вызывает в известной мере разложение мало устойчивого к выветриванию эффузивного материала зерен, что дополнительно обогащает песчаники карбонатами и в частности СаСОз.

Иначе обстоит дело с карбонатами в мергелях и известково-доломитовых породах, когда они возникают в более пелагических зонах морей — внутрь от полосы песчано-алевритово-глинистых осадков или частично

замещая эту полосу по простиранию. В этих случаях генерация карбонатов в подавляющей степени связана уже не с диагенетической стадией, а с седиментогенезом, осаждением химико-биологическим путем из наддоной воды. Это обстоятельство предопределяет и состав карбонатов. Поскольку FeCO3 и MnCO3 из наддонной воды не садятся, да и MgCO3 в водосмах гумидных зон осаждается из нее лишь очень редко и в ограниченных количествах, естественно, что подавляющую массу карбонатов в мергельно-известковых осадках образует CaCO3 с большей или меньшей подмесью MgCO3. В диагенезе к этим карбонатным компонентам подмешиваются еще FeCO3 и MnCO3; но поскольку общее содержание Fe и Mn в мергельно-известковых породах очень низкое, примесь их карбонатов также ничтожна и прогрессивно убывает с очищением пород от терригенного материала. Таким образом, состав карбонатов в мергельно-известковых породах упрощается, стремясь к мономинеральности — чистому кальциту.

Резюмируя все вышеизложенное, получаем следующую картину состава, распределения и генезиса рассеянных карбонатов в отложениях гумидных зон.

- 1. В озерах и морях с чисто терригенными песчано-алевритово-глинистыми осадками карбонатный материал накопляется в малых количествах и имеет в подавляющей своей массе диагенетическое происхождение. Он многокомпонентен, пестр по составу и испытывает резкие количественные и качественные колебания в осадках даже на близком расстоянии.
- 2. Отложения пресноводно-озерного типа в норме отличаются общим преобладанием среди рассеянных карбонатов FeCO<sub>3</sub> над CaCO<sub>3</sub>, при подчиненных количествах MgCO<sub>3</sub>; отложения морские преобладанием CaCO<sub>3</sub> над FeCO<sub>3</sub>. В специфических условиях, стимулирующих в озерах седиментационную садку CaCO<sub>3</sub>, их карбонатный парагенезис приобретает черты морского; при подавлении же садки CaCO<sub>3</sub> в седиментогенезе морей их карбонатный парагенез сближается по характеру с озерным.
- 3. В пределах одного и того же фациального типа отложений более грубозернистые осадки песчаники обычно обогащены карбонатами сравнительно с более тонкозернистыми глинистыми. В песчаниках при этом обычно усиленно концентрируется CaCO<sub>3</sub>, в глинах FeCO<sub>3</sub>.
- 4. В морских мергельных и известково-доломитовых осадках более дентральных областей, когда они формируются, карбонаты генерируются по существу в седиментогенезе, путем химико-биологического осаждения из наддонной воды. Отсюда упрощенность их состава (убыль FeCO3 и MnCO3, часто и MgCO3), большая устойчивость по площади и связь с гидродинамическим режимом водоема.
- 5. Состав карбонатных конкреций, взятых в целом, отражает состав рассеянного карбонатного материала.

# 4. О влиянии органического вещества на геохимию отложений гумидных зон

Одной из характерных геохимических особенностей гумидных зон является активное участие организмов и косного органического вещества во всех процессах седиментогенеза и диагенеза. Это участие становится особенно большим в обстановках накопления угленосных свит. Поскольку последние были главным объектом изучения в настоящей работе, целесообразно вкратце подвести итог разнообразным формам воздействия органики на геохимические процессы.

Вначале суммируем данные о степени обогащенности органическим веществом пород угленосных отложений сравнительно с неугленосными осадками.

 $\Gamma$ аблица 72 Распределение  $C_{opr.}$  в породах верхнепалеозойских гумидных зон СССР (в % от породы)

	· -				
Фация и свита	Песча- ники	Алевро- литы	Аргил- литы	Мерге- ли	Извест• няки
Фация конусов выноса и сухих равнин Наддолинская и шаханская свиты	0,30 0,19	0,34 0,17	0,24 0,36	_	<u>-</u>
Фация речных русел и поймы Ерунаковская свита	1,40 2,13	1,44 1,76	<u>-</u>	-	<u>-</u>
Фация открытых оверных водоемов Ерунаковская свита	_	1,30	1,86	- 1	_
Фация вастойных водоемов Ерунаковская свита	_	1,13	1,74	- [	_
Фация озегно-болотная с низовьями рек Наддолинская свита	0,47 1,41 1,07	1,65 1,72 1,43	1,06 1,34 2,88—	_	
Свита С <sup>6</sup> Донбасса, Должанск <b>ий</b> район То же, Боковский » Кемеровская свита	0,16 0,07 1,15 0,28	0,38 1,31 1,76 1,69	-4,66 0,20 - 3,90 2,78		_ _ _ _
$egin{array}{ll} \end{array} \begin{array}{ll} \end{array} \beg$	0,22 0,23	0,83 1,10	0,93 1,07	_	=
Морские отложения Свита С <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса	0,09 0,88 0,61 0,20 0,12 2,08 0,18 0,25	0,60 1,14 0,80 1,88 1,88— -2,76 2,24 0,73 0,51 0,17	1,09 2,73 1,99 1,80 2,85— -4,89 2,82 1,2 0,55 0,24	0,60   1,20 3,21 0,23	0,25   0,99 0,68- -1,49 0,72
пыновские »	_	0,17 0,27 —	1,02 13,54	1,45 4,40	

Как видно из табл. 72, средние содержания  $C_{\rm opr.}$  колеблются в весьма широких пределах и зависят в известной степени от фациального типа пород. Действительно, в отложениях конусов выноса и сухих равнии процент  $C_{\rm opr.}$  ниский и не достигает даже кларкового уровня содержаний органического вещества в осадочных породах. Но в аллювии, озерных, латунно-заливных и морских отложениях угленосных толщ содержание  $C_{\rm opr.}$ , напротив, явно выше кларкового и превосходит его в 2—3 раза, а иногда и больше. При этом особенно характерно наблюдающееся нередко резкое повышение содержания  $C_{\rm opr.}$  в песчаных породах — отложениях низовьев рек, дельтовой зоны и мелководного побережья, заросшего водолюбивыми растениями. Общий прирост рассеянного органического вещества в породах угленосных толщ наглядно обнаруживается при сравнении содержаний  $C_{\rm opr.}$  в породах  $D^{1}_{\rm 3}$  Второго Баку (в которых органика находится на кларковом уровне) с содержаниями  $C_{\rm opr.}$  в собственно угленосных отложениях.

Действительная обогащенность угленосных толщ органическим веществом, однако, еще выше, ибо в них имеются еще концентрированные

нахождения органики в виде углей, углистых сланцев, углистых алевролитов. Подсчеты показывают, что концентрированная органика количественно соизмерима с рассеянной, иногда несколько уступая ей, но чаще превосходя ее в 1,5—2 раза. Отсюда получается, что общая обогащенность органическим веществом угленосных отложений сравнительно с неугленосными по крайней мере 3—5-кратная, а иногда и больше. Стало быть и скла воздействия органического вещества на геохимию угленосных толщ должна быть максимальной для гумидных зон, а значит, и для лика Земли вообще. Обстановка накопления угленосных толщ является своего рода специализированной природной лабораторией для всестороннего изучения воздействия органического вещества на геохимические процессы седиментогенеза и диагенеза.

В чем же проявляется конкретно это влияние?

При обсуждении его необходимо иметь в виду, прежде всего, что образование угленосных толщ происходило в обстановке густых лесных зарослей в теплом климате, с обильным годовым отпадом растительной массы в виде листьев, отмерших стволов и корней. Одновременно обстановка эта отличалась обилием влаги, промывавшей лесную подстилку и вымывавшей из нее много растворенных органических, в частности гумусовых веществ. Речные воды, дренировавшие области лесного ландшафта, были поэтому, вероятно, бурыми (или черными), аналогичными черным водам современных тропиков. Такие воды, как известно, всегда действуют стабилизирующе на растворы минеральных соединений весьма многих элементов (Fe, Mn, V, Cr и др.) и являются фактором, благоприятствующим усиленному выносу их с водосборных площадей водоемов и далекому переносу как в речных водотоках, так и в конечных бассейнах стока.

Несомненно, что таково же было влияние органического вещества на миграцию элементов при формировании всех описанных в этой работе угленосных толіц. Несмотря на это, воздействие органики на миграцию элементов улавливается далеко не всегда, а лишь в определенных условиях, и, в частности, мы отчетливо наблюдали его лишь при формировании терригенных угленосных отложений С<sub>1</sub> Русской платформы. Обстоятельством, ослаблявшим силу воздействия органического вещества на миграцию элементов при возникновении угленосных толщ Караганды, Кузбасса, Донбасса, было незначительное (или недостаточное) развитие химического выветривания материнских пород на водосборных площадях этих бассейнов. При господстве механического выветривания количество веществ, переходящих в раствор, исчезающе мало; все определяется миграцией взвесей. Понятно, что в этих условиях стабилизирующее влияние органического вещества на миграцию элементов также крайне слабо и практически не улавливается. Лишь при большой силе химического выветривания на водораздельных площадях начинает в полной мере сказываться и стабилизирующее влияние гумусовых веществ на миграции элементов и на их распределение в породах. Оно сказывается, в о - п е рвы х, в усиленном выносе всех изученных элементов из континентальных речных и озерно-болотных отложений и в низких их содержаниях в этих осадках, в о - в т о р ы х, в более или менее резком пелагическом сдвиге масс элементов в морских отложениях, что проявляется в аномально малых их концентрациях в прибрежных песчано-алевритово-глинистых породах и в аномально повышенных в более удаленных от берега мергельно-известковых.

Таким образом, хотя с качественной стороны при образовании любой угленосной толщи влияние растворенного органического (гумусового) вещества одинаково, эффективность его воздействия на распределение элементов в породах разных толщ весьма неодинакова и зависит от интенсивности развития химического выветривания пород на водосборных площадях. На это обстоятельство до сих пор не обращалось внимания, а между тем оно чрезвычайно важно для правильного проведения конкретного геохимического анализа.

Высокие концентрации органического вещества в угольных пластах и углистых сланцах приводят нередко к повышенным или дажевысоким концентрациям некоторых малых элементов в зоне углей и сланцев (В. М. Гольдшмидт, В. А. Зильберминц и др.). Представление о степени концентрирования элементов в углях вообще дает табл. 73.

Таблица 73 Сравнение содержания (в %) редких металлов в золе углей и в литосфере (по Ю. А. Жемчужникову, 1948)

Элементы	Содержание каменных	Среднее содержа ние в литосфере	
	максимальное	среднее	1
Be	0,10	0,03	0,0002-0,001
B	0,30	0,006	0,0003
Se Co	0,04	0,008	0,0003-0,0006
Ni	0,80	_	0,01
$\mathbf{Z}\mathbf{n}$	1,00		0,02
Ga	0,04	0,01	0,001-0,0015
Ge	1,10	0,05	0,0004-0,000
As J	0,80	0.01	0,0005
Mo	0,05	$0.01 \\ 0.02$	0,001
Sn	0,05	0,02	0,005
Pb	0,10	_	0,0016

Таким образом, обогащенность угольной золы малыми элементами колеблется от 10 до 100-кратной; при этом обогащение обычно выражено тем сильнее, чем малозольнее уголь; особенно сильно оно у бора и германия.

Самый механизм обогащения сложный. Одним из его путей является активное прижизненное поглощение элементов организмами, например бора. Другой путь — пассивное накопление элемента в золе за счет потери более подвижных элементов, вымываемых из гниющего растительного материала, прежде всего за счет потери карбонатов, фосфатов и сульфатов щелочных и щелочноземельных металлов; таким путем, видимо, в золе накопляются Fe, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Третий путь — поглощение органическим веществом элементов в диагенезе из иловых вод, пропитывающих толшу осадков; при этом действуют как чисто сорбционные процессы, так и перевод элементов в менее подвижное восстановленное состояние, а также связывание сероводородом в виде сульфидов. Таким путем накапливается в угольном пласту, по-видимому, большая часть малых элементов (V, Ni, Co, Pb, Zn и др.); их сульфиды нередко обнаруживаваются в угле непосредственно.

Каким бы путем, однако, ни осуществлялось обогащение концентрированной органики малыми элементами, для возникновения их высоких содержаний в угле необходимо, чтобы на водосборной площади данной седиментационной зоны имелись породы с повышенным содержанием того или иного элемента. Это было в свое время наглядно показано В. А. Зильберминцем и П. Л. Безруковым (1936) на примере ванадия и является, видимо, общим правилом.

Торфяные болота, в которых накапливалась органическая масса углей, помимо концентрирования многих малых элементов, производили еще другую значительную геохимическую работу: они содействовали глубокому выветриванию как поступающего в них глинистого материала, так и глин непосредственной почвы угля, превращая их в каолины. Действительно, глинистые пропластки в угле слагаются чистым каолином, то тонкодисперсным, то крупнопластинчатым, перекристаллизованным; из каолина же состоят многочисленные прожилки белого матового вещества, выполняющего многочисленные трещины угольного пласта. Точно так же каолиновой является почва угольных пластов на глубину 10-25-30 см в тех случаях, когда мы имеем дело с автохтонным накоплением органики. Почва в таких случаях пронизана корнями растений и обогащена сидеритовыми и пиритными конкрециями ветвисто-комковатого (кучерявчик). Выветривание пород почвы, вероятно, шло под влиянием гумусовых веществ, частью поступавших из торфяника, частью возникавших при разложении пронизывавшей породы обильной корневой си-

Не менее отчетливы следы влияния органического вещества на геохимию гумидных отложений в тех случаях, когда оно рассеяно в породах и находится в невысоких концентрациях. Органическое вещество определяет тогда своим количеством и качеством баланс аутигенно-минералогических форм железа, а также Mn, V и других элементов, способных к редукции. А так как железо и марганец в виде карбонатов входят и в парагенез аутигенных карбонатных минералов, являющихся в песчаноалевритово-глинистых породах угленосных толщ в основном диагенетическими, то тем самым косвенное влияние захороненной органики расширяется и на этот важный генетический компонент пород.

Весьма значительную роль играет вся масса захороненного в угленосных толщах органического вещества в диагенетическом перераспределении карбонатного материала и в возникновении вторичных его локальных концентраций в виде стяжений разнообразной формы и размеров. Именно обилие CO<sub>2</sub>, генерируемой при разложении органики, и порождает ту большую интенсивность перераспределения карбонатного материала в угленосных толщах, какая демонстрируется резко повышенным коэффициентом конкрециеносности.

Другой жарактерной особенностью угленосных толщ, также, видимо, связанной с деятельностью CO<sub>2</sub>, а значит и с органическим веществом, является значительное выветривание терригенного материала, слагающего породы этих толщ. В породах всех бассейнов с полимиктовым обломочным материалом — Карагандинском, Кузнепком, Воркутинском, частью Донецком — в шлифах неизменно наблюдаются многочисленные следы разложения обломков эффузивных пород, полевых шпатов, слюд, частью с превращением их в аморфную глинистую массу, частью с замещением кальцитом и каолинитом. При этом нет никаких сомнений в том, что все эти процессы выветривания протекали in situ в осадке, в его диагенезе и даже эпигенезе. Действующим фактором могла быть, конечно, лишь CO<sub>2</sub>, генерируемая медленно, но непрерывно изменяющимся в ходе диагенеза и эпигенеза органическим веществом.

Таким образом, какой бы стороны геохимии угленосных толщ ни коснуться, везде можно без труда обнаружить ясные и порою очень глубокие следы воздействия на нее органического вещества.

## 5. Об общих принципах геохимии ссадочных пород

Наряду с выяснением основных геохимических закономерностей образования осадков в гумидных зонах и их диагенеза, материалы, изложенные в этой работе, позволяют поставить и обсудить некоторые общие принципы геохимии осадочных пород и их отличие от принципов геохимии пород магматических.

Основной теоретической установкой современной геохимии является истолкование поведения элементов в земной коре, исходя из их химических свойств, радиусов ионов, изоморфизма и прочих явлений, определяемых электронными оболочками ядра. Эта принципиальная установка была названа недавно А. Г. Бетехтиным основным законом геохимии.

Результатом применения ее к осадочным породам на заре развития геохимии, в 20-х и 30-х годах текущего века, явились схемы последовательного осаждения веществ и их химической дифференциации, предложенные В. М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1931), А. Е. Ферсманом (1934) и Л: В. Пустоваловым (1940). В этих схемах распределение элементов и их соединений в осадочных породах истолковывалось, исходя именно из физико-химических свойств самих веществ. При этом центр тяжести во всем геохимическом процессе полагался в стадии седиментогенеза; влияние всех прочих стадий на геохимию пород практически игнорировалось, как бы выносилось за скобки.

Факты, обнаруженные при изучении отложений верхнепалеозойских гумидных зон СССР, заставляют изменить такую установку, ибо их невозможно рационально истолковать, оставаясь на позициях чисто физико→химической концепции.

Действительно, в пестром типе кривые содержаний элементов в ряду пород: песчаники — алевролиты — аргиллиты хотя и неодинаковы для каждого элемента, но не остаются для них постоянными, а в разных толщах существенно различны. Истолковать эти кривые, исходя только из физико-химических свойств элементов, как каждому ясно, невозможно.

В упорядоченном типе мы наблюдаем уже иное: хотя изученные нами элементы достаточно различны по своим свойствам, кривые их содержаний в ряду: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки отличаются однообразием; у всех элементов содержания растут по мере измельчения размеров кластических зерен и затем убывают по мере разбавления терригенного материала карболатным. Истолковать это однообразие поведения разнообразных элементов с чисто физико-химической точки зрения также невозможно.

Упорядоченный тип распределения в разных осадочных толщах проявляется заметно по-разному, почему и выделено четыре его модификации: упорядоченный сглаженный, упорядоченный контрастный, упорядоченный с резким пелагическим сдвигом элементов и упорядоченный со слабым пелагическим сдвигом. Характерно при этом, что каждая модификация типа проявляется в распределении не отдельных элементов, а всех их (или подавляющего большинства), конечно, с варьирующей силой для каждого элемента. Объяснить наличие этих модификаций на базе чисто физико-химического подхода нельзя.

В то же время все указанные основные черты распределения элементов без труда истолковываются, если учитывать физико-географические условия формирования каждой толщи. Больше того, полученные при

этом для каждой толщи частные генетические схемы складываются в целом в достаточно стройную и лишенную противоречий общую картину геохимии гумидной зоны в разных ее локальных ландшафтных изменениях. Эта картина, конечно, не исчерпывающая, но она легко поддается дальнейшим расширениям и изменениям, без изменения принципов, лежащих в ее основе, и даже, наоборот, используя эти принципы. Вот почему чисто физико-химический подход к интерпретации фактического материала пришлось дополнить еще и фациальным, учетом физико-географических условий отложений осадков, и именно в последнем искать и находить объяснение многих особенностей распределения элементов.

Сочетание чисто физико-химического и фациального подхода к изучению распределения элементов в осадочных породах и составляет сущность фациально-геохимического направления.

Что же конкретно определило недостаточность прежнего чисто физикохимического подхода к истолкованию фактически установленного распределения элементов в осадочных толщах гумидных зон? Наличие трех существенных методических просчетов.

Одним из них является не доучет сложности форм миэлементов в условиях поверхности Земли и особенно недоучет переноса тов механическим путем, в составе механических взвесей. Сейчас стало совершенно ясным, что на земной поверхности подавляющее большинство элементов мигрирует в речных водах не только в виде истинных или коллоидных растворов, но и в составе механических взвесей, причем именно эта форма переноса, как правило, является весьма существенной или даже главной. Выяснилось также, что в разных физико-географических обстановках конкретные формы переноса, т. е. соотношения между истинными и коллоидными растворами и взвесями, могут резко меняться, так же как изменяется и размещение элемента между разными гранулометрическими фракциями взвесей. Особенно большое влияние на эти изменения оказывает интенсификация химического выветривания материнских пород, повышающая роль истинных и коллоидных растворов в миграциях элементов и позволяющая гумусовым веществам речной воды эффективно проявлять свое стабилизирующее влияние на эти растворы. И менно изменения конкретформ переноса элементов речными токами, как оказалось, и определяют в первую очередь конкретные черты их распределения конечных водоемах стока разных ландшафтов. Учет их дает ключ к разъяснению эмпирически устанавливаемых разных типов распределения элементов и их модификаций в разных осадочных толщах гумидных зон.

Вторым крупным методическим просчетом чисто физико-химического подхода является игнорирование влияния сортирующей деятельности воды в конечном водоеме стока на характер распределения элементов в его осадках. А между тем влияние это весьма велико. Нужно иметь в виду, что оно отнюдь не ограничивается только механически вносимыми в бассейны частицами (взвесями), как это можно было бы думать по первому впечатлению. Когда из раствора любого соединения выделяется твердая фаза в виде ничтожных размеров кристалла или гелевого сгустка, она вовсе не сразу фиксируется на дне. Напротив, она становится практически в те же условия, что и гидродинамически ей эквивалентные частицы механических взвесей, вместе с ними переносится и вместе осаждается. Тем самым ход химического осаждения элементов усложняется и

в него в качестве обязательного звена включается сортирующая деятельность воды. Но сущность этой деятельности состоит в максимальном разделении частиц осадка по крупности зерна, в оставлении в прибрежной зоне сильных волнений лишь наиболее крупнозернистых осадков и в удалении в центральные области наиболее тонкозернистых частиц. А так как подавляющее большинство элементов концентрируется как раз в наиболее тонкозернистой части взвесей, да и все химически осажденные из растворов твердые фазы дают частицы ничтожных размеров, то естественно, что под влиянием сортировки наибольшие содержания всех (или подавляющего большинства) элементов оказываются смещенными из прибрежных грубозернистых осадков в более пелагические глинистые. Так, воздействие сортировки создает упорядоченный тип распределения элементов в различных его модификациях. С

Третья методическая ошибка чисто физико-химического подхода заключается в резкой переоценке роли седиментогенеза и в игнорировании диагенеза и его значения в создании аутигенных минералов осадочных пород и вторичного перераспределения веществ в осадках. То, что возникало в диагенезе, в прежних схемах почти целиком относилось к стадии седиментации, а геохимия диагенеза практически отсутствовала. Изучение современных осадков — особенно иловых вод — раз навсегда покончило с прежними примитивными схемами и представлениями и открыло необходимость и возможность изучения геохимии диагенеза.

При наличии указанных крупных методических дефектов неудивительно, что, стоя на базе чисто физико-химической, не удавалось рационально истолковать большой и чисто фактический материал по распределению элементов в осадочных толщах гумидных зон. Объяснение стало возможным лишь после замены чисто физико-химического подхода фациально-геохимическим, опирающимся, кроме данных о свойствах элементов, еще на анализ физико-географических условий отложения толщ, на возможные формы миграций элементов в этих условиях, учитывающий значение сортировки материала в конечных водоемах стока, а также роль диагенеза в формировании общего минералого-петрографического облика осадочных толщ и распределения в них компонентов.

Фациально-геохимический подход в данном случае был разработан на отложениях гумидных зон. Едва ли, однако, можно сомневаться в том, что он применим и к изучению геохимии всех других типов литогенеза. Можно утверждать поэтому, что фациально-геохими и ческие принципы вообще должны быть положены в основу геохимии осадочных пород. Эти принципы составляют специфику этой ветви общей геохимии, отличающую ее от геохимии пород магматических и связанных с ними рудных (гидротермальных, пневматолических и др.) тел.

# 6. Дальнейшие задачи изучения геохимии гумидных отложений

В заключение несколько слов о ближайших задачах фациально-гео-химического изучения отложений гумидных зон.

Хотя в настоящей монографии мы базировались на данных по целому ряду стратиграфических горизонтов и разным типам фациальных обстановок, все же, конечно, мы далеки от их исчерпания в пределах гумидной седиментационной зоны. Естественно поэтому, что в первую очередь должны быть поставлены аналогичные работы на отложениях других вариантов фациальных обстановок с тем, чтобы таким путем подойти постепенно к их исчерпанию. Новые данные позволят проверить и уточнить те представления о закономерностях распределения и миграции элементов, какие были получены пока на ограниченном материале.

Но одним повторением работ на новых объектах ограничиваться, конечно, нельзя. Нужно ставить также исследования с новыми задачами и новой методикой. Среди них сами собою напрашиваются по крайней мере два направления исследований.

Во-первых, должно производиться изучение распределения элементов не только на фациальном профиле через бассейн: песчаники — алевролиты — аргиллиты (глины) — мергели — известняки, но и на площади водоема путем составления карт распределения элементов. Такого типа карт для современных водоемов уже много; они дают гораздо более углубленное представление о механизме распределения элементов в бассейнах, чем профили. Необходимо начать строить их и для древних водоемов. Первые опыты в этом направлении сделаны А. Б. Роновым для Са и Мд; их следует расширить путем вовлечения в работу все новых элементов. Некоторые методические замечания на этот счет были сделаны выше.

Во-вторых, надо по-настоящему приступить к изучению геохимии рудных накоплений гумидной зоны: Fe, Mn, P, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> руд, битуминозных и кремнистых пород. Существующие в литературе данные по содержанию в них малых элементов имеют случайный характер и крайне отрывочны. Нужно провести в этом направлении систематическую работу. При интерпретации аналитических материалов следует широко использовать как методику составления геохимических профилей через рудное тело, так и методику построения геохимических карт, которая сейчас едва-едва входит в практику изучения рудных тел. Само собою разумеется, что геохимию рудных месторождений гумидной зоны нужно вести в теснейшей связи с вмещающими руды породами и на фоне их геохимии.

Лишь после проведения этих работ геохимия отложений гумидных зон предстанет как законченная глава общей геохимии осадочных пород. Реализация намеченной программы является задачей наших дальнейших геохимических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

Авдусин П. П., Цветкова М. А., Кондратьева М. Г. Литология и фации палеозэйских отложений Саратовского и Куйбышевского Поволжья. М., Изд. Акад. наук СССР, 1955.

Баранов В. И., Ронов А. Б. и Кунашова К. Г. К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах Русской платформы. Гео-

химия, 1956, № 3.

Бирина Л. М. Строение и генезис угленосной толщи и ее фундамента в Подмосковном бассейне. М., Госгеолиздат, 1941.

Ботвинки на Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 1.

Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып.

139, угольн. сер. (№ 4). Ботвинки на Л. Н. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1954, № 3. Ботвинки на Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленос-

- ных толщ. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1956, № 2. В и ноградов А. П. и Ронов А. Б. Эволюция химического состава карбонатных пород. В кн.: Совещание по осадочным породам. Доклады, вып. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Виноградов А. П. и Ронов А. Б. 1. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, 1956, № 6.
- Виноградов А. П. и Ропов А. Б. 2. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, 1956, № 2.
- Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд. Акад. наук СССР, 1956.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. 2-е испр. и дополн. изд. М., Углехимиздат, 1948.
- Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации. Изв. Акад. наук
- СССР, сер. геол., 1955, № 5. Зайцев Н. С. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Зайцев Н. С. Тектопика Тувинского прогиба. Предварительный отчет по теме «Тектопика Саяно-Тувинской области». Фонды Инст. геол. наук Акад. наук СССР. 1954. Рукопись.
- Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. Геологическое строение района Тесбулан в Бедпак-дала. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 102. геол. сер. (№ 33). Зарицкий П. В. 1. Конкреционные образования продуктивных отложений
- западной части Донецкого бассейна. Доклады Акад. наук СССР, 1956, 108, № 2. Зарицкий П. В. 2. О содержании фосфора в карбонатных конкрециях угленос-
- ных отложений Донецкого бассейна. Доклады Акад. наук СССР, 1956, 106, № 6. 3 арицкий П. В. 3. Химико-минералогическая характеристика карбонатных
- конкреций отложений различных фаций среднего карбона западной части Донец-
- кого бассейна. Учен. зап. Харьков. гос. унив., т. 73. Зап. Геол. фак., 1956, 13. 3 ильберминц В. А. и Безруков Н. Л. О распространении ванадия в угленосных отложениях Южного Урала. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1936,
- Зильберминц В. А., Русанов А. К. и Кострикин В. М. К вопросу о распространении германия в ископаемых углях. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной деятельности, т. І. М., Изд. Акад. наук CCCP, 1936.

- Ильина Н. С. К вопросу о возрасте терригенных отложений яснополянского подъяруса центральных областей Русской платформы. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 101, вып. 6.
- И шина Т. А. Условия накопления осадков пижней половины Карагандинского бассейна. Тр. Лаборат. геол. угля, 1955, вып. 3. Колгина Л. П. Литология содержащих нефть отложений в нижнем отделе каменноугольной системы Нижнего Поволжья. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Колотухина З. Е. Карбонатные породы кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 4.
- Колотухина 3. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Кара-тау (Южный Казахстан). Тр. Геол. инст. Акад.
- наук СССР, 1956, вып. 4. Комар В. А. и Чумаков Н. М. Средне- и верхнепалеозойские отложения западной части Вилюйской впадины. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1957, № 4.
- Коперина В. В. Литология и генезис угленосных отложений Каргайлинского месторождения Кузбасса. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Коперина В. В. Состав и условия образования надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. геол. угля, 1956, вып. 4.
- Крашенинников Г. Ф. и др. Вещественный состав и условия отложения балахонской свиты Кузнецкого бассейна. 1955. Рукопись. Фонды МГУ.
- Криштофович А. Н. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1937, № 3.
- Левенко А. И. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве. Доклады Акад. наук СССР, 1954, 98, № 5. Логвиненко Н. В. О фациях угленосной толщи Донецкого бассейна. Научи. тр. Харьков. горн. инст., 1952, 1.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донец-
- кого карбона. Харьков, Изд. Харьков. унив., 1953. Логвиненко Н. В. История осадконакопления в Донецкой геосинилиналы.
- Зап. Геол. фак. Харьков. унив., 1956, вып. 13. Логвиненко Н. В. и Карпова Г. В. Материалы по минералого-петрографической характеристике фаций угленосной толщи Допецкого бассейна. Зап-Геол. фак. Харьков. унив., 1955, вып. 11.
- Ломоть К. И. Условия образования пород девона и подстилающих их отложений Волго-Уральской области. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-развед. инст., вып. 82.
- Л., Гостоптехиздат, 1955. Македонов А. В. Конкреции в воркутинской свите. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. М., 1954.
- Максимов С. В. Фациально-экологическая характеристика продуктивной толщи Сызранского района. Тр. Инст. нефти, 1955, 5.
- Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф. и Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии. Изв. Казан. фил. Акад. наук СССР, 1950, № 1.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 2. Л.— М., Изд. Акад. наук СССР, 1936. Перепечина Е. А. Литологическая характеристика верхов балахонской свиты юга Кузнецкого бассейна. В кн.: Памяти академика П. И. Степанова. М., Изд.
- Акад. наук СССР, 1952. Петренко А. А. Геотектонические и палеогеографические условия формирования угленосных отложений Центрального Казахстана. Тр. Лабор. геол. угля,
- Петренко А. А. и Ритенберг М. И. Условия образования и возраст угленосных отложений карагандинской свиты Карагандинского бассейна. В кн.: Памяти академика П. И. Степанова. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950,
- вып. 111, геол. сер. (№ 39). Пистрак Р. М. идр. К стратиграфии и литологии нижнего карбона Белоруссии.
- Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1956, № 4. Попов В. И. и Лучицкий И. В. К вопросу о генезисе угленосной толим нижнего карбона южного крыла Подмосковного бассейна. Пробл. сов. геол., 1938, **№** 2.
- Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. Тр. Инст. геол. наук Акад.
- наук Киргизск. ССР, 1955, вып. 6. Процветалова Т. Н. Условия образования острогской свиты Кузнецкого бассейна. Доклады Акад. наук СССР, 1957, 113, № 6.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. І. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Ратеев М. А. Распределение глинистых минералов в верхнеживетских и нижне-

щигровских отложениях Русской платформы. В кн.: Вопросы минералогии оса-дочных образований, кн. 3—4. Львов, 1956.

Ренгартей Н. В. Литология, фации и минеральный состав верхней половины карагандинской свиты. Тр. Лабор. геол. угля, 1954, вып. 2.

Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). Тр. Геол. инст. Акад.

наук СССР, 1956, вып. 4. Ронов А. Б., Малога Д. И. и Макарова А. И. Распределение малых количеств никеля, кобальта и меди в глинах Русской платформы. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 105, № 1.

Рубенчик И. Сульфат-редуцирующие бактерии. М. — Л., Изд. Акад. наук СССР, 1949.

Самойлова Р. Б., Смирнова Р. Ф. и Фомина Е. В. Новые данные по стратиграфии тульского горизонта нижнего карбона Подмосковной котловины. Доклады Акад. наук СССР, 1954, 96, № 2.

Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 93, геол. сер. (№ 28). Слатвинская Е. А. Фации и условия угленакопления ашлярикской свиты

Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. геол. угля, 1954, вып. 2.

Страхов Н. М. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии. Сов. геол., 1945, сб. 6.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования: Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5. Страхов Н. М. Отипах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).

Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1956, вып. 4. Страхов Н. М. О фациальных соотношениях рассеянных содержаний элементов и их рудных накоплений в отложениях гумидных зон. Зап. Всес. мин. общ., 1957, **85**, № 2.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд.

Акад. наук СССР, 1954. Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 1.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. и Глаголева М. А. Типы распределения элемситов в отложениях гумидных зон. Геохимия, 1956, № 6.

Страхов Н. М., Родионова К. Ф. и Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1955, вып. 155, теол. сер. (№ 66).

Теодорович Г. И. Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. І. М., Изд. Акад. наук

CCCP, 1954.

Тимофеева 3. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для фациального анализа угленосных толщ. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1956, № 10.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. И. Л., Химтеоретиздат, 1934. Ферсман А. Е. К минералогии каменпоугольных отложений окрестностей г. Боровичей. Избр. труды, т. І. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.

Х в о р о в а И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской

платформы. М., Изд. Акад. наук СССР, 1957. Шаломеева Л. В. Стратиграфическое положение, литология и фации сталиногорского горизонта нижнего карбона Куйбышевского Поволжья и его значение в оценке перспектив нефтеносности. Диссертация. Свердловск, 1954.

III в е цов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. М. — Л., Гостоптехиздат, 1954.

III ейнман Ю. М. Верхнепалеозойские и мезозойские климатические зоны Восточной Азии. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, вып. 6. Ю ровский А. З. Сера каменных углей. М.— Л., Углетехиздат, 1948.

Яворский В. И. и Ли П. Ф. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Goldschmidt V. M. Der Kreislauf der Metalle in der Natur. Metallwirtschaft, 1931, 10, H. 6.

### ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие
Глава I. Задачи исследования. Климатическая зональность верхнего па- леозоя на северо-западе Евразии. Материал и методика работы
пород
северо-западе Евразии
Глава II. Основные черты геохимии верхнепалеозойской угленосной толщи Карагандинского бассейна
1. Породы угленосной толщи Карагандинского бассейна и условия их отложения
2. Распределение валовых содержаний элементов в отложениях разных фациальных комплексов
3. Распределение органического углерода в карагандинской угленоспой толще
4. Формы железа в породах угленосной карагандинской толщи
6. Характерные черты геохимии седиментогенеза и диагенеза карагандин- ской угленосной толщи
Глава III. Основные черты геохимии угленосной толщи Кузнецкого бас- сейна
1. Породы угленосной толши Кузбасса и условия их образования 65
2. Распределение элементов в породах угленосной толщи Кузбасса 72
3. Органическое вещество в породах Кузбасса
4. Формы железа в породах Кузбасса
6. О подвижности элементов в диагенезе осадков угленосной толщи 91
7. Основные геохимические особенности угленосной толщи Кузбасса 92
Глава IV. Геохимические черты угленосной толщи $C_2^6$ Донецкого бассейна 94
1. Породы угленосной толщи Донбасса и условия их образования 94
2. Распределение элементов в породах ${f C_2^6}$ Донбасса
3. Органическое вещество в угленосной толще Донбасса
4. Формы железа в породах С $_2^6$
4. Формы железа в породах $C_2^6$
генезе
7. Общие геохимические особенности угленосной толщи $C_2^6$ Донбасса 132
Глава V. Геохимический облик нижпефранских отложений Второго Баку 133 1. Условия образования пижнефранских осадков на территории Второго
Баку
2. Распределение элементов в пижнефранских породах Второго Баку 139
3. Органическое вешество в нижисфранских породах Второго Баку
4. Формы железа в нижпефранских отложениях Второго Баку

6. Главпые геохимические особенности нижнефранских отложений Вто- рого Баку	153
Глава VI. Геохимические особенности нижневизейских отложений Русской платформы	155
1. Состав и условия образования пижневизейских отложений Русской плат-	155
формы 2. Распределение элементов в нижневизейских породах Русской платформы 3. Органическое вещество в нижневизейских отложениях Рус кой плат-	164
формы	170
4. Сормы железа в пижневизейских породах Русской платформы	172
5. Карбонаты в нижневизейских по одах Русской платформы 6. Особенности геохимического обли а нижневизейской терри еппой	177
толщи Русской платформы	180
Глава VII. Основные геохимические закономерности образования осадков и их диагенеза в гу идных зонах	183
1. Типы распределения элементов в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие	183
2. Формы железа в отложениях гумидных зон и факторы, их определяющие 3. Состав, распределение и генезис карбонатов, диффу. но-расселиных	190
в озерных и морских отлежениях гумидных зон	203
	210
5 Of of which required posterior required to the state of	215
5. Об общих принципах геохимии осадочных пород	
6. Дальнейшие зада и изучения геохимии гумидных отложений	217
Литература	219

Николай Михайлович Страхов, Эмма Соломоновна Залманзон, Мария Андреевна Глаголева

## Труды Геологического института, выпуск 23

Очерки геохимии верхнепалеовойских отложений гумидного типа

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства Г. И. Носов Технический редактор Ю. В. Рылина

РИСО АН СССР № 11-22В. Сдано в набор 26/II 1959 г. Подписано к печати 30/VI 1959 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>10</sub>. Печ. л.14.Усл. печ. 19,18+3 вклейки.Уч.-изд. л. 19,1. Тираж 2500 экз. Т-06964. Изд. № 3452. Тип. зак. № 1516

Цена 13 руб. 75 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10