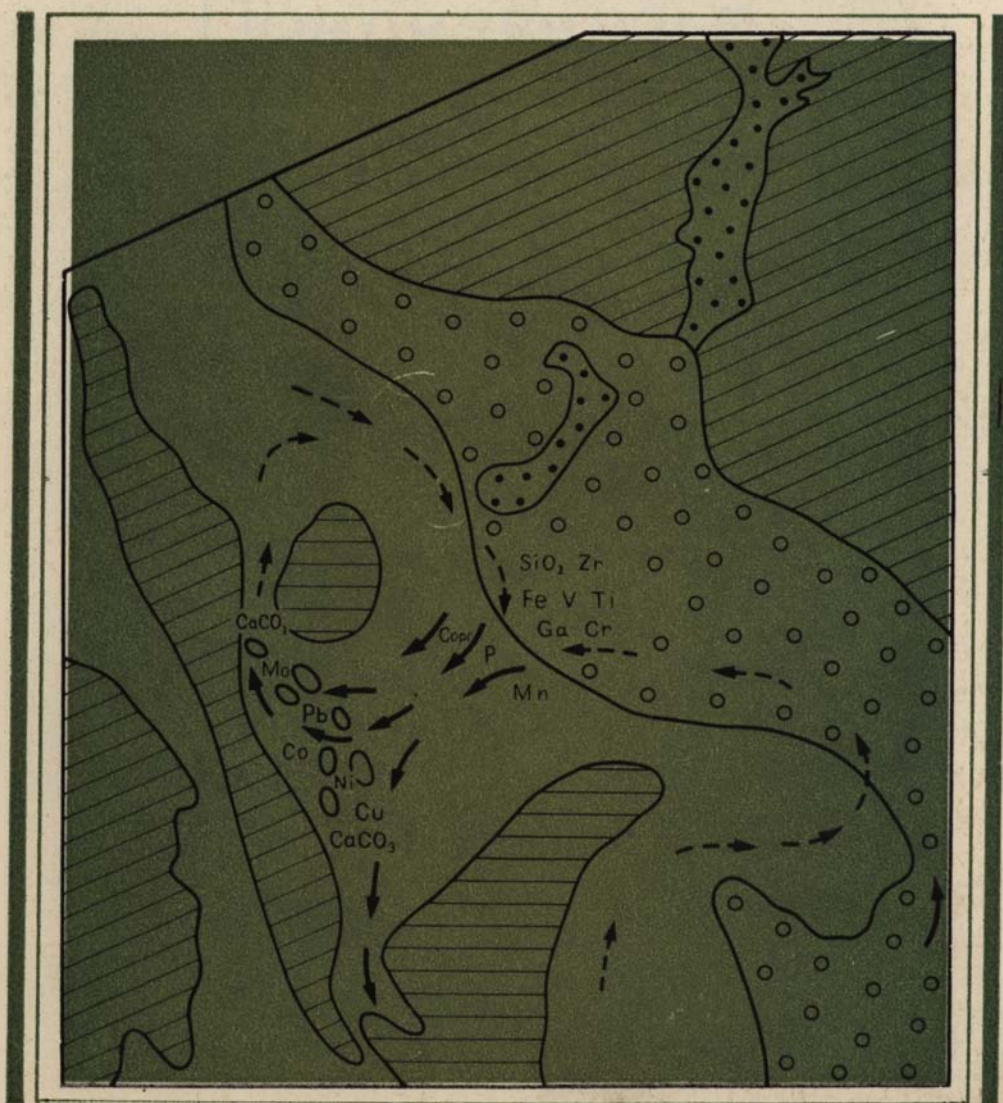


В. Н. ХОЛОДОВ, Р. И. НЕДУМОВ

Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Н. ХОЛОДОВ, Р. И. НЕДУМОВ

Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья

Труды, вып. 358



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1981

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

V.N. Kholodov, R.I. Nedumov

LITHOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF MIDDLE MIOCENE
EAST PRECAUCASUS

Transactions, vol. 358

Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. Холодов В.Н., Недумов Р.И. М.: Наука, 1981 г. (Труды ГИН; Вып. 358).

В работе рассматриваются условия образования чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья. Описывается литолого-фациальный профиль, включающий среднемиоценовые отложения междуречья Урух-Сулак, характеризуются важнейшие литофации с помощью метода абсолютных масс, показываются основные закономерности распределения 16 химических элементов на профиле и разбираются климатические, тектонические и геохимические условия седиментации в миоцене. Книга рассчитана на широкий круг геологов-нефтяников, литологов и геохимиков.

Табл. 53. Ил. 51. Фототабл. 8. Библиогр. 330 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

Н.А. Лисицына

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
V. A. Krasheninnikov, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev

Responsible editor

N. A. Lisitsyna

ВВЕДЕНИЕ

Работа, предлагаемая вниманию читателя, была выполнена в Лаборатории геохимии осадочных пород ГИН АН СССР, которая вплоть до 1975 г. возглавлялась академиком Н.М. Страховым. Первоначально она была задумана как непосредственное продолжение тех широких геохимических исследований современных осадков Черного и Каспийского морей, которые на протяжении почти полувека проводились Геологическим институтом, вначале по инициативе и под руководством академика А.Д. Архангельского [1927; Архангельский, Страхов, 1938], а позднее Н.М. Страхова [1947, 1950, 1958, 1971; Страхов и др., 1971]. Предполагалось, что в толще третичных и мезозойских отложений Крымо-Кавказского региона будут выделены отдельные стратиграфические уровни, литолого-геохимическое изучение которых позволит сравнить отложения, находящиеся на разных стадиях осадочно-породообразования. Переходя постепенно от изучения современных осадков Черного и Каспийского морей вглубь, вплоть до интенсивно метаморфизованных юрских отложений Кавказа, мы могли бы не только более глубоко познать существо диагенетических и катагенетических преобразований, но и научиться реконструировать первичные седиментационные обстановки, снимая более поздние, вторичные изменения.

Данная работа, таким образом, сравнительно небольшая часть задуманного, поскольку она посвящена только одному из таких литолого-геохимических полигонов — среднемиоценовым отложениям Восточного Предкавказья.

Чокракско-караганские отложения Предкавказья представляют большой интерес, поскольку именно с ними пространственно и генетически связаны самые разнообразные осадочные полезные ископаемые. Глинистые толщи этого возраста местами весьма существенно обогащаются рассеянным органическим веществом (ОВ), и это обстоятельство позволило многим исследователям [Архангельский, 1927; Вассович, 1959; Успенский, 1970] рассматривать их как типичную нефтематеринскую свиту. В соответствии с представлениями современной латерально-миграционной гипотезы о происхождении нефти катагенетические преобразования этих толщ на больших глубинах вызвали миграцию микро нефти в песчаные коллекторы и формирование крупных нефтяных месторождений, имеющих промышленное значение во многих районах Северного Кавказа.

Отдельные горизонты среднемиоценовых глин наряду с высокими содержаниями ОВ оказываются существенно обогащены рядом химических элементов, и в первую очередь халькофилов, таких, как Ni, Co, V, Mo, Pb, Fe и др.; в некоторых случаях резкое обогащение металлами и тонкослоистая текстура глин позволяют рассматривать их как эмбрионально-металлоносные "черные" сланцы, месторождения которых в древних отложениях имеют, как известно, большое промышленное значение [Холодов, 1968, 1973].

В пределах Ставропольского поднятия именно со среднемиоценовыми и сарматскими отложениями связаны хорошо изученные титано-цирконовые россыпи, а в Чечено-Грозненской впадине к ним приурочены гипсоносные и соленосные залежи, выделяемые иногда под наименованием "датыхская свита".

Наконец, нельзя не отметить, что в районе правобережья р. Терек в среднемиоценовых толщах было обнаружено и разведано Тарское угольное рудопроявление, а в некоторых разрезах Осетинской котловины многие исследователи констатировали присутствие оолитовых железных руд.

Следует также подчеркнуть, что изучение чокракско-караганских отложений Предкавказья представляет большой научный интерес в связи с тем, что предшественниками эти образования часто рассматривались как некие аналоги современных осадков Каспийского и Черного морей, прошедшие, однако, полный цикл последующих диагенетических изменений.

Все сказанное позволяет надеяться, что, изучив литолого-геохимические особенности чокракско-караганских отложений в пределах субширотного литологического

профиля, прослеженного от района р. Урух на западе и вплоть до р. Сулак на востоке, выделив и охарактеризовав в них более поздние диагенетические явления, мы сможем с большей или меньшей достоверностью восстановить седиментационную палеогеографическую обстановку их формирования.

Реконструкция седиментационных процессов, определивших возникновение среднемиоценовых толщ, в значительной степени отличалась тем, что наряду с историко-геологическим методом мы в данном случае могли также широко использовать сравнительно-литологический подход и проводить параллели между теми литолого-геохимическими закономерностями осадконакопления, которые были уже установлены при изучении современных осадков эпиконтинентальных водоемов, и теми, которые вырисовывались из осмысливания имеющегося фактического материала.

В заключение нашего краткого введения хотелось бы подчеркнуть, что в обработке фактического материала, помимо химической (рук. Э.С. Залманзон, Д.Я. Чопоров), спектральной (рук. И.Ю. Лубченков) и шлифовальной лабораторий ГИН АН СССР (рук. П.П. Шальнев), принимали участие сотрудники рентгеноструктурной лаборатории Почвенного института (рук. Б.П. Градусов, Н.А. Чижикова) и спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР (рук. В.Г. Хитров), которым мы приносим свою искреннюю благодарность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА

Главным полезным ископаемым Восточного Предкавказья является нефть, и поэтому нет ничего удивительного в том, что развитие научно-исследовательских работ в этом регионе оказалось в тесной связи с ростом и устремлениями нефтедобывающей промышленности.

Первые сведения о нефтепроявлениях в районах Северного Кавказа уходят в века, но официально они появились в связи с "физической" экспедицией академика И.А. Гильденштедта (1768–1775 гг.). В письменном рапорте, обсуждавшемся на заседании Академии наук, И.А. Гильденштедт сообщил о колодцах и нефтяных источниках, лежащих по рекам Терек и Сунжа [Голденберг, 1959].

В XIX в. нефтепроявления Сунженского передового хребта получили практическое применение. В 1823 г. созданная по императорскому указу крепость Грозная была населена казаками, которые, обнаружив старые заброшенные колодцы, заполненные нефтью, быстро расчистили их и приступили к кустарной добыче и распродаже нефтепродуктов. Позднее, в 1833 г., эксплуатацией нефтяных колодцев была отдана казне, а в самом пос. Грозном промышленник Мирзоев создал небольшой нефтеперегонный завод, работавший на базе казенных нефтеразработок.

В середине XIX в. нефтепроявления на Кубани и в районе Баку привлекли серьезное внимание нефтепромышленников, и здесь начинается бурение скважин, иногда довольно успешное. Вслед за другими районами "нефтяная горячка" охватывает и Терско-Сунженскую область. В 1893 г. бурение, осуществленное в окрестностях г. Грозного, привело к первому успеху — здесь в третичных толщах была открыта крупная залежь фонтанирующей нефти. Любопытно, что через 20 лет после этого открытия в этом же районе функционировало уже 314 нефтяных скважин, дававших в общей массе 98,4 млн. пудов нефти.

В 50-х годах XIX в. Академия наук командует в районы Крыма и Кавказа академика Г. Абиха. В начале 60-х годов он на пути в Дагестан проехал через Терскую область и осмотрел нефтеносные пласты Брагунского хребта и хорошо известные местному населению горячие минеральные источники.

В трудах Г. Абиха [Abich, 1862, 1899] были описаны нефтепроявления окрестностей Баку, высказано предположение о том, что большинство нефтяных месторождений представляет антиклинальные складки; им исследованы также грязевые вулканы Кабристана и отмечено удивительное сходство между их извержениями и обычной вулканической деятельностью. Г. Абих увидел отчетливую связь между фонтанированием нефтяных скважин и извержениями грязевых вулканов, что укрепило его в мысли о неорганическом происхождении нефти.

В Дагестане, а также в Терской области Г. Абих описал чокракские глины и песчаники, однако возраст их он определил неправильно, считая эти нефтеносные толщи палеогеном.

Работы Г. Абиха, лично знакомого с такими крупными западноевропейскими геологами, как А. Гумбольд, М. Неймайер, Э. Зюсс и В. Улиг, пользовались широкой известностью на западе, и именно в связи с этим нефтяные месторождения Северного Кавказа начинают часто упоминаться во многих обобщающих трудах.

Дальнейшее развитие исследования Г. Абиха получили в работах Кавказского горного управления, которое направило в нефтеносные районы Северного Кавказа А.М. Коншина и Н.Н. Барбот де Марни. А.М. Коншин [1892] изучил строение Грозненской нефтяной площади, исследовал минеральные воды восточного Кавказа и описал нефтяные месторождения Кубани и Таманского полуострова. Н.Н. Барбот де Марни [1894] обследовал месторождения различных полезных ископаемых в Северном Дагестане и в степной части Предкавказья. Оба исследователя вслед за Г. Абихом отложения, именуемые ныне чокракско-караганскими, относили к палеогену.

Особое место среди геологических исследований рубежа XIX–XX вв. занимают стратиграфические и общегеологические работы акад. Н.И. Андрусова. Продолжив

наблюдения Г. Абиха [Abich, 1865] на Керченском полуострове, Н.И. Андрусов [1884] установил, что черные глины с фауной *Meletta* здесь, по-видимому, принадлежат олигоцену, а так называемый чокракский известняк и его фациальная разновидность — черные глины со *Spiralis* — должны быть выделены в качестве самостоятельной толщи (он предположил их назвать чокракским ярусом среднего миоцена). Два года спустя Н.И. Андрусов [1886] на полуострове выделил "спаниодонтовые" слои, залегающие над чокраком и соответствующие современному карагану. Познакомившись позднее геологическим строением некоторых районов Предкавказья, Н.И. Андрусов [1896] предположил, что чокракские и спаниодонтовые отложения прослеживаются вдоль всего северного склона Кавказа от Керчи до Каспийского моря. Эти предположения блестяще подтвердились.

Начало XX в. — переломный момент в истории изучения северного склона Кавказа. В 1901 г. по настоянию нефтепромышленников и Кавказского горного управления здесь были начаты детальные геологические (съемочные и маршрутные) исследования, которые министр земледелия поручил Геологическому комитету. Под общим руководством Н.А. Соколова в пределах нефтеносных площадей Северного Кавказа начали работать Е.М. Юшкин, И.Н. Стрижев, К.А. Прокопов (Грозненский район и Передовые хребты), К.П. Калицкий (окрестности Махачкалы, Челекен, Грозненский район), Д.В. Голубятников, С.К. Квитко (Южный Дагестан), К.И. Богданович (Дербент — Куба — Шемаха).

Особенно крупное научное значение имели работы Геолкома в вопросах разработки детальной стратиграфии нефтеносных третичных отложений Северного Кавказа, в которых, помимо нефтяных залежей Старогрозненского участка, в 1913 г. бурением было открыто Новогрозненское месторождение (впоследствии названное Октябрьским). Следует также отметить первые крупные обобщения в области тектонического строения юго-восточного Кавказа, высказанные в работах К.И. Богдановича [1902, 1906].

Работы Геолкома завершают дореволюционный этап развития геологических исследований в Восточном Предкавказье.

После Великой Октябрьской революции в 20–30-х годах на территории исследуемого региона развернулись геологическая съемка и интенсивное поисковое бурение. Старые промышленные районы восстанавливаются и оживают. Открываются новые нефтеносные площади, содержащие залежи в третичных, главным образом чокракско-караганских отложениях. Так, в 1933 г. была обнаружена нефть в скважинах Малгобек-Вознесенского месторождения, а затем открыты и разведаны Гора-Горская, Али-Юртовская, Гудермесская и Адюртовская площади. Нефтедобывающая промышленность в этот период сосредоточивается главным образом в районе Передовых хребтов, хотя еще в 1930 г. была обнаружена также нефть в майкопских отложениях Бенойской тектонической структуры (Черные горы).

Все попытки отыскать нефть в мезозойских отложениях Восточного Предкавказья в это время закончились неудачей, и поэтому до Великой Отечественной войны главные перспективы этого региона связывались с третичными толщами.

Изучением геологического строения Восточного Предкавказья и проведением здесь геологической съемки в 20–30-е годы занимались сотрудники Геолкома, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ (Д.В. Голубятников, К.А. Прокопов, Н.С. Шатский, В.Е. Руженцев, В.А. Долицкий, В.В. Меннер, М.С. Швецов, Б.П. Жиженко), Нефтяного геологоразведочного института (И.О. Брод, Н.Ю. Успенская, Н.М. Маркин); большое практическое значение имели также работы сотрудников геологической службы треста Грознефть (М.Г. Танасевич, Н.Д. Елин, В.А. Тюлюпо и др.).

В это время детально исследуются антиклинальные поднятия восточной части Передовых хребтов и Черных гор, составляется разнообразные проекты их разведки, издаются разномасштабные геологические карты промышленных площадей. Характерно, что на базе детального литолого-стратиграфического изучения отдельных промышленных площадей ведется подготовка к созданию единой схемы сопоставления разрезов чокракско-караганских отложений во всем Восточном Предкавказье, обсуждаются общие тектонические концепции формирования нефтеносных структур, обосновываются теоретические представления о генезисе промышленных месторождений нефти и газа.

К началу Великой Отечественной войны количество опубликованных работ, в которых так или иначе рассматриваются третичные нефтеносные толщи, значительно превысило 100.

После окончания Великой Отечественной войны наступает третий этап развития нефтедобывающей промышленности в исследуемом регионе и на примыкающих к нему площадях. Крупнейшим событием послевоенного периода стало открытие нефтя-

ных месторождений в меловых отложениях Кубани и Южного Дагестана; это заставило обратить самое пристальное внимание на перспективность нижних структурных этажей и в пределах Передовых хребтов. В результате разведочного бурения в майкопских толщах Ставрополя сразу же после войны было открыто 14 крупных газовых залежей с общими запасами, заметно превышающими 350 млрд. т.

В 1956 г. на Сунженском хребте, в районе Карабулак-Ачалы пробуренная скважина открыла залежь нефти в известняках верхнего мела, а к концу 60-х годов промышленная газонефтеносность мезозойских отложений была доказана на 11 площадях Терского и Сунженского антиклинориев.

В связи с новой промышленной ситуацией в послевоенный период существенно трансформируется направленность научно-исследовательских и геолого-съемочных работ. Наряду с проблемами стратиграфии, литологии, геохимии и тектоники верхнего структурного этажа все большее внимание начинает уделяться геологии мезозойских и палеозойских отложений. Особенно большое значение приобретают магнитометрические, гравиметрические и сейсмические методы; геофизические данные широко используются для обоснования глубокого разведочного бурения. Изучение особенностей строения фундамента сочетается с литолого-фациальными и палеогеографическими исследованиями юрских и меловых отложений юго-восточного Кавказа.

В послевоенные годы особенно крупные исследования интересующих нас районов начал ВНИГРИ. В 1945 г. под руководством Б.А. Алферова была организована Грозненская экспедиция, которая при участии местных геологов составила сводки по всем нефтяным месторождениям Передовых хребтов и разведочным площадям Черных гор. В 1947 г. была создана Дагестанская экспедиция под руководством Н.Б. Вассоевича; в ее работе приняли участие В.А. Гроссгейм, С.Г. Неручев, З.А. Савченко, М.Х. Булач, Л.П. Гмид, Г.И. Бушинский, С.М. Катченков, Е.И. Флегонтова, Р.Г. Дмитриева, З.А. Иванова, Е.В. Ливеровская и др. Экспедиция исследовала около 20 разрезов чокракских и более 25 разрезов караганских нефтеносных отложений, разработала общую детальную стратиграфическую схему среднемиоценовых толщ, существенно продвинула вперед представления о литологии и палеогеографии продуктивных отложений, уделив особенно пристальное внимание изучению терригенно-минералогических провинций в среднем миоцене исследуемого региона, обобщила огромный, но до этого разрозненный материал, характеризующий условия формирования нефтематеринских свит. Таким образом, в 50-е годы под руководством и при участии Н.Б. Вассоевича был завершен целый этап в изучении чокракско-караганских терригенно-глинистых толщ Черных гор, Передовых хребтов и равнинного Предкавказья.

В это же время в южной части Предкавказья, в районах, примыкающих к западному берегу Каспийского моря, развернулись работы экспедиции ВНИИгаза под общим руководством И.О. Брода (И.А. Конюхов, М.М. Москвин, Г.П. Леонов, В.Б. Оленин, В.Т. Фролов, геологи Грозненского нефтяного института). Вначале они были нацелены главным образом на структурное картирование нефтеносных площадей побережья, но после того как в эти работы включились сотрудники Московского университета, они охватили также литологию и стратиграфию третичных отложений.

В 1952 г. с целью координации и объединения геологических работ, проводимых на Северном Кавказе различными учреждениями, была организована Комплексная нефтяная экспедиция АН СССР под руководством И.О. Брода. В ее исследованиях приняли участие Институт нефти, Лаборатория геологии угля, Дагестанский филиал АН СССР, ВНИИгаз, ВНИГРИ, Грозненский научно-исследовательский институт, геолого-разведочный факультет МГУ, Грозненский и Московский нефтяные институты, ВСЕГЕИ, а также сотрудники трестов Грознефть, Грознефтеразведка, Малгобекнефть, Дагнефть. В интересующих нас районах КЮГЭ проработала вплоть до 1955 г. В результате ее деятельности был обобщен огромный структурно-тектонический материал, составлена крупномасштабная геологическая карта и очерчены важнейшие перспективы нефтегазоносности. С этого времени внимание центральных научно-исследовательских нефтяных организаций переключается главным образом на мезозойско-палеозойские толщи нижнего структурного этажа, а дальнейшее изучение третичных отложений Восточного Предкавказья сводится к геологическому картированию и попутному уточнению литологии и стратиграфии.

В послевоенные же годы картированием западной части Черногорской моноклинали в районах, прилегающих к Осетинской впадине, занимались сотрудники трестов Грознефть и Грознефтеразведка В.Н. Голозубов, П.П. Забаринский, Н.М. Крысюк, В.А. Станулис и В.Д. Талалаев, центральной части Черных гор, при-

лежащей к Чеченской впадине, — В.М. Пац, А.С. Будовский, А.С. Гончаренко, М.П. Лысенков, В.В. Шелковский, А.Ф. Земченко, Б.К. Лотиев, Н.Ф. Фролов и особенно много Х.Т. Шаинян, восточной части Черногорской моноклинали — Б.А. Алферов, А.И. Николенко, Е.И. Коваленко, В.С. Нагалева, И.В. Венуковский, В.А. Станулис, а также сотрудники СКГУ Н.Ф. Брынза, И.С. Якубов, М.Т. Абрамов, В.А. Галин, Г.Г. Гассангусейнов и др.

Таким образом, все изложенное выше позволяет прийти к выводу, что история развития нефтедобывающей промышленности, отчетливо распадается на три важнейших периода — дореволюционный, послереволюционный и довоенный и послевоенный, довольно определенно отражается на интенсивности и направленности геолого-съемочных и общегеологических исследований, особенно в районах, непосредственно примыкающих к нефтяным месторождениям.

Ниже мы постараемся более подробно рассмотреть историю наиболее важных, с нашей точки зрения, идей в области стратиграфии, тектоники, литологии и палеогеографии.

СТРАТИГРАФИЯ

Как уже отмечалось выше, основы современной стратиграфии чокракско-караганских отложений Северного Кавказа были заложены в работах Н.И. Андрусова [1884, 1886, 1896]. В результате многолетних исследований на Керченском полуострове и прилегающих к нему площадях Н.И. Андрусов [1889] установил, что непосредственно под сарматскими глинами в изученных разрезах залегают (сверху вниз) три горизонта: со *Spaniodon*, чокракского известняка и глин с *Meletta*.

Позднее Н.И. Андрусов показал, во-первых, что вблизи от мыса Тархан в кровле темных глин, переполненных остатками сельдевых рыб рода *Meletta*, залегают мергели, содержащие *Pecten denudatus*. Они представляют образования более древние, чем чокрак, и могут служить своеобразным маркирующим горизонтом. Во-вторых, Н.И. Андрусов установил, что выделяется по крайней мере три фациальных типа отложений, соответствующих чокракскому известняку: сам чокракский известняк, песчаные пласты и глинистые отложения, которые латерально замещают друг друга, но принадлежат одному стратиграфическому горизонту. В-третьих, Н.И. Андрусов подчеркнул, что кровлей чокракских пластов повсеместно являются спаниодонтовые глины с остатками *Spaniodontella*, *Mohrensternia* и некоторых других форм, но без типичных для чокракских пластов кардид, пектинид, метилид, трохид, церитов и пр. Наконец, в-четвертых, Н.И. Андрусов отметил, что в верхней части спаниодонтового горизонта (современного караган) в разрезах Северного Крыма встречается комплекс фауны (*Venus konkensis*), близкий к фауне пластов Конкии Бугловки Галицийско-Подольского района, причем во всех известных случаях пласты *Venus konkensis* и фолладами перекрывают спаниодонтовые толщи. В этом нельзя не видеть попытку обоснования самостоятельности конкского горизонта.

В целом Н.И. Андрусов [1909] параллелизовал чокракские отложения со вторым средиземноморским ярусом Волини; Подолии и Венского бассейна, т.е. правильно отнес их к среднему миоцену, чем существенно изменил представление Г. Абиха и его последователей, причислявших чокрак к палеогену.

Разрезы среднемиоценовых отложений, описанные К.П. Калицким [1903] в окрестностях Темир-Хан-Шуры (Буйнакск), Д.В. Голубятниковым [1902] в районе Дербента, С.К. Квитка [1899] в Южном Дагестане, Г.П. Михайловским [1905] в Малой Чечне, по истолкованию самих авторов, не всегда подкрепляли стратиграфическую схему Н.И. Андрусова. Однако критический разбор этих исследований, выполненный Н.И. Андрусовым [1909], показал справедливость предложенного им подразделения и позволил последующим исследователям довольно уверенно выделять чокракские и спаниодонтовые слои. Этому в значительной степени способствовали исследования К.П. Калицкого [1903], который в районе Буйнакска в кровле мощной чокракской толщи обнаружил два маркирующих горизонта мергелей, которые он обозначил греческими буквами α и β . "Прослой β , стратиграфически верхний, — писал К.П. Калицкий [1903, с. 41], — мощность в 0,10 м крайне характерен. Это мергель, в свежем изломе светло-серый, после выветривания — желтый; переполнен обкатанными камушками, после выпадения которых становится ноздреватым, в нем попадаются *Spirialis*, *Trochus affinis* Eich. и другие *Gastropoda*. Залегают β в серых мергелистых глинах, которые в лежащем боку „п, ослоя“ β достигают 0,25 м..."

Второй маркирующий пласт мергеля (α) был описан в 3,5 м ниже первого, имел мощность 0,15 м и был буквально переполнен плохо сохранившимися остатками фауны.

Впоследствии оказалось, что нижний пласт мергеля (α) не имеет маркирующего значения и распространен сравнительно слабо; что же касается "конгломератовидного" мергеля (β), то он действительно развит на огромных площадях. В 1925 г. Н.А. Кудрявцев [1925] в Черных горах, Н.Б. Вассоевич [1959] в районе Махачкалы и Н.С. Шатский [1929] в районе р. Сулак отметили его присутствие в верхней части чокракских отложений, а впоследствии было доказано, что он устанавливается по всему Дагестану.

При этом Н.Б. Вассоевич [1959, с. 104], рассматривая генезис "конгломератика", ошибочно считал: "... правильнее всего называть его желвачковым, так как это не брекчия, не конгломерат, а пелитоморфная порода с мелкими конкреционными стяжениями-желвачками". Как будет показано ниже, этот маркирующий прослой представляет результат механического переотложения обломков водорослевых известняков, сцементированных диагенетическим карбонатным цементом; в основе формирования этого выдержанного прослоя лежит процесс разрушения и переотложения обломков строматолитовых построек.

Изучение верхней части чокракских отложений позволило Н.А. Кудрявцеву [1925] показать, что в 5 саженях над "конгломератовидным" мергелем β залегает маломощный и переполненный скорлупками *Spiralis* мергель, который он назвал α ; он также прослеживается почти повсеместно в пределах Дагестана и Чечено-Ингушетии и, по-видимому, может рассматриваться как условная граница между чокракскими и спаниодонтовыми слоями. Последние в 1917 г. Н.И. Андрусов [1917] предложил называть караганскими.

Нижняя граница чокракских отложений долгое время проводилась по появлению в разрезе майкопских черных глин с рыбными остатками, хотя в стратотипических разрезах Крыма между майкопом и чокраком были давно установлены слои мергеля с фауной *Pecten denudatum*.

Существование слоев мергеля с *Pecten denudatum* было впервые доказано Н.А. Кудрявцевым [1925] для района Грозненского месторождения; в том же году однообразные отложения были описаны Д.В. Голубятниковым [1925] на р. Уллучай. Вскоре оказалось, что тарханские слои развиты на огромных площадях Дагестана и могут служить надежным маркирующим горизонтом. Сходство найденной в них фауны с фауной соленосных толщ Велички и штира Австрии заставило Н.И. Андрусова первоначально отнести их к нижнему миоцену. Однако в дальнейшем выяснилось, что о. и скорее принадлежат к тортону, нежели к гелъветскому ярусу, что и было показано в работах Е.В. Ливеровской [1937] и Б.П. Жижченко [1940].

Менее ясен вопрос с верхней границей караганских отложений, которые во многих районах Восточного Предкавказья маркируются так называемым конкским горизонтом. Последний впервые был выделен Г.П. Михайловским [1905], который слои на реках Конке и Бугловке и у г. Новочеркаска объединил вместе, считая, что для них характерна форма *Venus konkensis* Soc. Впоследствии Н.И. Андрусов [1917] убедительно показал самостоятельность конкского горизонта и определил его пограничное положение между чокраком и сарматом. В той же работе Н.И. Андрусов доказывает, что фоладовые слои представляют фацию конкского горизонта. По данным М.С. Швецова [1928], В.П. Ренгартена [1933], А.Н. Розанова [1927] и Б.А. Алферова [1931], этот горизонт обнаружен в разрезах Черных гор, сложен преимущественно глинистыми отложениями с типичной фауной конки, однако нижняя его граница довольно расплывчата.

В целом очевидно, что еще до Великой Октябрьской революции в исследуемом регионе в общих чертах разработана стратиграфия нефтеносных отложений и однозначно доказан их среднемиоценовый возраст. Однако широкие поиски нефти и разведка нефтяных месторождений, начавшиеся сразу же после революции, поставили новые задачи в области стратиграфии: потребовалась еще более детальная схема стратиграфических сопоставлений. Ее необходимость неотвратимо вытекала из того факта, что промышленное и разведочное бурение осуществлялись в пределах различных и подчас весьма удаленных друг от друга площадей, а обилие литологически сходных песчаных коллекторов в толще продуктивных отложений сильно затрудняло сопоставление и тормозило отыскание нефтеносных интервалов.

Дальнейшее уточнение расчленения разрезов шло по двум главным направлениям. Одни геологи, работавшие преимущественно на нефтяных промыслах (А.П. Шаповалов, И.Я. Фурман, И.О. Брод и др.), пытались различить между собой пласты нефтеносных песчаников, вскрываемых скважинами; поэтому все песчаники, залегающие в чокракско-караганских толщах, были пронумерованы римскими цифрами сверху вниз. В результате в зависимости от расположения месторождения в продуктивных толщах было выделено от 16 до 23 песчаных пластов; разумеется, о

Таблица 1

Сопоставление различных стратиграфических схем среднего миоцена, по Н.Б. Вассоевичу [1959]

Международная шкала	По Н.Б. Вассоевичу [1959]			Караган — исходный разрез по р. Элистанжи. Нумерация — по Б.А. Алферову с уточнениями Н.Б. Вассоевича [1959]. Чокрак — маркирующие пачки и горизонты для всего региона	Караган — разрез Беноя по Б.А. Алферову с уточнениями Н.Б. Вассоевича [1959]. Чокрак — Б.А. Алферов [1931], Беной
	Ярус	Свита	Подсвита		
1	2	3	4	5	6
Тортонский ярус (2-й средиземноморский) среднего миоцена	Караган (Кр)	Верхний караган Кр ₂	Шауданская Кр ₂ ³	Мергель Q	
				Песчаник S ₁	S ₁
				Мергель a	
				Песчаники S ₂	S ₂
				Мергель e ₁ (e ₀)	
				Песчаники S ₃ (отсутствуют)	Отсутствует
			Белгатойская Кр ₂ ³	Мергель e ₂	
				Песчаники S ₃	Не пронумерованы
				Мергель ж ₁	
				Песчаники S ₄	S ₃ + S ₄ + S ₅
			Ачисуйская Кр ₂ ¹	Мергель ж ₂	
				Песчаники S ₅	Верхняя часть S ₆
		Песчаники S ₆		Средняя и нижняя части S ₆	
		Нижний караган Кр ₁	Ярыксайская Кр ₁ ⁴	Мергель f	
				Песчаники S ₇	S ₇
				Мергель π (отсутствует)	Отсутствует
				Песчаники S ₈ ⁴	S ₈ ⁴
				Мергели T (отсутствуют)	Отсутствует
				Песчаники S ₈ ⁴	S ₈ ⁴

фациальное выклинивание и непостоянство песчаных пластов в разрезе, обусловленное тектоникой, сделали плохо сопоставимой нумерацию коллекторов даже в близлежащих районах. Другие геологи, изучавшие обнажения, попытались использовать литологическую характеристику глинисто-алевролитовых пород, специфические особенности песчаников и маркирующие особенности прослоев мергелей для того, чтобы выделить характерные интервалы разрезов. В результате огромной коллек-

К.А. Прокопов [1932–1936]		Старогрозненское месторождение			Октябрьский район по А.А. Хуциеву	Изгербаш И.О. Брод [1937]	
		А.П. Шаповалов [1923]	И.Я. Фурман [1936]	Современное деление, принятое на промысле			
7		8	9	10	11	12	
m_e	I группа					Верхняя свита Krg ₃	
S_1		1в	1	1 водяной пласт			
m_d	II группа (вознесенская)						
S_2		2в	2	2 водяной пласт	S_1		
		3в	3	Отсутствует			
S_3	III группа (моздокская)	4в	4	3 водяной пласт	S_2		алевролит с крупными <i>Spanidontella</i>
S_4		I	I	I пласт (нефтяной)	S_3		
S_5	IV группа (ахвердовская)	II	II	Верхняя часть II пласта	S_4		
S_6			(III)	Средняя и нижняя часть II пласта	S_5		
S_7	V группа (гренадерская)	III	IVa	III пласт	} S_6		Средняя свита Krg ₂
S_8		IV	IV		Верхняя часть IV пласта		
					Плохо развит		
				Нижняя часть IV пласта	S_7		

тивной работы было разработано несколько частных литолого-стратиграфических схем.

В работах К.А. Прокопова [1924, 1928] были суммированы многолетние наблюдения автора в районе Передовых хребтов и в Черных горах. По ряду признаков он выделил семь разновозрастных свит в карагане и восемь в чокраке и всем им дал местные географические названия. Схема, предложенная К.А. Прокоповым, позднее

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	
Тортонский ярус (2-й средиземноморский) среднего миоцена	Караган Кр	Нижний караган Кр ₁	Верхнегумская Кр ₁ ³	Мергели <i>z</i>	То же	
				Песчаники S_9^0 или S_9^1	"	
				Мергели <i>g</i>	"	
				Песчаники $S_9^{2'}$		
			Нижнегумская Кр ₁ ²	Мергель <i>k</i>		
				Песчаники S_{10}	S_{10}	
				Мергель		
				Песчаники S_{11}^r	S_{11}^r	
				Мергель <i>l</i> ₁		
				Песчаники $S_{11}^{r'}$	$S_{11}^{r'}$	
				Мергель <i>m</i>		
				Песчаник S_{12} (отсутствует)	S_{12}^r $S_{12}^{r'}$	
			Алистанжинская Кр ₁ ¹	Мергель <i>n</i>		
	Песчаник S_{13}	S_{13}				
	Чокрак Ч	Верхний чокрак — Ч ₂ , Серноводская свита	Гяуртапинская Ч ₂ ⁴	Верхний спиралисовый мергель α , "Желвачковый" мергель β	I свита	Σ_1
				Пласт с богатой чокракской фауной		Σ_2
			Акташская Ч ₂ ³	Наиболее мощная и устойчивая пачка песчаников в верхах серноводской свиты — пачка Σ_3 , залегающая в основании акташской подовиты	II свита	Σ_3 δ Σ_4
			Шуриная Ч ₂ ²	Песчано-алевритовые пачки Σ_4 Σ_5 Σ_6		

7		8	9	10	11	12	
$m_k m_m m_c$	VI группа (алхазовская)	π		π		Средняя свита Krg ₂	
S_v		V	V	V пласт	S_n		
m_m							
		VI	VI	VI пласт	S_{10}		
m_n							
S_{10}	VII группа	VII	VII	VII пласт	S_{11}	Трещиноватый известняк	
m_p							
S_{11}	VIII группа (малго – бекская)	VIII	VIII	VIII	S_{12}		Нижняя свита Krg ₁
S_{12}				X			
m_q		IX	IX				
S_{13}							
Гяуртапинская свита	α Ха	X	III свита	X	XV	Spr ₃ Гяуртапинская свита	
		XI		XI			
	X XI XII	XII	XII верх	XVIa	а А		
Вашендарская свита		XIII		XII низ	XVI	B ₁	
				XIII	XVII	B ₂	

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	
Тортонский ярус (2-й средиземноморский) среднего миоцена	Чокрак Ч	Верхний чокрак Ч ₂ Серноводская свита	Шуринская Ч ₂ ²	Сравнительно мощная глинистая пачка. На западе местами осадки лагун	III свита	Σ ₅ Σ ₆
			Михайловская Ч ₂ ¹		IV свита	п
		Нижний чокрак Ч ₁ Махачкалинская свита	Верхняя Ч ₁ ³	Наиболее мощные и грубые кварцевые песчаники в низах свиты — пачка Σ ₇ . Появление заметного количества дистена или ставролита	V свита	Σ ₇
			Нижняя Ч ₁ ¹	Увеличение роли песчано-алевритовых пород	VII свита	Σ ₈ - Σ ₉
						VIII свита
	Тарханский горизонт		Интенсивные оползневые деформации в Дагестане и в восточной части Черных гор		Σ ₁₀	
		Слой с <i>Amissium denudatum</i> (Reuss.)				

была принята Б.А. Алферовым и А.А. Хуциевым при их исследованиях в Черных горах; эта схема была особенно удачно уточнена и детализирована Б.А. Алферовым [1931]. Стратотипом для него стал разрез чокрака и карагане, вскрытый по берегу р. Аксай и прорезающий Беноевскую антиклиналь. Песчаные пачки в карагане Б.А. Алферов, как и К.А. Прокопов, обозначил буквой S с соответствующими цифровыми индексами; в чокраке песчаные горизонты были индексированы буквой Σ. Маркирующие слои или группы слоев мергеля в караганских отложениях он обозначил латинскими строчными буквами, а в чокраке — греческими. Чокракские отложения были подразделены Б.А. Алферовым на восемь свит (I—VIII), в них выделены 10 песчаных горизонтов (Σ₁ — Σ₁₀) и ряд новых маркирующих пластов мергелей (σ, η, ν, μ и др.) В карагане он предложил различать 13 песчаных горизонтов (S₁ — S₁₃).

Стратиграфическая схема Б.А. Алферова была позднее А.А. Хуциевым [1938] приложена к Рошненскому району, а в дальнейшем получила распространение во всем Грозненском районе.

В 1952 г. удачную попытку синтезировать имеющиеся данные и создать общую и дробную стратиграфическую схему для районов Передовых хребтов, Черных гор и Южного Дагестана предпринял Н.Б. Вассоевич [1952, 1959]. Он сопоставил стратиграфические подразделения предшественников, учел индексацию, принятую на нефтяных промыслах, и в результате получил наиболее современную и совершенную литолого-стратиграфическую систему, которая и используется нами в настоящей работе (табл. 1). По Н.Б. Вассоевичу [1959], чокракская толща распадается на две свиты и семь подсвит. Деление на нижний чокрак (Ч₁), или махачкалинскую свиту, и верхний чокрак (Ч₂), или серноводскую свиту, выдерживается на значительной площади. Характерно, что нижний чокрак фациально значительно более изменчив, чем верхний. Кроме того, исследование тяжелых фракций терригенных пород показало, что на рубеже между отложением пород махачкалинской и серноводской свит произошли, по-видимому, весьма существенные изменения в области сноса.

Дальнейшее деление чокракских отложений на подсвиты, основанное главным сб-

7	8	9		10	11	12	
Слепцовская свита	XIII XIV	XIV	V свита	XIII XIV XV XIV a	XVIII XIX XX XXI	б	
Датыхская свита	XV	XV					
Михайловская свита	XVI	XVI	VI свита	XVI	XXII	В	
Аксайская свита VI	XVII (?)						в
Беновская свита	XVIII (?)						г
Сулакская свита							г

разом на минералого-петрографических, палеонтологических и литологических признаках, имеет уже менее региональное значение.

Нижняя часть махачкалинской свиты — подсвита $Ч_1^1$ — в большинстве районов представлена черными глинами с характерными шаровыми карбонатными конкрециями, содержащими многочисленные раковины птеропод рода *Spiralis*: кроме них, в нижней части толщи встречаются остатки *Syndesmya (Alba) alba* Woods, *Leda (Nuculana) fragilis* Chern., *Ervilia* sp., фораминиферы, остракоды и рыбные остатки. Мощность 100–120 м.

Средняя часть той же свиты — подсвита $Ч_1^2$ — отличается повышенным количеством песчаников, которые образуют в ней два-три мощных пласта (Σ_8 , Σ_9 , Σ_{10}) от 30 до 150 м.

Верхняя часть махачкалинской свиты — подсвита $Ч_1^3$ — характеризуется чередованием бурых и черных глин, пластов алевролитов и редких песчаников. Широко развиты сингенетические подводно-оползневые деформации в алевролитах. Мощность 150–230 м.

Серноводская свита распадается на четыре довольно выдержанные подсвиты, имеющие весьма характерный литолого-петрографический облик.

Михайловская подсвита — $Ч_2^1$ — чаще всего представлена грубыми крупнозернистыми, иногда косослоистыми песчаниками с подчиненными прослоями бурых глин; она полностью включает горизонт Σ_7 . Мощность колеблется от 40 до 85 м.

Шуринская подсвита — $Ч_2^2$ — заключена между двумя довольно устойчивыми пачками песчаников Σ_7 и Σ_3 . Примерно в средней части подсвиты расположена пачка песчаников Σ_6 , а в верхней половине еще две пачки — Σ_5 и Σ_4 ; все они чередуются с прослоями бурых и черных глин. В некоторых разрезах в подсвите получают распространение пестроцветные породы, содержащие прослойки гипса и солей. Мощность 120–220 м.

Акташская подсвита — $Ч_2^3$ — включает наиболее устойчивую пачку песчаников Σ_3 и перекрывающие ее глинисто-алевритовые отложения. Мощность 20–80 м.

Гяуртапинская подсвета — $Ч_2^4$ — уверенно выделяется на значительных площадях. В основании ее залегает маломощный пласт мергеля γ , переполненный разнообразной чокракской фауной, среди которой встречены *Cerithium reticulatum* da Costa var. *konkensis* Soc., *Trochus affinis* Eichw. и др. В нескольких метрах выше над этим пластом залегает второй маркирующий пласт — конгломератовый мергель β , а в кровле свиты — третий маркирующий пласт — мергель α , переполненный раковинами *Spirialis*. Глины и песчаники, слагающие эту толщу, имеют мощность от 15 до 50 м.

Караганские отложения, как выяснилось при более детальном рассмотрении, содержат ряд маркирующих прослоев мергелей и состоят из семи подсвет, прослеженных на больших площадях.

Нижний караган — $Кр_1$ — сложен четырьмя подсветами, представленными чередованием песчаников и глин.

Алистанжинская подсвета — $Кр_1^1$ — представлена толщей алевролитовых глин, содержащих один горизонт песчаников $S_{1,3}$; кровля этой толщи совпадает с маломощным трещиноватым мергелем n , особенно хорошо развитым в восточных районах Дагестана. Мощность 20—40 м.

Нижнегумская подсвета — $Кр_1^2$ — сложена песчано-глинистыми породами, содержащими три маркирующих пласта мергеля (m , l и k). Иногда песчано-глинистые толщи фациально замещены пачками кварцевых песчаников S_{10} , S_{11} и S_{12} . Характерны многочисленные проявления подводных оползней. Мощность 35—60 м.

Верхнегумская подсвета — $Кр_1^3$ — отличается преобладанием бурых глин и распространением сдвоенных и утроенных пластов мергелей i и j . В этой подсвете чаще всего обнаруживается только один пласт песчаника S_9 . Мощность 35—60 м.

Ярыксуйская подсвета — $Кр_1^4$ — характеризуется очень большой фациальной изменчивостью по простираанию. Обычно она представлена чередованием нескольких пачек глин и песчано-алевролитовых пород; последние обозначаются индексами S_7 и S_8 . В отложениях этой подсветы залегают два маркирующих пласта мергелей — сдвоенный пласт мергеля T и брекчиевидный мергель π . Мощность 70—120 м.

Верхний караган — $Кр_2$ — обычно распадается на три подсветы.

Ачисуйская подсвета — $Кр_2^1$ — представлена песчано-алевролитовыми породами, которые группируются в две пачки S_6 и S_5 , разделенные между собой прослоями глин. Обычно в ней преобладают песчаники и "серебристо-белые" пески, имеющие большую мощность. Общая мощность 35—70 м.

Белгатойская подсвета — $Кр_2^2$ — слагается чередованием черных и бурых глин с карбонатными конкрециями и пачек кварцевых песчаников S_3 и S_4 . В ней встречены два маркирующих прослоя мергелей ($ж$ и l). Мощность 15—40 м.

Шауданская подсвета — $Кр_2^3$ — венчает разрез и выделяется в нем благодаря преобладанию зеленовато-серых известковых глин и мергелей. В подсвете обычно встречаются три маломощные пачки песчаников: S_1 , S_2 и S_3 . В верхней ее части залегает характерный бугорчатый мергель с многочисленными обломками раковин *Spaniodontella pulchella* Baily плохой сохранности. Мощность 50—55 м.

Стратиграфическая схема, разработанная Н.Б. Вассоевичем [1959] в 50-х годах, в основных чертах сохранилась вплоть до настоящего времени и бесспорно может служить основой для расчленения среднемиоценовых толщ Дагестана, Чечено-Ингушетии и Осетии.

ТЕКТОНИКА

Проблемами геологического строения и развития Кавказской складчатой системы в целом занимались многие видные геологи. Среди них нельзя не отметить исследования В.П. Ренгартена, Л.А. Варданянца, В.В. Белоусова, М.М. Тетяева, В.Е. Хаина, Е.В. Милановского, Л.Н. Леонтьева и др.

Что же касается тектоники третичных отложений предгорий, то в этой области развитие геологической мысли довольно четко распадается на три периода.

Первые исследователи нефтяных месторождений Восточного Предкавказья показали, что нефть обычно залегает здесь в третичных антиклинальных складках, имеющих довольно простое строение. Так, например, К.А. Прокопов [1905], К.П. Калицкий [1906] и И.Н. Стрижев [1914] установили, что Старогрозненская площадь представляет антиклиналь с хорошо выраженными периклинальными окончаниями и наибольшей приподнятостью в районе Мамакаевской балки, где на дневную поверх-

ность выходят караганские песчаники и глины. Северо-восточное крыло ее имеет более крутое падение ($60-80^\circ$), чем юго-западное ($20-30^\circ$), и некоторые глинистые пласты по этому крылу, по-видимому, выжаты.

Новогрозненское месторождение К.А. Прокопов [1922] трактовал как короткую брахиантиклиналь северо-западного направления, несколько отклоняющуюся от оси Старогрозненской складки; ядро ее сложено сарматом, а на крыльях обнажаются меотис и ачкагыл.

По данным Д.В. Голубятникова [1933], третичные отложения Апшеронского полуострова собраны в ряд складок, имеющих северо-западное простирание с постоянными отклонениями к широтному и меридиональному, что обуславливает сложные изогнутости складок. Здесь хорошо различаются антиклинали и синклинали. Местами устанавливается асимметричность отдельных складок и четко проявленный диапиризм. Некоторые антиклинальные структуры в этом районе оказались осложненными грязевыми вулканами, сидящими на их оси (Бок-Бога, Кейрени, Лок-Батан) или крыльях (Гездекская).

Усиление поискового бурения в 20-х годах позволило показать, что диапиризм и грязевой вулканизм совсем не характерны для Передовых хребтов Восточного Предкавказья, в которых, однако, складки обычно сильно осложнены разрывными нарушениями [Прокопов, 1924; Тихонович, 1926; Тихонович, Федоров, 1927].

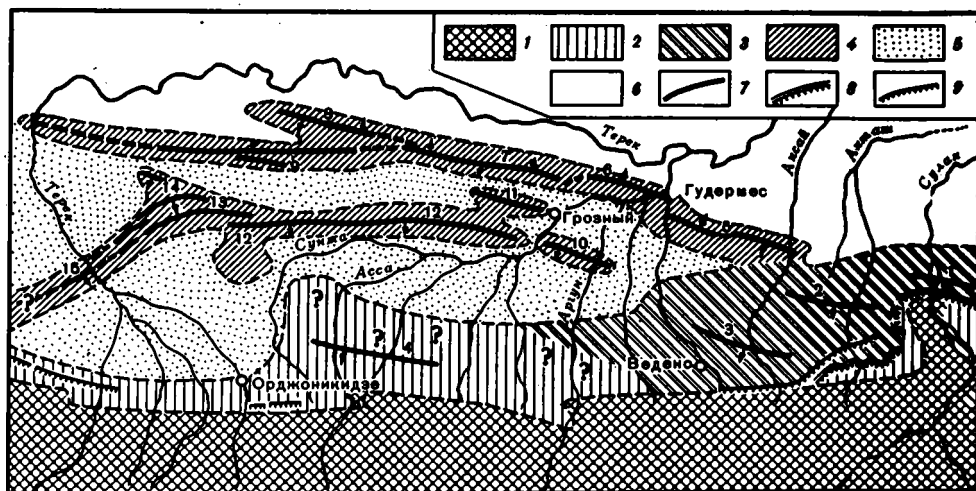
Второй этап развития тектонических представлений о формировании структуры Восточного Предкавказья связан с именами Н.С. Шатского и В.Е. Руженцева. Эти исследователи проводили крупномасштабную геологическую съемку в районах, расположенных южнее Передовых хребтов, в пределах третичной моноклинали Черных гор [Руженцев, 1932] и Сулакского выступа [Шатский, 1925, 1927, 1929]. Ими было установлено, что на контакте между меловыми карбонатными и майкопскими глинистыми отложениями широко проявились пологие надвиги, которые на больших расстояниях оказались приуроченными именно к контакту между этими двумя толщами разной компетентности. Характерно, что поднадвиговые части структур часто оказывались интенсивно брекчированы, разбиты на отдельные глыбы, клинья и сложно гофрированы.

Н.С. Шатский [1925] предположил, что образование надвигов произошло после того, как горная часть Кавказа оказалась в постмиоценовое время приподнята и с нее была срезана эрозией часть третичного чехла. Тогда "горообразовательные движения в конце миоцена и в плиоцене на северо-востоке Кавказа собрали в складки мезозойские породы. Комплекс же третичных пород при движении масс с севера из-за отсутствия упора (благодаря размыву третичной толщи) и присутствия особенно легко поддающегося разрыву горизонта скальвания был смещен к югу и надвигнут на мезозойский массив. Таким образом, мне кажется, — писал Н.С. Шатский, — что эрозию (размыв третичных пород на юге) следует рассматривать наряду с горизонтом скальвания, так же как одно из необходимых условий для образования этих дислокаций" [Шатский, 1964, с. 98].

В последующей работе Н.С. Шатский [1927] попытался связать широкое развитие постэризонных надвигов в пределах Сулакского района (Дагестанский клин) со строением третичных Передовых хребтов. Оказалось, что в Терской северной антиклинальной линии (фиг. 1) преобладает опрокидывание складок на север, а в южной Сунженской — на юг. Во многих структурах здесь, по Н.С. Шатскому, проявились дислокации типа надвигов, а узкие ядра антиклиналей позволяют думать, что складчатость затухает в майкопских отложениях и не захватывает меловых пород. "Все изложенное, — утверждал Н.С. Шатский, — не оставляет сомнений в том, что третичные отложения в Передовых хребтах нарушены дисгармоничными дислокациями". И далее: "... если такое предположение правильно, то сдвинутый покров Сулакского района является по происхождению своих дислокаций лишь частью сдвинутого покрова, захватившего значительные области третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа" [1964, с. 127].

Поскольку в региональных представлениях того времени Кавказский хребет рисовался в виде асимметричного одностороннего орогена с пологим северным и круто оборванным разломом южным крылом, логика подсказывала, что горизонтальные движения масс с севера были определяющей причиной третичного горообразования в этом регионе. Любопытно, что амплитуду перемещений по надвигам в пределах Дагестанского клина Н.С. Шатский [1925] оценивал в 3,5—4 км и более.

Следует подчеркнуть, что концепция широких горизонтальных перемещений третичного покрова произвела большое впечатление на мировоззрение современников. Опираясь на нее, В.А. Долицкий [1930] указал на возможность обнаружения в смещенных третичных толщах тектонически экранированных залежей нефти, а



Фиг. 1. Схематическая тектоническая карта северо-восточного Кавказа между реками Терек и Сулак (по Н.С. Шатскому, 1927)

1 — мезозойский массив; 2 — третичные отложения, нормально лежащие на меловых породах; 3 — третичные породы, сорванные с меловой постели; 4 — терско-сунженская система; 5 — мульды Сунженская и Алхан-Чурт; 6 — Прикаспийская депрессия; 7 — антиклинальные складки и надвиги, стрелкой обозначено направление опрокидывания и надвигания (антиклинали: 1 — Муцудакальская, 2 — Гилянский взброс, 3 — Бенойская, 4 — Датыхская, 5 — Кошкельдинско-Гудермесская, 6 — Брагунская, 7 — Терская, 8 — Эльдаровская, 9 — дислокация Вознесенского района, 10 — Новогрозненская, 11 — Старогрозненская, 12 — Сунженская, 13, 14 — складки Мало-Кабардинского хребта, 15 — складки Змейского хребта); 8 — поверхности скольжения сдвинутого покрова; 9 — послезрозионные надвиги

Н.С. Золотницкий [1933] предполагал, что Бенойская нефтеносная структура представляет сорванный с мелового основания покров.

Прямым следствием "надвиговой концепции" в высказанном варианте должно было стать представление о пространственном несовпадении тектонических структур верхнего (кайнозойского) и нижнего (мезозойского) структурных этажей.

Третий период развития тектонических идей наступил в 30-х годах, когда работами Н.Ю. Успенской [1933, 1935] в Дагестане было установлено, что на границе палеоцена и эоцена отчетливо проявляется трансгрессивное налегание одних отложений на другие; с этим же интервалом во многих местах оказались связаны крупнейшие подводные оползни и береговые обвалы, что создавало впечатление интенсивных тектонических перемещений на контакте разновозрастных толщ.

Следует, однако, подчеркнуть, что наблюдения Н.Ю. Успенской [1933, 1935], Н.С. Шатского [1925, 1929] и В.Е. Руженцева [1932] были сделаны на разных территориях и скорее дополняли друг друга, чем опровергали; во всяком случае, широкое распространение пологих тектонических нарушений (надвигов ?) в нижней части майкопа на площадях, расположенных к западу от Сулакского выступа, до сих пор нельзя считать полностью опровергнутым.

Сложнее обстояло дело с концепцией покровного строения третичных отложений в Передовых хребтах и равнинной части Восточного Предкавказья. Детальное картирование Дагестанской и Терско-Сунженской нефтеносных областей, выполненное под руководством И.О. Брода [1938; Брод, Успенская, 1937], в сочетании с гравиметрическими исследованиями привело к выводу, что существует полное пространственное совпадение третичных антиклинальных и синклиналильных зон с подстилающими их мезозойскими складками. Кроме того, специальное изучение тектонических нарушений в Передовых хребтах и в пределах Черногорской моноклинали показало, что здесь довольно широко распространены нарушения типа взбросов, такие, например, как Гилянский разлом; многие из них Н.С. Шатский [1925] ранее определил как надвиги. Любопытно, что плоскости сместителей некоторых нарушений оказались наклонены навстречу друг другу.

Более точное инструментальное геологическое картирование 30-х годов позволило также увидеть, что геологическая структура Передовых хребтов весьма своеобразна. Сравнительно узкие антиклинальные зоны здесь разделены широкими синклиналями, причем синклинали построены просто, антиклинали же довольно сложны: они виргируют и скучиваются, шарниры их ундулируют и осложняются разломами. Весьма характерно, что в них преобладают обильные дизъюнктивные дислока-

ции типа взбросов, четко наблюдаемые в сводах и быстро затухающие на незначительной глубине. Такие особенности строения И.О. Брод [1938] объяснял тем, что в данном случае складчатость сложно сочеталась с эрозией; во времена перерыва между сарматом и ачкагылом образовались сравнительно простые антиклинальные складки, которые затем были размыты на своде и сложно деформированы на поверхности в постачкагыльское время.

Любопытно также, как существенно усложнились в это время представления о взаимном расположении антиклинальных зон в третичном Предкавказье. И.О. Брод [1938] отметил, что наряду с субширотными элементами в складчатости региона довольно большую роль играли субмеридиональные поднятия, оси которых были направлены перпендикулярно главному Кавказскому простиранию.

В целом же стало очевидным, что представления о покровном строении третичных толщ Восточного Предкавказья и об огромном масштабе горизонтальных перемещений верхнего структурного этажа в этом районе оказались несостоятельны.

В последние годы гипотеза унаследованности тектонического плана верхнего структурного этажа от нижнего получила свое геофизическое и геологическое обоснование.

В работах М.Н. Смирновой, В.А. Станулиса, Т.В. Яковлевой [1967], а также М.Н. Смирновой, В.М. Браженек [1975] и А.И. Летавина с соавторами [1975] геофизическими методами было изучено строение фундамента Терско-Каспийского прогиба и показано, что Терско-Сунженской зоне антиклиналей уже в докембрии отвечает зона аномалий силы тяжести. В палеозойском структурном этаже обе антиклинальные зоны выражены достаточно резко; палеозойский фундамент здесь оказывается приподнят вдоль Малко-Терского и Сунженско-Тырныаузского глубинных разломов, и параллельно хребтам в нем вытягиваются крупные магнитные тела. Любопытно, что в структурном плане палеозойского фундамента весьма отчетливо прослеживаются также поперечные разломы северо-западного простирания, с которыми, как мы увидим ниже, в третичных толщах оказываются связанными диагональные системы антиклинальных поднятий (например Назрановско-Харбиджинское).

Многие исследователи, детально изучавшие фациальные изменения третичных толщ в Восточном Предкавказье, отмечали древность зарождения и длительность развития антиклиналей этого региона. Так, например, П.П. Забаринский [1947] показал, что развитие Терской антиклинальной зоны и некоторых складок Черных гор началось еще в миоцене. Это устанавливается следующими фактами: 1) на южном крыле поднятия Хаян-Корт вниз по падению возрастает мощность чокрака, и в нем появляются новые прослои песчаника; 2) аналогичные изменения обнаружены вблизи от складок Черных гор.

Анализ изменения мощностей, распространение перерывов и несогласий в толще третичных отложений Передовых хребтов привел Ю.А. Косыгина [1952] к сходным выводам о конседиментационном генезисе поднятий.

Несмотря на пространственное совпадение антиклинальных складок в разных структурных этажах и длительность их формирования, некоторые исследователи подчеркивали отсутствие полного тождества в строении антиклиналей, сложенных пластами разного возраста. Так, например, оказалось, что отдельные гребневидные складки Грозненского района имеют почти параллельные крылья и дайкообразное майкопское ядро, тогда как на глубине, где развиты меловые толщи, они представляют пологие антиклинали [Крылов, 1960; А.С. Гончаренко, Э.А. Гончаренко, 1964; Талалаев, 1964]. Разумеется, что формирование таких структур не могло произойти без отслаивания и срыва верхнего комплекса отложений, который оказался смятым в дисгармоничные складки и осложнен явлениями диапиризма.

Все сказанное позволяет считать, что, хотя покровная концепция Н.С. Шатского [1925] и оказалась неверной в своем главном и принципиальном положении, отдельные разработки этого ученого нашли все же свое приложение и развитие в современных представлениях о третичном тектогенезе.

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Многими учеными исследовалась литология и палеогеография чокракско-караганского палеоводоема. К настоящему времени в геологической литературе накопился такой огромный материал, который может быть изложен, к сожалению, только в самых общих чертах. Поэтому в данном разделе мы коснемся далеко не всех, а только наиболее важных для данной работы проблем.

Первые сведения о литологии и палеогеографии среднемиоценовых: отложений

Предкавказья можно найти в трудах Н.И. Андрусова [1896]. Им была дана очень полная фаунистическая характеристика чокракского палеоводоёма и установлено необычайное сходство найденных в чокраке ископаемых с такими же в современном Черном море. Из 33 форм организмов, обнаруженных в чокракских толщах, 25 оказались тождественными с черноморскими. Кроме того, Н.И. Андрусов установил, что в списке фауны обоих водоёмов отсутствуют кораллы, морские ежи, звезды, брахиоподы, крупные гастроподы и другие типичные стеногалинные организмы, существующие в морских водах нормальной солёности. Все это свидетельствует об эвксинском типе чокракского моря, в котором солёность вод, по-видимому, была несколько понижена.

Исключение из общей картины составляют широко распространённые в чокракских отложениях птероподы рода *Spirialis*. Как показал анализ их экологии [Chup, 1888; Остроумов, 1896], птероподы принадлежат к стеногалинным организмам, широко развитым в поверхностных водах океанов. Понижение солёности вод немедленно приводит к их массовой гибели, что, например, наблюдается в современном Мраморном море. Однако в отличие от клеодорид, вагинеллид и других птеропод спириалиды могут жить не на поверхности моря, а на некоторой глубине, придерживаясь в своем распространении границы вод разной солёности.

В связи со сказанным Н.И. Андрусов [1896] пришел к выводу, что распространение спириалисов в водах чокракского моря объясняется их абиссопелагическим образом жизни: они жили там, где солёность вод приближалась к нормальной. Отсюда, между прочим, следует, что воды чокракского палеоводоёма были стратифицированы: сверху располагались более распреснённые слои, а внизу — более солёные.

На основании проведенных исследований Н.И. Андрусов [1896] представлял себе палеогеографические условия, существовавшие в чокракском палеоводоёме, в следующем виде. Вверху располагался слой опреснённой воды, в пределах которого образовывались осадки эвксинского типа: устричные банки и заросли оцетабулярий у берега, песок и раковинный детрит на некотором удалении. По-видимому, для этой зоны были характерны также известково-песчаные слои с *Lucina dujardini* Desh., *Donax tarchanensis* sp. nov., *Tellina fuchsii* Toula, *Maetra* sp. nov., *Solen*, *Rissoa*. С этой же фацией были связаны детритовые известняки, отличающиеся присутствием крупных *Mytilus*, *Cythera*, *Tapes tauricus* sp. nov., *Nassa dujardini*, *N. obliqua*, *Cerithium cattleayae* Bailly, *Trachus tshokrakensis* и др.

Несколько глубже располагались крупные скопления мшанок, серпул и известковых водорослей с обитавшими в них *Avicula*, *Lima*, *Chama*, *Arca*; поверхность этих колоний имела форму полушарий и была покрыта баланусами.

С глубиной солёность возрастала, и здесь обитали птероподы рода спириалис, раковинки которых смешивались с более бедным сообществом моллюсков (*Leda*, *Cryptodon*, *Neara*, *Tellina*, *Nassa*, *Crissa*, *Miliolidae*, *Synapta*, *Ophiuridae*).

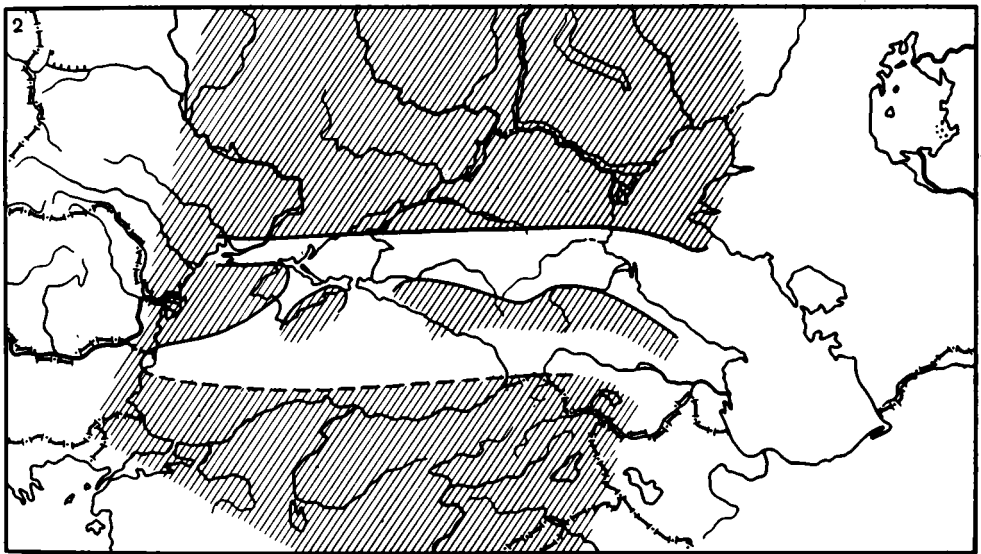
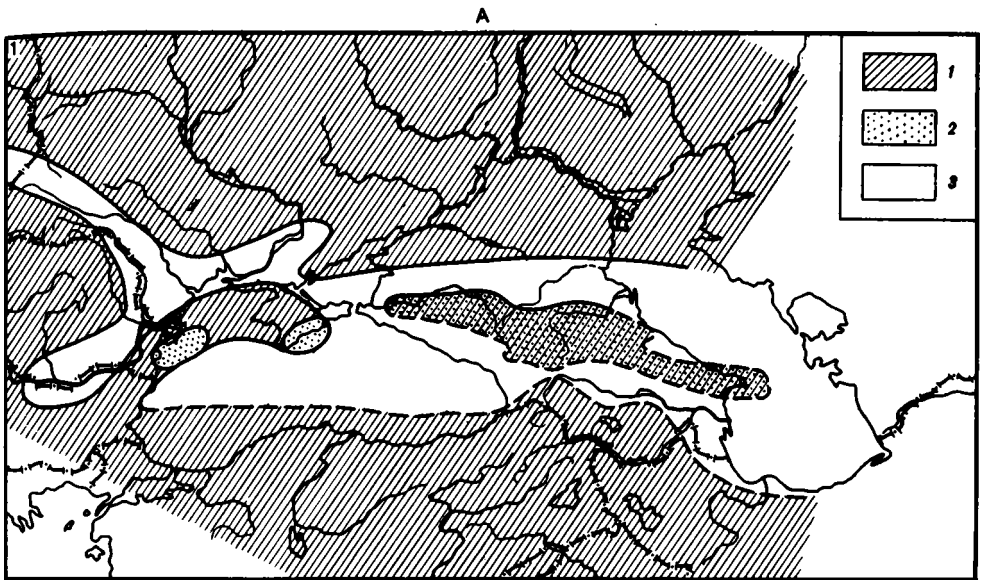
Характеризуя исследуемый бассейн в целом, Н.И. Андрусов отмечал, что в нем, очевидно, приток пресных вод, поступавших с северных равнин, резко превышал испарение. Исключение составляет Галицийско-Подольская часть чокракского моря, где слабо развита речная сеть создавала слабый приток пресных вод, а усиленное испарение приводило к садке гипса и солей.

Контурсы чокракского палеоводоёма, по Н.И. Андрусову [1896], изображены на фиг. 2. Как видно, в представлении автора, палеоводоём распадался на две неравные части, разделённые полуостровом между г. Варна и Крымом. Большая часть водоёма захватывала северную часть Черного моря и юг Каспийского, в центральной его части возвышался Кавказский остров, разделяя палеоводоём на два проливообразных рукава.

Описывая далее фауну спаниодонтового (караганского) палеобассейна, Н.И. Андрусов [1896] подчеркнул ее резкое обеднение (10 родов) и преобладание родов *Spaniodon* (*Spaniodontella*) и *Mohrensternia*; изменение при переходе от чокракского к караганскому палеоводоёму Н.И. Андрусов ошибочно связывал с осолонением вод.

В караганских отложениях Н.И. Андрусов выделил две фациальные разновидности. Одна из них представлена песками, содержащими раковинные скопления толсто-стенных раковин *Spaniodon barboti*, с ними же встречаются раковины *Rissoa* (*Mohrensternia*) *grandis* sp. nov., а иногда *Pholas* sp. и *Skenea* sp. Другая слагается пластами слоистого и оолитового известняка с многочисленными трубками червей. Между ними встречаются линзы палеобрекчий, состоящих из обломков волнистого известняка, в которые включены банки крупных *Spaniodon*.

Характеризуя палеогеографические особенности караганского времени, Н.И. Андрусов [1896] подчеркивал, что пласты этого возраста очень часто трансгрессивно перекрывают чокракские, что и нашло отражение на схематической карте (фиг. 2).

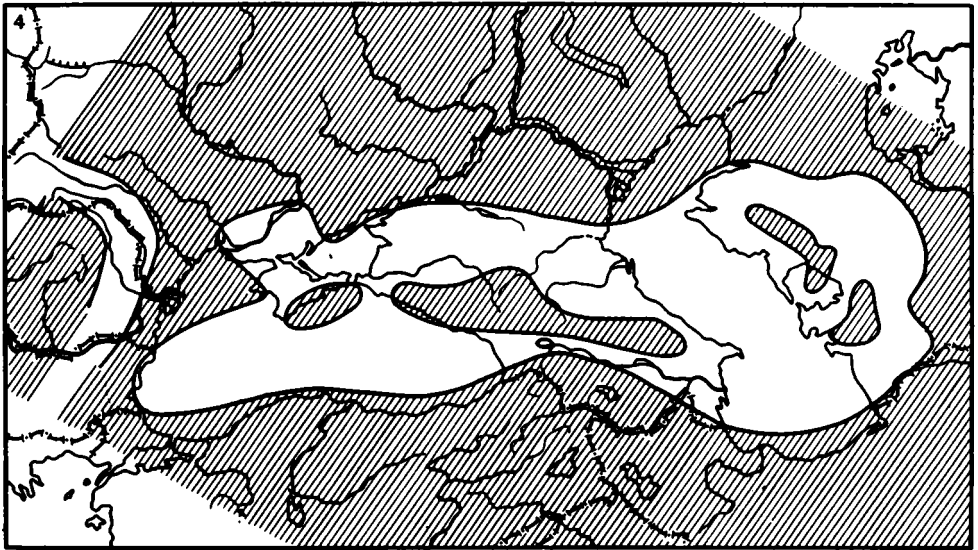
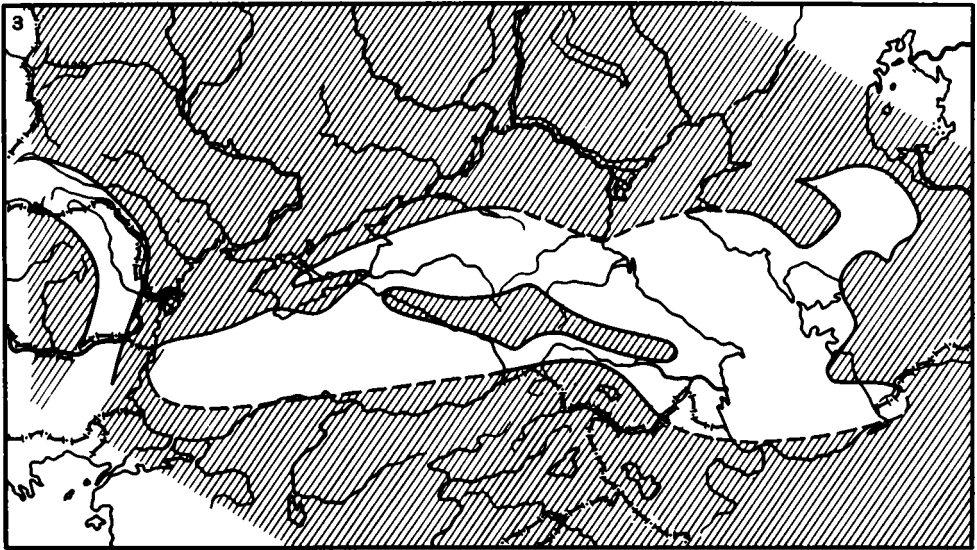


Фиг. 2. Развитие представлений о конфигурации чокракского (1,3) и караганского (2,4) палеоводоемов. А — по Н.И. Андрусову (1896) ; Б — по Б.П. Жижченко (1940)

1 — суша, 2 — предполагаемая суша, 3 — море

Исследования Н.И. Андрусова имели продолжение в работе А.Д. Архангельского [1927] "Условия образования нефти на Северном Кавказе". Фактической базой для построений А.Д. Архангельского стал литолого-фациальный профиль, изученный автором в содружестве с М.С. Швецовым, А.Н. Розановым, В.А. Долицким, В.Е. Руженцевым и Н.С. Шатским в пределах моноклинали Черных гор. В нем наряду с чокракско-караганскими отложениями были охарактеризованы литология и геохимия майкопа, сармата, меотиса и акчагыла. Поскольку в этой работе А.Д. Архангельский [1927] коснулся литологии и органической геохимии среднемиоценовых отложений в разрезах рек Урух, Кодахчин, Терек, Асса, Фортанга, Ярык-су и Сулак, т.е. его работа территориально совпала с областью наших исследований, мы остановимся на ней подробнее.

А.Д. Архангельский [1927] попытался развить идеи Н.И. Андрусова о сходстве фауны Черного моря и среднемиоценовых морей. Обобщение собственных данных, а также большого литературного материала [Андрусов, 1892; Зернов, 1913; Мила-



шевич, 1916] позволило ему нарисовать довольно своеобразную картину распространения различных биоценозов в Черном море.

Оказалось, что черноморская прибрежная полоса со сложным комплексом песчаных, галечных и ракушняковых отложений и с зарослями *Zostera* содержит раковины *Gouldia minima*, *Meretrix rudis*, *Calyptraea chinensis*, *Macra subtruncata*, *Venus gallina* и *Modiola adriatica*; среди ракушняков выделяются скопления *Ostrea taurica* и *Ostrea sublamellosa*. Ниже, на глубинах от 30 до 65 м, залегает мидиевый ил. Руководящие формы его среди моллюсков — *Mytilus galloprovincialis* и *Cardium simile*; весьма распространена *Meretrix rudis*. Фазеолиновый ил встречается преимущественно на глубинах от 65 до 130 м; он характеризуется массовым развитием *Modiola phaseolina*, *Syndesmya alba*, *Cardium simile*, *Retusa truncatula*, *Trophonopsis breviatus*. Нижняя граница распространения бентоса — изобата 130–180 м; далее в глубь моря начинается сероводородное заражение и распространен безжизненный глубоководный ил.

А.Д. Архангельский [1927] подчеркнул, что в разрезах изученных им среднемиоценовых отложений наиболее прибрежными фациями являются песчано-глинистые толщи р. Урух; восточнее, в районе р. Терек, развиты более глубоководные глинистые отложения. Наконец, в пределах рек Фортанга и Ярык-су встречаются наиболее глубоководные и отсортированные глины.

Чокракско-спиралисо- вые слои	<i>Pholas</i>	<i>Solen</i>	<i>Venerupis</i>	<i>Arca</i>	<i>Natica</i>	<i>Tapes</i>	<i>Mytilus</i>	<i>Venus</i>	<i>Ostrea</i>	<i>Pecten</i>
Глины и песчаники р. Урух и песчаники других районов										
Глинистые породы райо- нов, прилегающих к р. Те- рек										
Глинистые породы района р. Ярык-су										
Немые глины										

Фиг. 3. Сопоставление распространения фауны в Черном море и в чокракско-спиралисовом палеобассейне (по А.Д. Архангельскому, 1927)

1 — в Черном море; 2 — в чокракских отложениях

Как будет нами показано ниже, эта картина верна только отчасти, если рассматривать не глины, а весь комплекс среднемиоценовых отложений; на самом же деле в разрезе р. Урух отсутствуют нижнечокракские отложения махачкалинской свиты и присутствуют только верхнечокракские толщи. Поэтому, если мы хотим подметить латеральные изменения фауны, то нужно верхнечокракские толщи р. Урух сравнивать с верхнечокракскими же толщами р. Сулак, а не со всей толщей чокрака этого разреза. При этом необходимо проводить такое сравнение отдельно для песчаников и глин, которые, как это впоследствии показала Е.В. Ливеровская [1951], формировались в разных фациально-литологических обстановках.

Тем не менее А.Д. Архангельский [1927] счел возможным непосредственно сопоставить фациально-экологические сообщества Черного моря и чокракских отложений Черных гор так, как это изображено на фиг. 3. По его мнению, песчано-глинистые отложения р. Урух, представленные зеленовато-серыми песчаными глинами, соответствуют не только прибрежным, самым мелководным фациям, но и отчасти фации мидиевого ила.

Глинистые породы р. Терек (бурые?, черные?) вследствие обеднения донной фауны А.Д. Архангельский твердо сопоставлял с мидиевым илом Черного моря благодаря присутствию в них общих для третичных и современных осадков форм *Pecten* и *Dolax*.

А.Д. Архангельский пришел также к выводу, что спиралисовые черные глины рек Асса и Фортанга представляют гомологи фазеолинового ила, так как содержат сходный "набор" фаунистических остатков.

В заключении А.Д. Архангельский подчеркнул, что в восточных частях района, в пределах рек Ярык-су и Сулак, встречаются глины, вообще лишенные донной фауны; их он сопоставлял с безжизненными илами Черного моря и полагал, что они возникли в условиях сероводородного заражения. Таким образом, к четырем фациальным типам отложений чокракского моря, выделенных Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским присоединил пятый — глинистые фации сероводородного заражения.

Необходимо отметить, что с позиций 70-х годов попытка А.Д. Архангельского детализировать сопоставление фациальных сообществ чокракского и черноморского водоемов вряд ли может быть признана удачной. Как показали более поздние исследования, в чокракских отложениях вертикальная смена биоценозов проявилась гораздо определеннее, чем горизонтальная, а без детальных сопоставлений разрезов между собой и специального исследования фауны вряд ли можно так уверенно отыскивать гомологи между черноморскими и среднемиоценовыми фациями.

Другой раздел работы А.Д. Архангельского [1927], посвященный проблеме рас-

Donax	Trochus	Cardium	Mactra	Synstresmya	Modiola	Nassa	Gerithium	Tellina	Черное море	Глубина, в м
									Прибрежные осадки	0-30
									Мидиевый ил	30-65
									Фазеолиновый ил	65-130
									Глубоководный ил	> 130



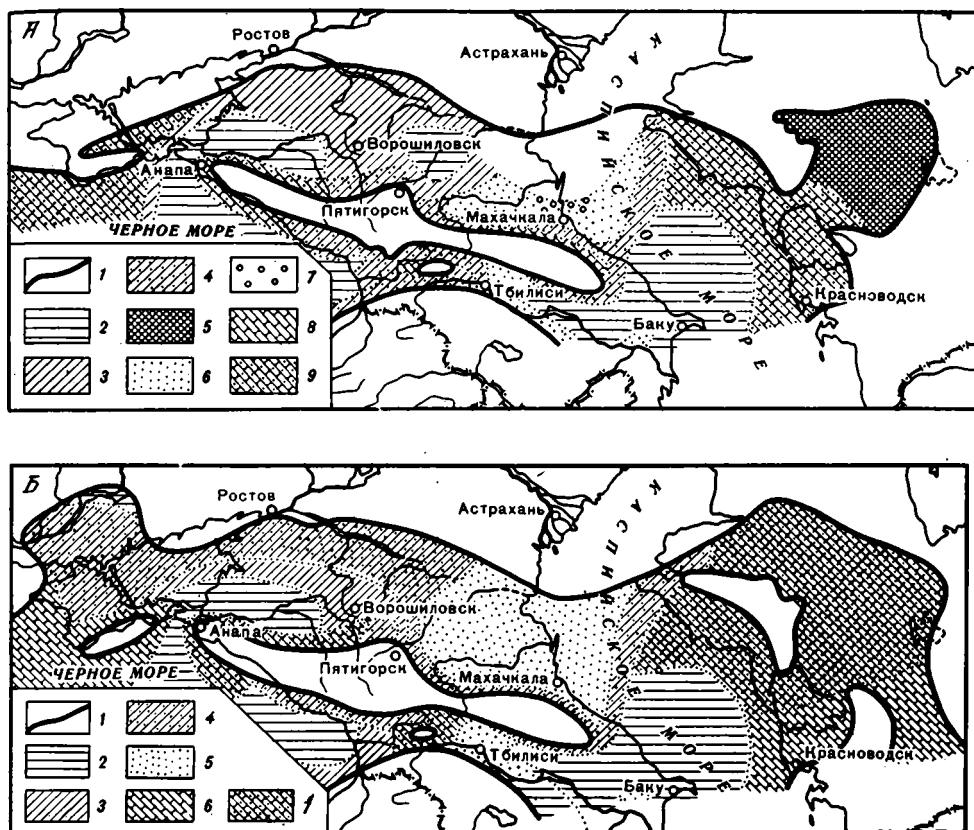
предела органического вещества в третичных отложениях Предкавказья и осадочному происхождению нефти, отличается высокой точностью анализов и глубоким проникновением в суть природных явлений. Выводы А.Д. Архангельского о генезисе нефти были позднее полностью подтверждены работами Н.Б. Вассоевича [1959, 1967], С.Г. Неручева [1977] и других геологов-нефтяников.

В 40-х годах литология и палеогеография чокракско-караганских отложений была исследована Б.П. Жижченко [1937, 1940]; ему удалось существенно продвинуть вперед изучение среднемиоценовых толщ юга СССР. Прежде всего нужно отметить, что Б.П. Жижченко [1940], проанализировал общее обеднение фауны при переходе от чокракского палеоводоема к караганскому, рассмотрел а этом процессе поведение фолад и эрвиллий и, используя данные Г.Ф. Шнейдера о распространении в карагане пресноводных остракод, однозначно доказал, что от тархана к чокраку и далее к карагану развивалось и нарастало непрерывное опреснение. Уменьшение палеосолености, а не увеличение ее, как предполагал Н.И. Андрусов [1896], привело к обеднению составов караганских биоценозов.

Б.П. Жижченко [1940] удалось также существенно уточнить конфигурацию берегов среднемиоценовых палеоводоемов (см. фиг. 2). Он показал, что чокракский, да и караганский палеобассейны были изолированы от галицийско-волинского залива, где тип осадков существенно отличался от исследуемого. По всей вероятности, связь этих водоемов с океаном, если она была, осуществлялась где-то в районе Дарданелл.

Для чокракских и караганских отложений были построены карты равных мощностей, а также карты типов осадков, сохранившие свое значение и до настоящего времени (фиг. 4). На них отчетливо видно, что в западной и восточной частях обоих палеоводоемов шло усиленное карбонатообразование, а иногда и садка гипсов, что в центральных (халистатических) частях водоемов шло накопление тонких глин, а в Терско-Кумской части этих эпиконтинентальных морей, к северу от Кавказского острова, усиленно накапливались пески и галечники, по-видимому связанные с дельтой какой-то крупной реки.

Наконец, важным достижением этого периода является выяснение климатических условий, характерных для чокрака и карагана. Присутствие растительных остатков таких растений, как тополь изменчивый (*Populus mutabilis* Heer.), сапидус (*Sapindus falcifolius* A.Br.), циннамон (*Cinnamomum scheuchzeri* Hur.), восковник (*Myrica hanczaefolia* Ung.), лавр (*Laurus primigenia* Ung.), ардисия (*Ardisia* cf. *oceanica* Ett.), хурма (*Diospyrus paradisiaca* Ett.), а также прибрежных камышей (*Phragmites ocningensis* A.Br.), папоротниковых (*Salvinia mildeana* Goepf.), рясковых (*Spiri-*



Фиг. 4. Реконструкции среднемиоценовых палеоводоемов (по Б.П. Жижченко, 1940)

А — чокракский бассейн: 1 — береговая линия, 2 — глины, 3 — глины с прослоями песка, 4 — песчано-глинистые отложения, 5 — гипсы, 6 — преобладание мощных пластов песка, 7 — то же, с гальками, 8 — известняки, глины, 9 — известняки, глины, пески; Б — караганский бассейн: 1 — береговая линия, 2 — глины, 3 — глина с прослоями песков, 4 — песчано-глинистые отложения, 5 — мощные пески с пластами глины, 6 — известняки, глины, 7 — известняки, глины, пески

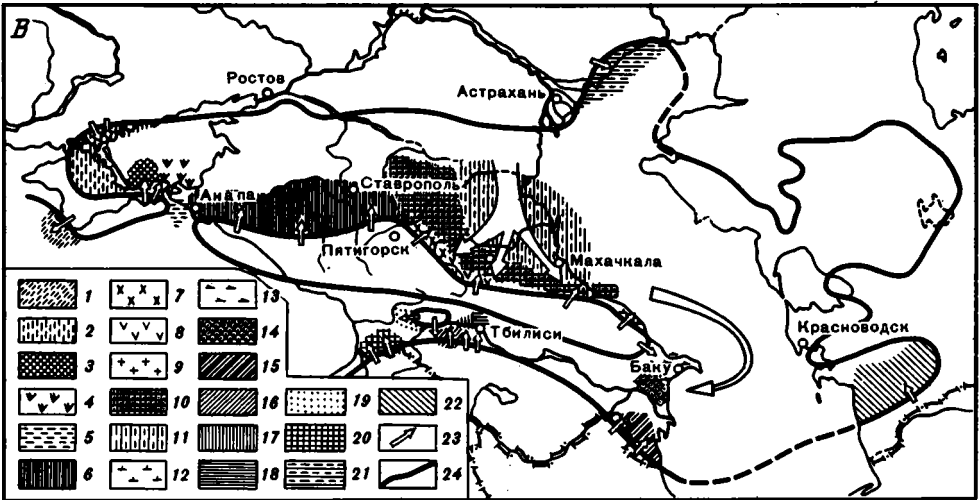
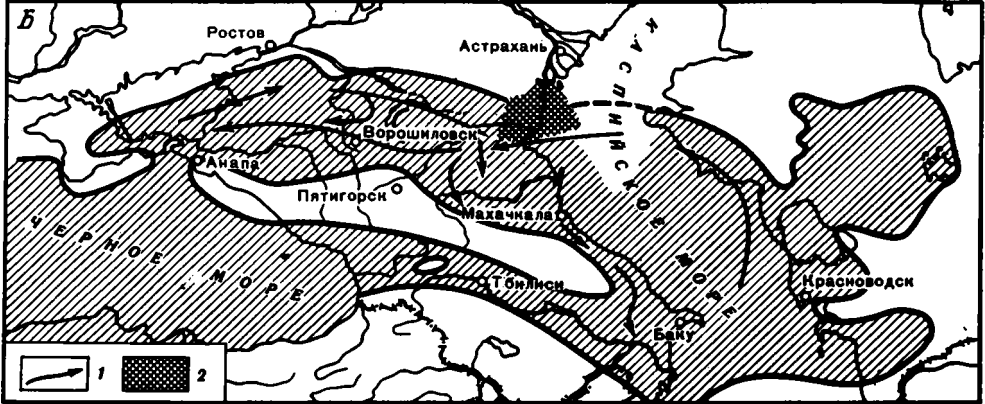
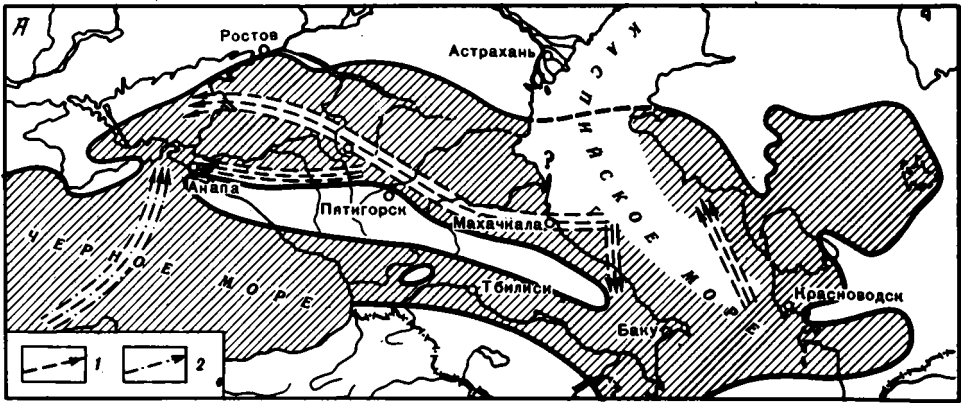
dola mironovi Palib) и водорослей (*Zargassum* и *Acicularia*) в чокракских отложениях, позволяет предполагать, что во время их образования климат был близким к субтропикам.

Опреснение же в караганское время Б.П. Жижченко [1940] был склонен связывать с гумидизацией климата в это время. Такое предположение подтверждается признаками опреснения тортогонского палеоводоема в Польше.

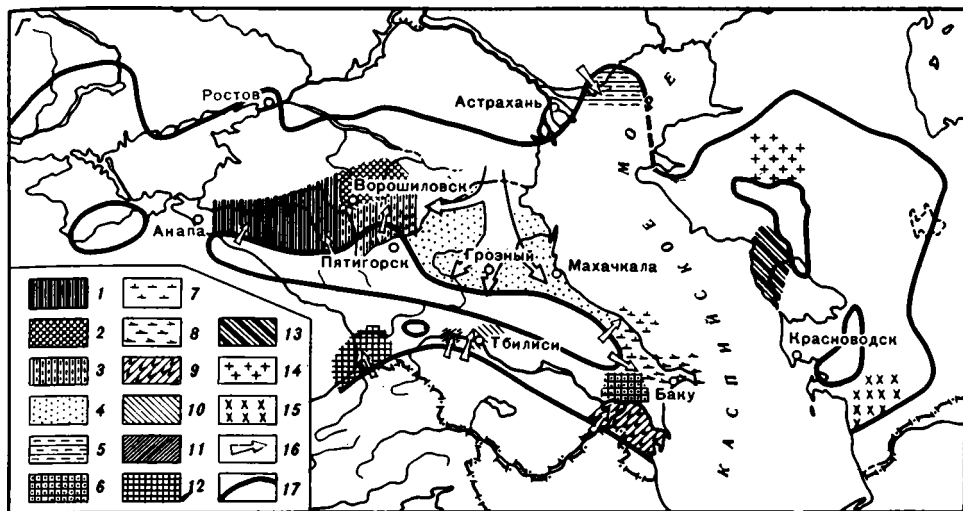
Позднее условия жизни моллюсков в среднемиоценовых палеоводоемах Крыма и Предкавказья описали Р.Л. Мерклин [1950] и Е.В. Ливеровская [1951]. Для нас наиболее интересна работа Е.В. Ливеровской, которая изучила общие закономерности распределения фаунистических остатков в разрезе чокрака и установила, что они сосредоточены в отдельных горизонтах. Так, например, было показано, что около 60% находок фауны падает на гяуртапинскую свиту, хотя мощность ее составляет всего 1/10—1/20 мощности всего чокрака. Не менее важно то обстоятельство, что 56% фаунистических находок сделано в мергелях, хотя их суммарная мощность от всей мощности чокрака едва составляет 2%.

Так как указанное распределение противоречит направленному и постепенному изменению солёности водоема от нормально-морской во время отложения пород тархана и до солёности каспийского типа во время формирования толщ карагана, Е.В. Ливеровская [1951] предположила, что первоначально более или менее равномерно распределенная в разрезе карбонатная фауна растворялась в ходе диагенетических преобразований; кальцитовый же цемент конкреций и мергелей как бы запечатывает фауну, сохраняя ее от диагенетического уничтожения.

Чрезвычайно важным представляется также то обстоятельство, что в отличие от А.Д. Архангельского [1927] Е.В. Ливеровская [1951] выдвинула новые принципы классификации фаунистических сообществ: она предложила различать не ассоциации глин на разных глубинах, а сообщества глин и мергелей, с одной стороны, и



Фиг. 5. Течения и терригенно-минералогические провинции среднемиоценовых палеоводоемов. А — схема течений в чокракском палеоводоеме (по Б.П. Жижченко [1940]): 1 — холодное донное течение; 2 — теплое поверхностное течение; Б — схема течений в чокракском палеоводоеме (по В.П. Батурину [1944]): 1 — направление течений; 2 — область предполагаемой дельты и авандельты; В — терригенно-минералогические провинции чокракского палеоводоема (по В.А. Гроссгейму и Л.П. Гмид [1951]): 1 — Западно-Крымская (эпидот-магнетит-ильменитовая); 2 — Приазовская (рудные минералы-лейкоксен-ставролитовая); 3 — Азаматская (рудные минералы-лейкоксен-дистеновая); 4 — Керченская (магнетит-ильменит-лейкоксен-дистен-силлиманитовая); 5 — Колтакыльская (магнетит-ильменит-эпидот-рутиловая); 6 — Кубанская (рудные минералы-гранат-рутил-эпидотовая); 7 — Белоомечетская (магнетит-ильменит-лимонит-лейкоксен-турмалин-гранатово-сланцевая); 8 — Дзауджикауская (сланцисто-магнетит-ильменит-рутиловая); 9 — Дардинская (рудно-лейкоксен-гранат-турмалин-рутиловая); 10, 11 — Грозненско-Дагестанская (ильменит-магнетит-лейкоксен (?) -гранатовая); 10 — ставролит-дистеновая подпровинция; 11 — ставролитовая подпровинция; 12 — Кúбинская (магнетит-ильменит-сланца-



Фиг. 5 (окончание)

хлоритовая); 13 — Апшеронская (слюда-пироксеновая); 14 — Чейлдагская (магнетит-ильменит-эпидот-силлиманит-слюдистая); 15 — Талышская (ильменит-магнетит-рутил-гранат-пикотитовая); 16 — Уплисцихская (эпидот-клиноцоизит-магнетит-ильменитовая); 17 — Мухрованская (магнетит-ильменит-слюда-эпидот-бронзит-глаукофановая); 18 — Нюрю-Марткобская (рудно-минерально-амфибол-сфен-пироксеновая); 19 — Дзирульская; 20 — Гурийская (магнетит-ильменит-лейкоксен (?) -пироксен-эпидот-цоизитовая); 21 — Эмбенская (ильменит-магнетит-эпидот-гранат-рутиловая); 22 — Закаспийская (лейкоксен (?) -магнетит-ильменит-турмалин-гранатовая); 23 — направление сноса и разнос терригенного материала; 24 — границы суши; Г — терригенно-минералогические провинции караганского палеоводоёма (по В.А. Гроссгейму [1952]): 1 — Кубанская (рудные минералы-дистен-ставролитовая); 2 — Ергенинская (магнетит-ильменит-лимонит-лейкоксен-эпидот-клиноцоизитовая); 3 — Ставропольская (слюда-лейкоксен-андалузитовая); 4 — Грозненско-Дагестанская (рудные минералы — ставролит-дистен); 5 — Южноэмбинская (магнетит-ильменит-пирит-эпидотовая); 6 — Чейлдагская (лимонит-лейкоксен-дистен-слюдистая); 7 — Кубинская (слюдистая-пирит-гематитовая); 8 — Апшеронская (пирит-лимонит-биотитовая); 9 — Талышская (магнетит-ильменит-пирит-лимонит-лейкоксен-гранатовая); 10 — Мухрованская (магнетит-ильменит-слюдисто-баритовая); 11 — Уплисцихская (клиноцоизит-эпидот-магнетит-ильменит-роговообманковая); 12 — Гурийская (пироксенэпидот-цоизитово-рудно-роговообманковая); 13 — Карабогазгольская (магнетит-ильменит-брукит-лейкоксеновая); 14 — Устьуртская (магнетит-ильменит-эпидот-цоизитовая); 15 — Узкедагская (лимонит-слюда-турмалиновая); 16 — направление сноса и разноса терригенного материала; 17 — граница суши

сообщества песчано-алевритовых осадков — с другой. К сообществу глинисто-мергелистых осадков она отнесла *Spiralis*, *Cryptodon laevis* Zhizh., *Nassa restitutiana* Font., *Leda prendeli* Andrus., *Syndesmya alba* Wood var. *Scythica* Sok., *Cuspidaria cispidata* Ol. Это формы, не терпящие значительных колебаний солёности. Тонкостенность раковин моллюсков свидетельствует о спокойных условиях осадконакопления. Солёность, по-видимому, колебалась от 24 до 32⁰/100.

Сообщество песчано-алевритовых осадков состоит из родов *Pecten*, *Tapes*, *Cardium*, *Mastra*, *Arca*, *Tellina*, реже *Ervilia*, *Solen*, *Donax*, *Trochus*. Раковины их сравнительно толстостенны, иногда побиты и разъединены, что свидетельствует о крайне бурной гидродинамике среды в момент погребения раковин.

Кроме двух описанных главных сочетаний фауны, Е.В. Ливеровская [1951] отметила в некоторых случаях появление сообщества каменистого дна и скал. В него входят фолადы *Pholas* и *Mytilus*, которые обитают в областях сильного движения воды.

В целом работа Е.В. Ливеровской [1951] даёт очень стройное впечатление об экологических обстановках среднемиоценовых бассейнов и затрагивает многие важные вопросы литологии.

В конце 50-х годов довольно полную сводку материалов по литологии среднемиоценовых отложений нефтеносных районов Дагестана и Чечено-Ингушской АССР опубликовал Н.Б. Вассоевич [1959]. Необходимо отметить, что в этой монографической работе описывался не весь палеоводоём, а только та его часть, которая тяготеет к нефтяным месторождениям. Н.Б. Вассоевич детально изучил главные типы пород, слагающие разрезы, рассмотрел их количественные соотношения, привёл очень полную палеонтологическую характеристику чокракско-караганских отложений, выделил важнейшие литофации и очертил их пространственное положение

в районе. Особый интерес в этих описаниях представляют впервые изученная и прослеженная на площади литофация пестроцветных глин, гипсов, а иногда поваренной соли, литофация песчаников и литофация подводных оползней.

Как это показал Н.М. Страхов [1971, 1976], особенно большое значение в процессах морской седиментации имеет гидродинамика водоема. Поэтому, прежде чем мы завершим наш краткий исторический очерк, необходимо остановиться на развитии представлений о гидродинамике среднемиоценовых морей. С этой же проблемой тесно связано представление о терригенно-минералогических провинциях и о развитии областей сноса.

Первая работа, посвященная проблеме гидродинамики чокракского палеобасейна, принадлежит Б.П. Жижченко [1940]. Он собрал литературный материал по распределению акцессорных минералов в толщах чокрака различных районов Предкавказья и показал, что к северу от Кавказского острова здесь располагались две терригенно-минералогические провинции. Одна находилась к западу от г. Орджоникидзе; здесь интенсивно накапливались гиперстен и андалузит. Поскольку эти минералы и сейчас присутствуют в аллювии горных рек Кавказа, их кавказское происхождение не вызывает сомнения. Вторая провинция развита к востоку от г. Орджоникидзе и вытянута вдоль предполагаемого берега моря: в ней преобладают ромбические пироксены, в том числе гиперстен. Любопытно, что эти минералы характерны только для нижних глинистых толщ чокракского яруса, кверху появляются в изобилии дистен и ставролит, которые в отличие от гиперстена и других пироксенов имеют не кавказское происхождение и появились вместе с массой обломочного кварцевого материала. Так как источник поступления кварца, дистена и силлимани-та скорее всего был расположен на северо-востоке, о чем писал еще Н.С. Шатский [1929], а также З.П. Иванова с соавторами [1937], то далее проникновение кварцевого материала Б.П. Жижченко объяснил деятельностью донных течений. Предложенная им схема разноса обломочного материала и направление донных течений в чокракском море изображена на фиг. 5.

Несколько отличный вариант гидродинамической схемы в чокракском палеобасейне предложил В.П. Батурин [1944]. Он тоже исходил из состава терригенно-минералогических провинций, выделенных Б.П. Жижченко [1940] по материалам С.А. Благодравова [1936, 1937] и З.П. Ивановой, М.Н. Питковской и В.К. Федорова [1937], но принял во внимание предположительное расположение подводной дельты палеореки, питавшей чокракское море на севере, расположение пятен глинистых отложений, по всей вероятности отвечавших халистазам, а также особенности гидродинамики современного Черного и Каспийского морей, по-видимому считая, что по крайней мере в восточной части чокракского водоема общее направление течения соответствовало современному движению вод в Каспии (против часовой стрелки).

Следует иметь в виду, что схема течений, построенная В.П. Батуриным [1944] и изображенная на фиг. 5, касается поверхностных течений; поэтому, например, на участке от г. Пятигорска до г. Махачкалы его представления отнюдь не противоречат представлениям Б.П. Жижченко, хотя на другом участке между городами Махачкалой и Баку они, несомненно, кардинально расходятся.

В серии работ Н.Б. Вассоевича и В.А. Гроссгейма [1951а,б] была сделана попытка разрешить проблему палеогидродинамики на основе изучения типов косой слоистости и массовых замеров ориентировки косых слойков. На площади Грозненской области и Северного Дагестана эти исследователи замерили более 3000 наклонов и азимутов простираения слойков. Вся проделанная работа позволила авторам прийти к выводу, что в целом в пределах Чечено-Ингушетии и Северного Дагестана схема Б.П. Жижченко [1940] оказалась верна. Основное донное течение, шедшее с северо-востока, со стороны Каспия, в районе Сулакского выступа разветвлялось на две части — одна ветвь (грозненская) направлялась на юго-запад, а другая (дагестанская) — на юго-восток. Характерно также, что при приближении к Кавказскому острову, особенно в пределах Грозненской впадины, течения становятся менее устойчивыми: появляются противотечения, которые заметно усложняют гидродинамический режим.

В тесной связи с этими исследованиями находятся очень важные работы В.А. Гроссгейма [1952; Гроссгейм, Гмид, 1951], посвященные дальнейшему изучению терригенно-минералогических провинций чокракского и караганского палеоводоемов. Основные результаты, полученные авторами, изображены на фиг. 5. Из приведенных схем следует, что в чокракское время узкая полоса отложений, находясь в непосредственной близости от северного берега Кавказского острова, была сильно дифференцирована в минералогическом отношении. Здесь на западе в тяжелой фракции преобладали рудные, иногда титансодержащие минералы, а также гранат, рутил и

турмалин (Кубанская провинция); далее к востоку, в районе г. Пятигорска, среди тех же минералов появлялись зеленые и бесцветные слюды (Беломечетская провинция), а далее, в районе г. Орджоникидзе, в тяжелой фракции зеленые слюды начинают преобладать, а в легкой встречается вулканическое стекло.

К северо-востоку от прибрежной зоны располагалась Грозненско-Дагестанская провинция, в пределах которой широко распространены кварц-дистен-ставролитовые породы, причем к северо-востоку количество дистена в тяжелой фракции падает.

Для решения проблемы источников сноса важно то обстоятельство, что, во-первых, как это отметили В.А. Гроссгейм и Л.П. Гмид [1951], область развития кварц-дистен-ставролитовых песчаников значительно больше любой провинции, тяготеющей к Кавказскому острову; во-вторых, по составу эти образования ближе всего к платформенным, а не к геосинклинальным песчаникам; в-третьих, их грубозернистость возрастает с юго-запада на северо-восток.

Переслаивание отложений, сформировавшихся в условиях местных, прикавказских, провинций, обусловленных привнесом материала с Кавказского острова, и отложений, связанных с привнесом с Русской платформы, составляло главную черту чокракского времени в Грозненско-Дагестанской области. Судя по карте, составленной В.А. Гроссгеймом для караганского времени (фиг. 5), оно имело место и во время карагана.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Тектоническое районирование Северного Кавказа показано на фиг. 6. Интересующий нас район расположен в пределах Терско-Каспийского передового прогиба, а эта структура, в свою очередь, принадлежит к краевой подвижной зоне Предкавказской плиты и заключена между мегантиклинорием Большого Кавказа на юге и Предкавказской эпигерцинской платформой на севере. Еще далее к северу простирается огромная Русская докембрийская платформа, отдельные структурные элементы которой выделены на схеме (фиг. 6) на восточном берегу Азовского моря.

Терско-Каспийский передовой прогиб в северной своей части довольно плавно смыкается с Терско-Кумской впадиной; на западе он ограничен Северо-Кавказским краевым массивом, на юге — северным крылом мегантиклинория Большого Кавказа, которое представлено горст-антиклинорием Главного хребта на западе и зоной Известнякового Дагестана на востоке. Прогиб открыт в сторону Каспийского моря, воды которого скрывают его восточную часть.

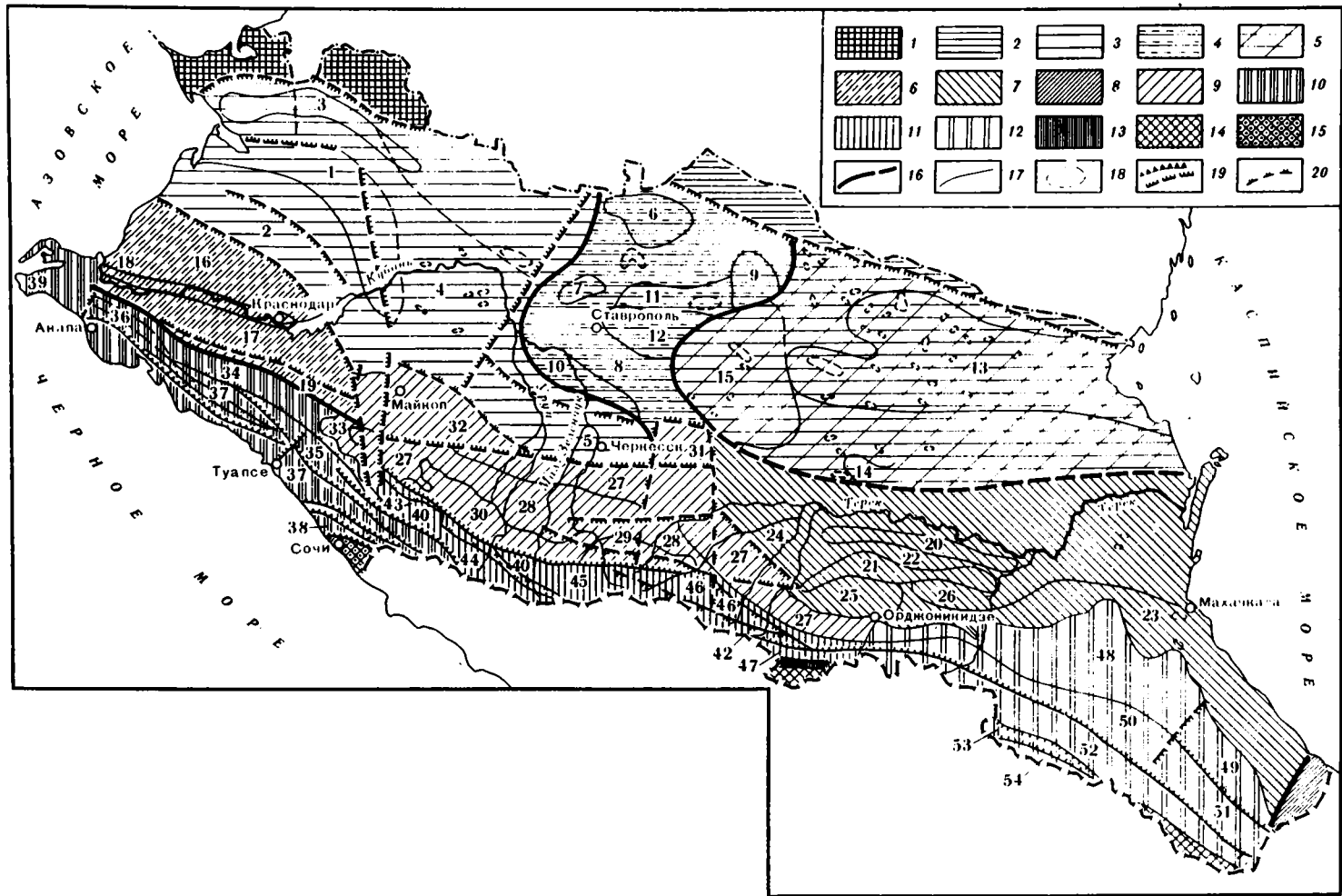
Геологическое строение Терско-Каспийского прогиба легко понять, рассматривая фиг. 7. Значительную часть региона слагает сложно построенное северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, в пределах которого юрские, меловые, эоцен-миоценовые и плиоценовые толщи в целом наклонены к северу и постепенно погружаются под четвертичные отложения рек Терек и Сулак. На некотором расстоянии от предгорий из-под чехла четвертичных отложений вновь появляются верхнемиоценовые и плиоценовые породы, которые слагают субширотно ориентированные Передовые хребты: Сунженский на юге и Терский на севере. Эти узкие и сильно вытянутые поднятия разделены субширотной Алханчуртской долиной.

Передовые хребты соответствуют системе антиклинальных поднятий, Алханчуртская долина — крупной синклинали. В свою очередь, Передовые хребты состоят из более мелких хребтов, отражающих ундуляции шарниров антиклиналей. Так, система Сунженского хребта состоит из Змейского хребта, самого западного, имеющего северо-восточное простираение, Кабардинского хребта, собственно Сунженского широтного, Семашкинского, осложняющего восточное окончание Сунженского хребта, Грозненского и, наконец, Алдынского, имеющего северо-западное простираение.

Система Терского хребта состоит из Арал-Далатерекского, Терского, Эльдарского, Брагунского и Гудермесского хребтов.

Далее к северу от Передовых хребтов простирается Затеречная равнина, сложенная четвертичными отложениями.

В восточной части района строение северного крыла антиклинория Большого Кавказа сильно усложнено более мелкой складчатостью; особенно интенсивно она



проявлена в пределах так называемого Дагестанского клина, т.е. огромного участка вклинивания меловых и юрских отложений в третичные толщи между р. Хулхулау и меридианом г. Махачкала. Далее к западу строение крыла упрощается и оно быстро переходит в моноклираль Черных гор, лишь кое-где нарушенную складчатостью низшего порядка.

Область Дагестанского клина состоит из двух выступов второго порядка: Сулакского и Эльдам-Кукурттауского (Губденского). Они представляют собой два субмеридиональных подъема мезозойского основания, осложненных системой субширотных складок. Оба выступа разделены Буйнакской мульдой — крупной корытообразной впадиной, в ядре которой обнажены отложения карагана (фиг. 8).

В пределах Дагестанского клина очень хорошо видно строение мезозойского структурного этажа. Так, например, главный структурный элемент Сулакского выступа — коробчатая брахиантиклиналь Салатау, особенно четко проявленная в юрских и меловых породах; с севера к ней примыкает Хадумская антиклиналь с юрскими и меловыми отложениями в ядре, а далее к северу Миатлинская антиклиналь, сложенная фораминиферовыми и майкопскими толщами.

Хадумская антиклиналь представляет крупное (12x10 км) куполовидное поднятие с пологим сводом, крутым северным крылом (30–40°) и более пологим южным. Узкая Чиркейская синклираль отделяет ее от Салатауской брахиантиклинали. Западное окончание складки осложнено Дылымским тектоническим поднятием и разорвано крупным субширотным разломом — Гилянским взбросом. Это нарушение прослежено в междуречье рек Ак-Таш — Ак-Сай; местами амплитуда смещения достигает 1500 м. Плоскость сместителя падает на север и по нему северное крыло приподнято и надвинуто на южное.

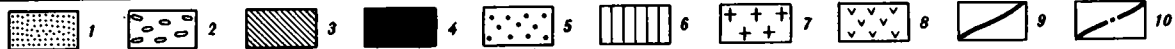
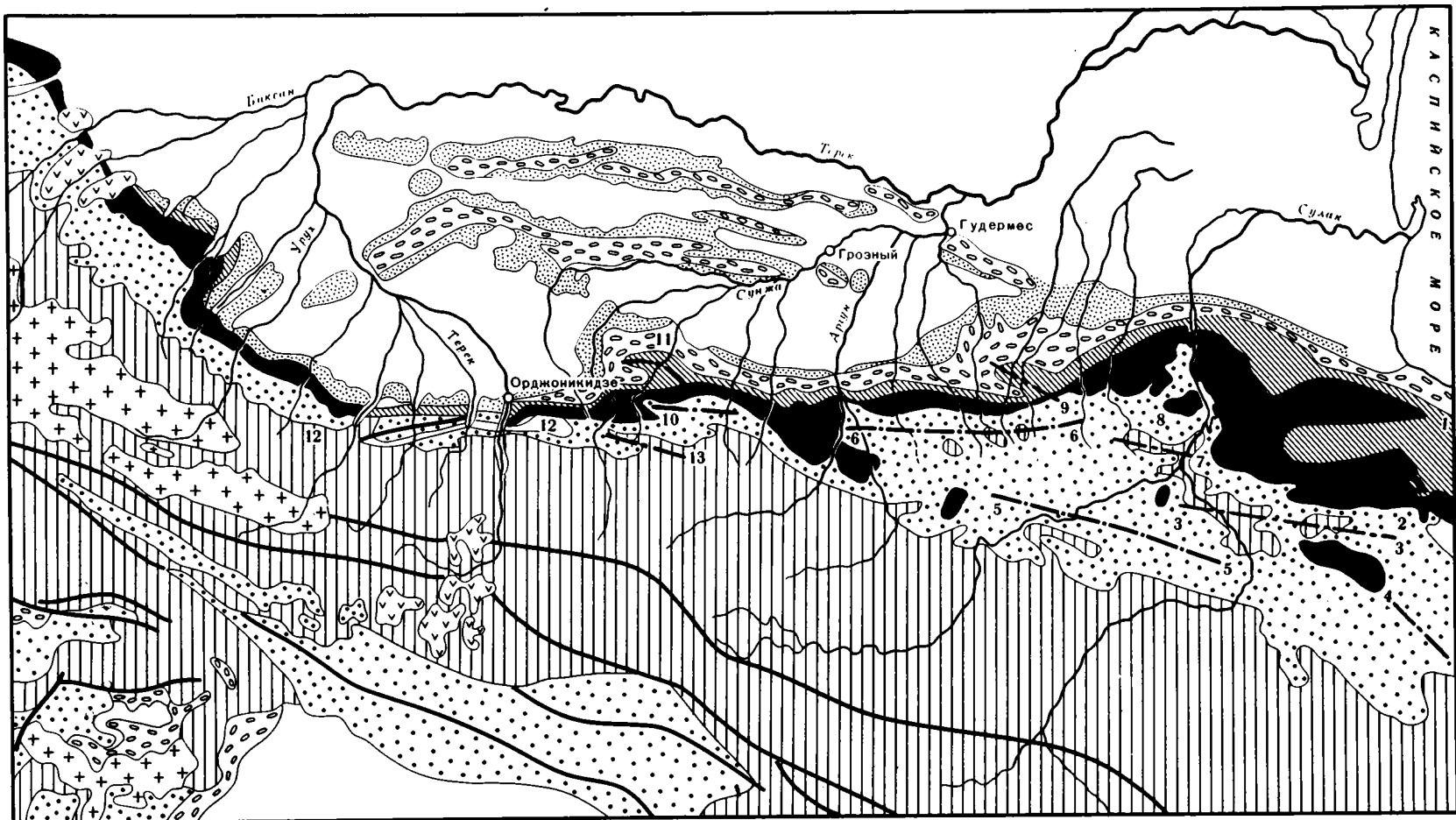
Миатлинская складка в сущности представляет осложнение северного крыла Хадумской структуры; она отделяется от последней очень узкой и слабо выраженной Миатлинской синклиралью. Северное крыло Миатлинской антиклинали довольно пологое (20–30°), южное — более крутое; в ядре ее обнажены сильно деформированные фрагменты пластов фораминиферовой свиты (палеоцен — эоцен).

К востоку и западу от р. Сулак антиклиналь быстро разглаживается, сливаясь с общей моноклиалью; однако значительно западнее ее, за пределами Сулакского выступа среди четвертичных отложений, возникает Гудермесская антиклиналь.

В отличие от Сулакского Эльдамо-Кукурттауский (Губденский) выступ образован сложным переплетением узких и асимметричных складок, оси которых дугообразно изогнуты, а сами антиклинали осложнены сбросо-сдвигами. С юга на север

Фиг. 6. Схема тектонического районирования Северного Кавказа (составили А.Л. Луев, В.А. Серьгиенко, И.С. Гуков [1968])

Русская докембрийская платформа: 1 — Ростовский погребенный выступ Украинского шита. Предкавказская эпигерцинская плита: 2 — Маньчская зона прогибов, 3 — Азово-Кубанская впадина (цифры на схеме) (1 — Каневско-Березанское поднятие, 2 — Тимашевская ступень, 3 — Ясенско-Ленинградская зона поднятий, 4 — Тихорецко-Кропоткинская впадина, 5 — Беломечетская синклираль); 4 — Ставропольское поднятие (6 — Кугультинское, 7 — Северо-Ставропольское, 8 — Янкульское, 9 — Мирненское, 10 — Армавино-Невинномыское поднятия, 11 — Грачевско-Благодарненская зона поднятий, 12 — Слицевский прогиб); 5 — Терско-Кумская впадина (13 — Прикумско-Тюленевская зона поднятий, 14 — Моздокский выступ, 15 — Чернолесский прогиб). Краевая подвижная зона Предкавказской плиты: 6 — Западно-Кубанский передовой прогиб (16 — Славянско-Рязанская, 17 — Адагумо-Афипская, 18 — Анастасиевско-Краснодарская антиклинальные зоны, 19 — зона прибортовых третичных складок); 7 — Терско-Каспийский передовой прогиб (20 — Терская, 21 — Сунженская антиклинальная зоны, 22 — Алханчуртская синклинальная зоны, 23 — зона прибортовых третичных складок; впадины: 24 — Кабардинская, 25 — Осетинская, 26 — Чеченская); 8 — Кусаро-Дивиченский наложенный передовой прогиб; 9 — Северо-Кавказский краевой массив (27 — Северо-Кавказская моноклираль, 28 — Лабинско-Малкинская зона, 29 — байкальский фундамент Лабинско-Малкинской зоны (Бечасынская зона Карачаевско-Черкесского горст-антиклинория), 30 — герцинский фундамент Лабинско-Малкинской зоны (зона Передового хребта); выступы: 31 — Минераловодский, 32 — Адыгейский, 33 — Лагонакская зона), Мегантиклинорий Большого Кавказа: 10 — Западный Кавказ (34 — Абино-Гунайская антиклинальная зона, антиклинории: 35 — Гойтхский, 36 — Повзепский; 37 — Новороссийский синклинорий, 38 — Воронцовский покров, 39 — Керченско-Таманский периклиальный прогиб); 11 — Центральный Кавказ (горст-антиклинорий Главного хребта): грабен-синклинали (40 — Псващинская, 41 — Архызско-Клычская, 42 — Истулу-Харезская), горсты (43 — Чугушский, 44 — Софийский, 45 — Тебердинский, 46 — Балкаро-Дигорский, 47 — Адайхохский); 12 — Восточный Кавказ (48 — зона Известнякового Дагестана, 49 — Джуфидатский антиклинорий, 50 — Агвалинская наклонная ступень, 51 — Бейбулакский синклинорий, 52 — горст-антиклинорий Бокового хребта, 53 — Бежетинский грабен-синклинорий, 54 — горст-антиклинорий Главного хребта); складчатая система Южного склона Большого Кавказа: 13 — Казбекско-Лагодехская зона; 14 — Местийско-Тианетская зона; закавказский срединный массив: 15 — Адлерская депрессия Абхазской зоны; 16 — границы между структурами первого порядка; 17 — границы между структурами второго порядка; 18 — границы локальных структур; 19 — региональные разломы (надвиги и сбросы); 20 — прочие разломы



здесь выделяют три группы складок: Мараул-Аркинско-Шехебекскую, Эльдамо-Иргартбашскую и собственно Кукурттаускую.

Вдоль фронтальной части обоих выступов в неогеновых толщах прослеживается Нарат-Тюбинская зона разломов, которая образует продолжение Гилянского взброса. В вершинах выступов эти нарушения сливаются в одну структурную линию, между выступами раздваиваются.

К западу от структур Сулакского выступа располагается крупная субширотная Варандийская антиклиналь, существенно осложняющая моноклиналь Черных гор. В ядре ее обнажены верхнеюрские карбонатные и гипсоносные отложения, северное крыло сложено меловыми и третичными толщами, тогда как южное сложено мелом.

Обширная Шатоевская мульда, выполненная в осевой части майкопскими глинами, а в периклинальной части сложенная карбонатными породами мела, ограничивает Варандийское поднятие с юго-запада.

Вдоль северного крыла Варандийского выступа в миоценовых отложениях прослеживается весьма неопределенная Даршинская синклиналь, а далее к северу отчетливо обозначается Бенойское антиклинальное поднятие.

Бенойская антиклиналь представляет структуру северо-западного простирания, сложенную в ядре чокракскими отложениями. Ось складки дугообразно изогнута таким образом, что в восточной своей части она имеет почти широтное простирание. Крылья структуры сложены караганскими и сарматскими отложениями, обычно наклоненными под углом 15–20°. Юго-восточная периклираль поднятия выражена очень слабо, благодаря чему ее строение напоминает структурный нос или так называемую уютную складку. Северо-западная периклираль, наоборот, выражена довольно отчетливо. Навстречу Бенойской антиклинали от г. Грозного направляется Алдынская антиклиналь, которую большинство исследователей рассматривают как ее структурное положение.

Западнее, в междуречье Асса – Фортанга – Мартан, моноклиналь Черных гор вновь осложняется несколькими антиклинальными структурами. В мезозойском структурном этаже здесь устанавливаются Кориламская и Ушкортская антиклинали, в третичном – Датыхское поднятие.

Кориламская антиклиналь на севере граничит с Шатоевской мульдой. Это узкая складка северо-западного, почти широтного направления, сложенная в ядре сильно дислоцированными породами мела. Южное крыло подсечено крупным разломом и опрокинута. К запад-северо-западу антиклиналь довольно круто погружается и замыкается; восточная периклираль выражена плохо.

Ушкортская антиклиналь отделена от Кориламской узкой и сложно построенной синклиналью, рассеченной многочисленными разломами. Антиклиналь имеет почти широтное простирание, в ядре ее обнажены известняки верхней юры и валанжина, южное крыло оборвано субширотным нарушением. На западе ядро структуры погружается под четвертичные наносы Терской котловины, а западнее р. Терек ее продолжение образует Фетхузская антиклиналь, прослеженная вплоть до бассейна р. Ардон. На всем этом протяжении структура, сложенная в ядре меловыми отложениями, вдоль южного крыла обрезана тектоническим нарушением.

Расположенное севернее Кориламской антиклинали Датыхское поднятие в центральной своей части выполнено глинами майкопа, тогда как крылья его слагают толщи миоцена и плиоцена. Оно представляет брахиантиклиналь, ось которой имеет запад-северо-западное простирание. В центральной части структура осложнена разрывом, по которому одна ее часть приподнята над другой. Складка резко асимметрична; северо-восточное ее крыло довольно пологое (10–15°), тогда как юго-западное крутое.

Продолжение Датыхского поднятия в области развития четвертичных отложений – Назрановское поднятие, сложенное меотисом и апшеронско-акчагыльскими конгломератами.

Выше мы рассмотрели особенности тектонического строения Дагестанского клина и моноклинали Черных гор. Переходя к описанию тектоники третичных отложений

Фиг. 7. Схема геологического строения Терско-Каспийского прогиба и прилегающих к нему площадей

1 – плиоценовые отложения (понт, акчагыл, апшерон); 2 – сармат и меотис; 3 – средний миоцен (чокрак и караган); 4 – майкопские отложения; 5 – меловые отложения; 6 – юрские отложения; 7 – граниты и ортогнейсы; 8 – четвертичные эффузивы; 9 – разломы; 10 – оси антиклиналей; 11 – поднятия (цифры на схеме): 1 – Кукурттауское, 2 – Эльдамо-Иргартбашское, 3 – Гувшанбашское, 4 – Шахебекское, 5 – Марауларкинское, 6 – Варандийское, 7 – Салатауское, 8 – Хадумское, 9 – Бенойское, 10 – Кориламское, 11 – Датыхское, 12 – Фетхузское, 13 – Ушкортское

Терско-Каспийского передового прогиба, следует отметить, что структурные линии, намеченные в виде Миатлинской и Бенойской антиклиналей в восточной части региона и Датыхского выступа в центральной части, довольно отчетливо прослеживаются на всем правобережье р. Терек, в зоне Передовых хребтов.

Терская антиклинальная линия [Алферов, 1947; Косыгин, 1952] состоит из Суворовской, Гудермесской, Брагунской, Хаян-Кортовской, Калаусской, Эльдарской, Малгобек-Алиуртовской и Арал-Дилатерекской антиклиналей, образующих огромную и неправильную полудугу с простираением свыше 200 км (фиг. 8). Вся эта система складок с запада на восток естественно распадается на три части: 1) западную, суженную часть, основными структурными элементами которой являются Арал-Дилатерекская и Малгобек-Алиуртовская антиклинали; 2) центральную, наиболее широкую, состоящую из северной ветви — Эльдарской антиклинали и южной ветви — Калаусской антиклинали; 3) восточную, суженную часть (Хаян-Кортовская, Брагунская и Гудермесская антиклинали).

Наиболее приподнятый участок Терской антиклинальной зоны — Малгобек-Вознесенский участок; к западу и востоку от него отметки сводов поднятий уменьшаются.

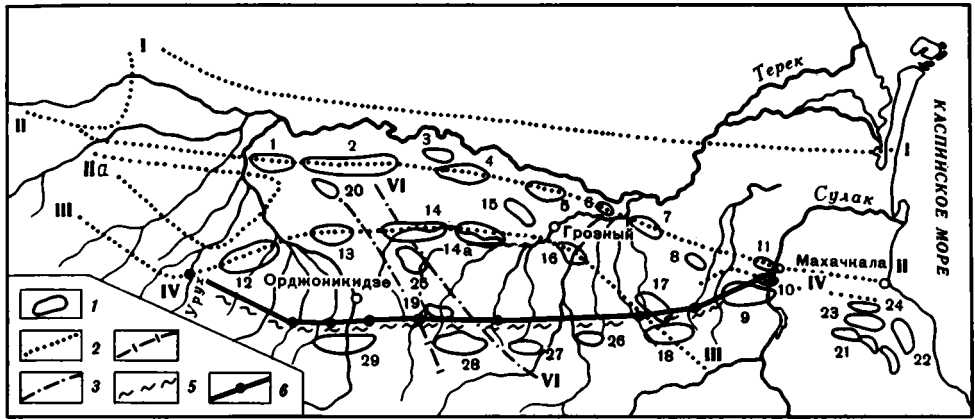
Строение западной части Терского хребта относительно просто. В пределах Арал-Дилатерекского поднятия это простая антиклинальная структура, сложенная сарматом в своде и разбитая продольным нарушением, вдоль которого сводовая часть складки сдвинута к северу. Далее на восток строение антиклиналей быстро усложняется. В районе Малгобека северное крыло антиклинали разорвано поверхностью смещения, плоскость которого полого падает на север и по нему широкий свод складки надвинут на юг. В южном крыле прослежено два встречных нарушения. Восточнее, в пределах Малгобек-Алиуртовской антиклинали, северное крыло складки "разорвано поверхностью смещения, наклоненной к северу, и взброшено здесь в обратном (южном) направлении, перекрывая широкую, сводовую часть складки. В южном крыле, где обнаружено два встречных разрыва, также наблюдается переброс к югу" [Алферов, 1947, с. 487]. Еще далее к востоку (район Вознесенска) наблюдается разветвление структуры; Малгобек-Алиуртовская складка надвинута по пологой плоскости на север, причем образующие ее свод караганские и чокракские слои контактируют с ачкагылом северного поднадвигового крыла. При этом в поднадвиговой части обнаруживается самостоятельная лежащая складка, разорванная и сдвинутая вдоль свода. Таким образом, северное крыло структуры имеет здесь чешуйчатое строение. Южнее главной антиклинали, но параллельно ей протягивается вторая, более узкая складка, разорванная взбросами [Елин, 1937].

Восточнее, при переходе к центральной части Терской антиклинальной линии, Малгобек-Алиуртовская антиклиналь погружается, а на ее продолжении устанавливается правильный купол, сложенный сарматскими глинами (Алиуртовский купол). Восточное продолжение Малгобек-Алиуртовской антиклинали — Калаусская (Терская) антиклиналь, имеющая сложное строение и выполненная в ядре чокракскими отложениями. В присводовой части антиклиналь разбита нарушением, причем в западной части она опрокинута и надвинута к северу, а в восточной — к югу. Южное крыло складки осложнено складчатостью второго порядка — здесь прослеживается Горагорская антиклиналь, которую некоторые исследователи считают самостоятельной структурой.

Примерно на широте пос. Горагорский, севернее пологой синклинали, сложенной сарматскими и ачкагыльскими отложениями и ограничивающей Калаусскую антиклиналь с севера, появляется Эльдаровская антиклинальная складка. Вначале она слагается двумя параллельными антиклиналями с ядрами, сложенными чокракско-караганскими слоями, но к восток-юго-востоку они сливаются в одну и прослеживаются в юго-восточном направлении вплоть до их слияния с Калаусской антиклиналью.

Эльдаровская антиклиналь в своей восточной части опрокинута и надвинута к югу, навстречу Калаусской антиклинали. После слияния Калаусской и Эльдаровской антиклиналей ось поднятия несколько погружается, но восточнее вновь начинает воздыматься и далее на восток вновь раздваивается, образуя южную, сильно приподнятую Хаян-Кортовскую и северную, сильно пониженную Аду-Юртовскую антиклинали. Хаян-Кортовская антиклиналь в ядре сложена породами майкопского возраста, а Аду-Юртовская — породами плиоцена и постплиоцена. В строении Хаян-Кортовской структуры отчетливо прослеживается запрокидывание слоев к югу.

Далее к востоку, вдоль горы Ястребиной, Калаусская (Терская) антиклиналь



Фиг. 8. Связь глубинных разломов с антиклинальными поднятиями в третичных отложениях Восточного Предкавказья

1 — антиклинальные поднятия: 1 — Арак-Дилатерекское, 2 — Малгобек-Алиюртовское, 3 — Эльдаровское, 4 — Калаусское, 5 — Хаянкортовское, 6 — Брагунское, 7 — Гудермесское, 8 — Суворовское, 9 — Салатауское, 10 — Хадумское, 11 — Миатлинское, 12 — Змейское, 13 — Карджин-Заманкульское, 14 — Карабулак-Ачалукское, 14а — Серноводское, 15 — Старогрозненское, 16 — Октябрьское, 17 — Беноейское, 18 — Варандийское, 19 — Датыхское, 20 — Харбиджинское, 21 — Мараул-Аркинско-Шехебекская группа поднятий, 22 — Салтабек-Карабудахкентское, 23 — Эльдамо-Иртгартбашское, 24 — Кукурттауское, 25 — Назрановское, 26 — Гехинско-Сюретское, 27 — Кориламское, 28 — Ушкортское, 29 — Фетхузское; 2 — герцинские обновленные в альпийский этап глубинные разломы: I—I — Змейско-Притеречный, II—II — Малкско-Терский, III—III — Сунженско-Тырныаузский, I—II — Лысогорско-Марьинский, IIа — Баксан-Чегемский; 3 — региональные разломы: VI—VI — Назранский; 4 — предполагаемые региональные разломы; 5 — альпийская главная зона; 6 — линия изученного нами литологического профиля

снова опрокинута к северу; к западу от Горячеводска она быстро погружается и замыкается.

Восточная часть Терской тектонической линии включает Брагунскую, Гудермескую и Суворовскую антиклинали, имеющие более простое строение. "Брагунская антиклиналь, — писал Б.А. Алферов, — имеет коробчатую форму, местами развернутую, грибообразную. В восточной части складки опрокидывание к северу переходит в надвиг значительной амплитуды, благодаря чему под чокракско-спиралисовыми слоями были обнаружены породы нижнего апшерона. В западной части хребта разорвано южное крыло, в то время как северное постепенно выпрямляется" [1947, с. 487].

Расположенная к юго-востоку Гудермеская антиклиналь сложена в присводовой части чокракскими глинами и песчаниками. Складка на всем протяжении скошена и надвинута на север. Южное ее крыло по мере движения с запада на восток становится все более крутым, и, наконец, в районе горы Гойрак-Корт оно оказывается опрокинутым к югу и осложненным разломом. Таким образом, Гудермеская антиклиналь, так же как и Брагунская, характеризуется запрокидыванием крыльев в разные стороны, а это означает, что осевые плоскости их в поперечном сечении веерообразно развернуты снизу вверх.

Завершающее звено в цепи поднятий Терского хребта — Суворовское; оно как бы соединяет Гудермескую антиклиналь, расположенную в пределах Терско-Каспийского передового прогиба, с Миатлинской антиклиналью, принадлежащей к структурам Дагестанского клина.

Сунженская тектоническая линия располагается несколько южнее, слагает полукольцо длиной в 150—160 км, начинающуюся в пределах Урухского выступа и прослеживающуюся вплоть до Беноейской складки на р. Хулхулау; она состоит из Октябрьской, Старогрозненской, Серноводской, Карабулак-Ачалукской, Карджин-Заманкульской и Змейской антиклиналей (см. фиг. 8).

Западные поднятия Сунженской тектонической линии (Змейская и Карджин-Заманкульская) сложены континентальными конгломератами и суглинками (понтмеотис), а также апшеронско-акчагыльской туфогенной толщей; к востоку оси поднятий непрерывно поднимаются и в районе горы Курп оказываются обнаженными сарматские глины и чокракско-караганские глины и песчаники. Антиклинали чаще всего опрокинуты к северу и на крыльях осложнены складчатостью второго порядка. Для всей западной части зоны характерно северо-восточное простираение осей

складок; лишь в районе Заманкульского нефтяного месторождения оно меняется на субширотное.

Расположенная восточнее Карабулак-Ачалукская антиклиналь, в ядре которой развиты майкопские глины, опрокинута и надвинута к югу, причем в поднадвиговом крыле здесь развивается более южная, веерообразно развернутая антиклиналь. На всем протяжении расположенной еще восточнее Серноводской антиклинали прослеживается крупный разрыв, секущий южное крыло и полого наклоненный к северу [Брод, 1938]. Ядро складки двойное, причем в пределах западной половины антиклиналь повсеместно несколько запрокинута на юг. Только в пределах восточного погружения оси, особенно там, где туфогенные толщи акчагыла и апшерона с резким угловым несогласием перекрывают глинистые пласты сармата, наблюдается увеличение углов наклона северного крыла и даже запрокидывание всей складки на север [Алферов, 1947].

У горы Граничной, к северу от Серноводской складки, от нее отделяется Старогрозненская антиклиналь, сложенная караганскими отложениями в ядре и сарматско-акчагыльскими отложениями на крыльях. Складка резко асимметрична, почти на всем протяжении осложнена разрывом значительной амплитуды и характеризуется надвиганием свода и пологого южного крыла на круто поставленное северное крыло.

Расположенная к юго-востоку Октябрьская (Алдынская) антиклиналь сложена верхним сарматом, меотисом и акчагылом. Складка имеет коробчатую форму и в отличие от всех других структур простирается в юго-восточном направлении, что совпадает с ориентировкой описанной нами выше Бенойской антиклинали (см. фиг. 8). В центральной части структура расчленена разрывами субмеридионального направления. Западная часть складки отсечена разрывом, имеющим характер надвига; плоскость его наклонена к востоку и, таким образом, Алдынская антиклиналь надвинута на свое северо-западное погружение.

Кроме двух описанных выше субширотных тектонических линий, в пределах исследуемого региона довольно отчетливо намечается еще третья тектоническая линия северо-западного направления; она начинается у Датыхской антиклинали в пределах Черногорья (см. рис. 8) и проходит в направлении 135° ЮВ — 315° СЗ. В нее входит Назранско-Яндырское поднятие, сочлененное с наиболее приподнятой Карабулак-Ачалукской структурой Сунженского хребта, а также Харбиджанское поднятие, расположенное между Аракдилатерекской антиклиналью Терского хребта и тем же Карабулак-Ачалукским поднятием.

Характеризуя поднятия Передовых хребтов, следует иметь в виду, что, как правило, они отличаются значительной длиной и более или менее прямолинейным расположением своих осей. Они сильно нарушены разрывами типа сбросов, взбросов, надвигов, нередко затухающих на глубине.

Время формирования складчатости определяется угловым несогласием акчагыла и участием в дислокациях самых различных отложений, вплоть до четвертичных конгломератов и лесса.

Направленность смещений различна. В западной и восточной частях Передовых хребтов основные движения по разломам направлены к северу; в центральных частях направление перемещений усложняется. Центральная часть Сунженского хребта запрокинута в сторону южных депрессий, тогда как в пределах центральной части Терского хребта преобладающие перемещения меняются от структуры к структуре, а иногда даже варьируют в пределах одной складки.

Передовые хребты разделяются очень пологой и узкой Алханчуртской (Алхан-Юртовской) синклиналью; она сложена четвертичными отложениями и протягивается в длину на 90—100 км, имея ширину 6—20 км. По К.Б. Харбиху [1941], восточное и западное ее продолжение замыкают антиклинальные поднятия.

К северу от Терского хребта располагается глубокий и узкий Предтеречный прогиб, распадающийся на ряд отдельных синклиналей. В западной части прогиб осложнен двумя крупными погребенными поднятиями: Прохладненским и Марьинским. К востоку он сливается с крупным Сулакским прогибом.

Значительно важнее для нас геологическое строение той области, которая заключена между восточным бортом Северо-Кавказского краевого массива, моноклиналью Черных гор, структурами Дагестанского клина и системой Передовых хребтов. Эта обширная депрессия, заполненная четвертичными отложениями сложного генезиса, довольно отчетливо распадается на три части. С запада на восток в ней различают Кабардинскую, Осетинскую и Чечено-Грозненскую впадины (см. фиг. 6, 8).

Между нижним течением р. Баксан, западным окончанием Терского хребта, Харбиджанским поднятием и западным окончанием Сунженского хребта расположена

крупная Кабардинская впадина. Она имеет в плане форму опрокинутого равнобедренного треугольника с основанием в 65–70 км длиной. По материалам А.И. Летавина и его соавторов [1975], палеозойский фундамент в пределах Кабардинской депрессии залегает на глубинах порядка 8000 м.

Восточнее, в пределах площади, ограниченной Урухским выступом и западным окончанием Сунженского хребта, Назрановско-Датыхским поднятием и моноклиналию Черных гор, располагается Осетинская (Владикавказская) котловина. В северо-западном направлении депрессия пересекается долиной р. Терек, и здесь речные отложения смешиваются с четвертичными отложениями сложного генезиса, заполняющими впадину. Карта, составленная А.И. Летавиным с соавторами [1975], свидетельствует о том, что кровля палеозойского фундамента в Осетинской впадине находится на глубинах около 9000 м.

Еще восточнее находится Чечено-Грозненская впадина. Она начинается в районе Назрановско-Датыхской перемычки и протягивается на восток между восточным окончанием Сунженского хребта и моноклиналию Черных гор; еще дальше в том же направлении ее ограничивают Сулакский выступ и прилегающее к нему восточное окончание Терского хребта. Впадина прорезана правыми притоками р. Сунжи (Фортанга, Рошня, Гехи, Аргун, Хулхулау и др.). Палеозойский фундамент здесь также встречен на отметке –9000 м.

Наконец, в пределах Сулакского прогиба залегание палеозойского фундамента А.И. Летавин и его соавторы [1975] определяют на отметке 10000 м в западной части и более 11000 м на Каспийском побережье. Любопытно, что в пределах Терской и Сунженской структурных зон, ограничивающих Кабардинскую, Осетинскую и Чечено-Грозненскую впадины, глубины до поверхности фундамента составляют 7000–9000 м, причем весьма значительные перепады глубин приурочены к бортовым частям этих зон, где они совпадают с разломами в фундаменте. Кроме того, геофизическое изучение фундамента в районе Передовых хребтов показало, что им соответствуют обычно крупные магнитные тела [Летавин и др., 1975]; они имеют четкие, вытянутые параллельно хребтам формы, весьма интенсивную намагниченность и оказываются тесно связанными с глубинными разломами.

Изучение крупных разломов в фундаменте региона было проведено Ю.А. Судариковым [1964], М.С. Бурштаром и его соавторами [1969], Ю.А. Стерленко и Ю.А. Мосякиным [1973], однако наиболее современная карта тектонических нарушений в фундаменте Восточного Предкавказья была составлена А.И. Летавиным с соавторами [1975]. Данные этих авторов и были нами использованы при составлении фиг. 8. На схему нанесены важнейшие нарушения, зафиксированные в палеозойском фундаменте в результате применения гравиметрии, магнитометрии, всех видов сейсморазведки и параметрического бурения.

Как видно из фиг. 8, главные структурные особенности региона создаются за счет крупных субширотных глубинных разломов, примерно соответствующих простиранию Передовых хребтов. При этом Терская зона третичных антиклиналей на глубине контролируется Малкско-Терским, а Сунженская – Сунженско-Тырныаузским разломом; последний в западной части, на участке между Карджин-Заманкульским поднятием и Урухским структурным выступом, приобретает северо-восточное направление, а далее к западу вновь имеет широтное простирание и в конечном счете сливается с Пших-Тырныаузской зоной разломов, ограничивающей с севера горст-антиклиналь Большого Кавказа.

Примерно параллельно этим нарушениям в пределах Затеречной равнины вытягивается Змейско-Притеречный разлом, которому, по-видимому, также соответствует цепь погребенных антиклинальных структур, но уже за пределами интересующего нас района.

В западной части региона при приближении к восточному борту Северо-Кавказского краевого массива появляются еще несколько крупных тектонических нарушений, усложняющих картину. Так, например, между Сунженско-Тырныаузским и Малкско-Терским разломами здесь возникает Баксан-Чегемский: он ограничивает с востока Кабардинскую депрессию, в связи с чем имеет форму полуэллипса в плане.

Близки к субмеридиональному направлению Лысогорско-Марьянский и Баксан-Нальчикский разломы, ограничивающие Северо-Кавказский краевой массив с востока.

Все упомянутые нами выше тектонические нарушения по возрасту принадлежат к герцинским разломам, по-видимому, возрожденным в альпийском этапе.

Северо-западное направление имеют региональные разломы, ограничивающие Назранское поднятие и разделяющие Осетинскую и Чечено-Грозненскую впадину. Возможно, что они тоже были заложены еще во время герцинского этапа.

Наконец, можно предполагать существование крупного субширотного тектонического нарушения вдоль основания Черногорской моноклинали. Эта шовная линия, по-видимому, разделяет Терско-Каспийский прогиб и поднятие Кавказа и принадлежит к наиболее молодым альпийским разломам.

Итак, в пределах интересующего нас региона, в палеозойском фундаменте выделяются тектонические нарушения трех направлений. Преобладают разломы субширотного и северо-западного направления, тогда как северо-восточное направление выражено слабо и только проявляется в отдельных, отклоняющихся от общего направления фрагментах структур. Как это было показано в работах В.А. Станулиса и других геологов треста Грознефть, тектонические нарушения делят всю площадь Терско-Каспийского прогиба на ряд блоков. Особенно крупные блоки в палеозойском фундаменте соответствуют Кабардинской, Осетинской, Чечено-Грозненской и Сулакской впадинам, из которых первая поднята по сравнению с остальными почти на 1000 м, а последняя на такую же высоту опущена. Палеозойский фундамент здесь представляет крупную и ступенчатую систему блоков, постепенно понижающуюся в сторону Каспийского моря.

Гораздо более мелкие и приподнятые блоки приурочены к линейно-вытянутым разломам, контролирующим складки Передовых хребтов. Здесь поверхность фундамента имеет характерное горст-грабенное строение.

Снизу вверх, в осадочных толщах разломы затухают, блоковое строение утрачивается, и уже в меловых отложениях дизъюнктивные нарушения фундамента проявляют себя как типичные антиклинальные складки.

Характерно, что пликтивными дислокациями в юрских, меловых и третичных толщах трассируются только те дизъюнктивные нарушения в фундаменте или их сегменты, которые принадлежат к разломам сжатия; по-видимому, эффекты растяжения менее четко проявляются в пластичных осадочных отложениях чехла [Кудрявцев, 1963]. Особую разновидность тектонических структур в фундаменте представляют так называемые шовные зоны, выраженные системой параллельных и сближенных разломов, плоскости которых наклонены друг к другу; на глубине они, очевидно, сливаются в одно общее нарушение. В прикрывающих отложениях чехла им обычно соответствуют крупные коробчатые надразломные структуры, весьма напоминающие те антиклинальные складки, которые развиты в восточной части Сунженского хребта.

В настоящее время можно уверенно утверждать, что структурный план третичных складок в общих чертах совпадает со структурным планом мезозойского этажа, хотя отдельные детали складок, конечно, могут значительно отличаться. Как правило, меловые отложения образуют более пологие и спокойные структуры, морфологически резко отличные от часто опрокинутых, разорванных разломами и притохливо изогнутых третичных антиклиналей.

В свою очередь, тектонический план юрско-мелового структурного этажа, как это недавно показали М.Н. Смирнова и В.М. Бражник [1975], в значительной мере связан с палеозойскими и даже докембрийскими структурными элементами; ярко выраженная унаследованность в развитии Восточного Предкавказья позволила наиболее поздним мезозойско-кайнозойским толщам отразить различные особенности тектонического плана предшествующих эпох.

Учитывая все сказанное, можно согласиться с утверждением В.А. Станулиса, В.Д. Талалаева и В.А. Тюлюпо о том, что формирование третичной складчатости в интересующем нас районе контролировалось главным образом блоковыми движениями фундамента в альпийское время, а они, в свою очередь, были унаследованы от герцинской и еще более древних эпох тектогенеза. Если полностью принять этот вывод, то станет также очевидным, что в основу структурно-фациального районирования осадочных отложений чехла правильнее всего положить выделение сравнительно однородных блоков палеозойского фундамента. Учитывая унаследованность тектонического плана и длительность развития отдельных антиклинальных складок, доказываемую в работах П.П. Забаринского [1947] и Ю.А. Косыгина [1952], о чем было уже упомянуто в предыдущей главе, можно надеяться, что литолого-фациальные изменения третичных отложений Восточного Предкавказья на площади окажутся также тесно связанными с вертикальными движениями блоков палеозойского фундамента.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ЕГО ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На протяжении многих лет в Лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР проводились работы, посвященные литолого-геохимическому исследованию среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья [Холодов, Гаврилов, 1974; Холодов и др., 1974; 1976а,б, 1977; Гаврилов, 1977, 1979; Холодов, 1978а,б; Холодов, Недумов, 1979; Холодов, Радионова, 1979; Холодов и др., 1979].

Чокракско-караганские отложения изучались в естественных обнажениях по берегам рек, прорезающих крыло антиклинория Большого Кавказа, в районах Черных гор и Дагестанского клина. Всего было исследовано девять полных разрезов среднего миоцена; их относительное положение показано на фиг. 9. Наиболее западный разрез был изучен в нижнем течении р. Урух, на левом ее берегу, в обнажениях оврага Кета-Чета, устье которого выходит к реке против сел. Ахарисар.

Следующий разрез был расположен юго-восточнее, в 40–50 км от р. Урух, в районе р. Суадаг-Дон. Здесь в среднем течении его правого безымянного притока оказались более или менее полно обнажены толщи среднего миоцена. Далее на восток, в 20–22 км от р. Суадаг-Дон, в нижнем течении р. Кодахджин, был описан довольно плохо обнаженный разрез, отдельные фрагменты которого, однако, все же позволяют судить о строении интересующих нас чокракских и караганских отложений в этом районе. Еще восточнее, на правом берегу р. Терек, в северо-восточной части Тарской котловины, полный разрез среднемиоценовых отложений был изучен в балке Буйволиная, по дну которой течет одноименный ручей; этот пункт исследования расположен в 25–30 км от предыдущего.

Следующий исследованный нами разрез был описан в среднем течении р. Фортанга, в южном крыле Датыхской антиклинали, в районе заброшенного пос. Нижний Датых, который располагался когда-то на слиянии р. Фортанга и ее правого притока — р. Джолы. Он находится в 28–30 км к северо-востоку от разреза р. Буйволиной.

Восточнее, в 30–32 км от р. Фортанга, очень полный разрез среднемиоценовых отложений был исследован нами по р. Малая Рошня; он начинался в верховьях р. Малая Рошня и заканчивался в 2–2,5 км от места слияния Большой и Малой Рошни.

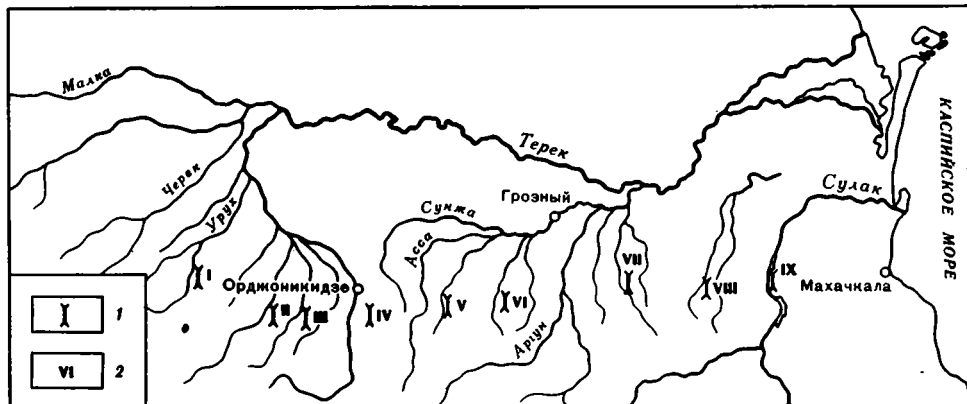
Важным опорным пунктом в литолого-фациальных построениях был разрез чокракско-караганских отложений, вскрытый на обоих берегах р. Элистанжи. Он расположен в 30–35 км к северо-востоку от р. Малая Рошня, в непосредственной близости от южного крыла Бенойской антиклинали.

Далее, уже на территории Северного Дагестана, в 40–42 км к северо-востоку от р. Элистанжи, очень хорошо обнаженный разрез был изучен в среднем течении р. Ярык-су. При этом чокракские отложения были описаны по р. Малая Ярык-су, на участке от разрушенной мельницы вплоть до слияния рек Большая и Малая Ярык-су у пос. Симсыр и Байтарки, а караганские — вниз по течению р. Ярык-су от пос. Симсыр почти до Гилянского разлома.

Наконец, в 30 км к северо-востоку от разреза р. Ярык-су, в среднем течении р. Сулак, на левом его берегу, был описан еще один разрез чокракско-караганских отложений. К сожалению, нижняя часть чокракских толщ здесь оказалась срезана продольным разломом, нарушающим северное крыло Хадумской антиклинали, но вся остальная часть среднего миоцена оказалась отлично обнаженной. Чокрак был описан нами, начиная от оврага, расположенного к северу от балки Рики-кал и связанного с упомянутым субширотным разломом, а затем по системе сухих слоев, развитых параллельно руслу р. Сулак и выводящих на вершину песчаной гряды Таш-Гескем. Далее к северу описание карагана производилось по склону горы Таш-Гескем и по системе безымянных балок, заканчиваясь у дороги, ведущей к буровой скважине.

Всего в девяти изученных разрезах было описано 5442 м мощности. Для наиболее полной характеристики пород в среднемиоценовых отложениях региона было отобрано 1127 индивидуальных образцов весом 0,3–0,4 кг. В среднем образец отбирался через каждые 5 м мощности, хотя само собой разумеется, что их конкретное расположение в колонке отвечало важнейшим изменениям литолого-фациального состава исследуемых отложений.

Более детальная характеристика системы опробования разрезов чокракско-караганских отложений приводится в табл. 2. Кроме цифровых данных, в ней перечислены те работы предшественников, которые широко использовались при изучении литологии и стратиграфии разрезов.



Фиг. 9. Расположение изученных разрезов чокракско-караганских отложений в пределах Восточного Предкавказья

1 — участок, на котором описан разрез; 2 — название разрезов: I — р. Урух, II — р. Суадаг-Дон, III — р. Кодахджин, IV — р. Буйволиная, V — р. Фортанга, VI — р. Малая Рошня, VII — р. Элистанжи, VIII — р. Ярык-су, IX — р. Сулак

Как видно на карте (см. фиг. 9), изученные обнажения составляют субширотный литолого-фациальный профиль, вытянутый в длину почти на 300 км. Поскольку наши описания среднemiоценовых отложений были привязаны к обнажениям моноклинали Черных гор, этот литолого-фациальный профиль повторяет очертания геологической карты и образует не прямую линию разрезов, а полудугу, обращенную выпуклостью к югу в пределах разрезов рек Кодахджин и Буйволиная.

Для более полной характеристики литологии и геохимии разрезов профиля нами были изучены также образцы среднemiоценовых отложений, вскрытые в районе р. Ярык-су Гилянскими скв. 3 и 5. Из них было отобрано 44 пробы кернов, позволяющие представить особенности изменения литолого-геохимического состава глинисто-алевролитовых пород с глубиной.

Весьма своеобразным дополнением к изученному литолого-фациальному профилю стали разрезы чокракско-караганских отложений в пределах Южного Дагестана, в районе сел Буцра и Дорада, где средний миоцен с базальным конгломератом в основании несогласно налегает на меловые отложения и образует отдельные останцы, сохранившиеся в высокогорных условиях Кавказа. Здесь было изучено два разреза и отобрано 32 образца горных пород.

Наконец, в среднем течении р. Сулак, в северном крыле Хадумской антиклинали, нами был исследован полный разрез верхнеюрских, меловых и третичных отложений общей мощностью более 5000 м; здесь было взято 40 проб пород разного состава и возраста.

Обращаясь к сопоставлению различных разрезов литолого-фациального профиля, следует подчеркнуть, что нижней границей чокракско-караганских отложений в Восточном Предкавказье обычно считается тарханский горизонт мергелей с фауной пеллципод *Amissus denudatus* Reuss, *Leda fragilis*, гастропод, фораминифер родов *Miliolida*, *Nodogilis* Chemn. и др., обломков иглокожих и скоплений давленых птеропод *Spiralis*. Этот горизонт очень хорошо устанавливается в разрезах Чечено-Грозненской впадины. Действительно, он отчетливо выражен в разрезах рек Элистанжи и Малая Рошня. В разрезе по р. Фортанга, в южном крыле Датыхской складки, майкопские отложения контактируют с чокракскими по разлому, и тарханский горизонт, по-видимому, оказывается срезанным нарушением. В других же разрезах Датыхского района, по данным Б.П. Жижченко [1940], тарханский горизонт в виде типичного мергеля пользуется широким распространением.

Менее ясна картина с сопоставлением нижней части интересующего нас разреза в пределах Осетинского блока. Действительно, если в разрезе р. Буйволиная в основании чокракских отложений мы еще находим пласт мергеля с пеллциподами, давленными спириалисами и обломками иглокожих, напоминающий тарханский горизонт, то еще дальше на запад, в разрезах рек Кодахджин, Суадаг-Дон и Урух, кровля майкопских глин повсеместно оказывается размытой, а в "карманах" трансгрессивно залегающего чокрака часто обнаруживаются переотложенные и цеолитизированные спикулы майкопских губок, раковинки многокамерных фораминифер и обломки вулканических стекол, явно заимствованные из нижележащих майкопских толщ. С этими сведениями согласуются многочисленные находки в основании чокракских

Таблица 2

Сравнительная характеристика разрезов литолого-фациального профиля

Разрез по реке	Мощность, м	№ образцов	Число образцов	Частота опробования, м/обр.	Литературные данные
Урух	107,8	605—676	72	1,49	М.С. Швецов [1927], А.Д. Архангельский [1927], В.Д. Талалаев [1958].
Суадаг-Дон	235,8	1950—2012	66	3,57	В.Д. Талалаев [1947, 1958]
Кодахджин	239	1918—1951 1896—1898	42	5,69	А.Д. Архангельский [1927], В.Д. Талалаев [1958]
Буйволиная	397,8	3039—3094	56	7,08	П.П. Забаринский [1952]
Фортанга	942,7	907—912 677—906 3296—3307	248	3,8	А.Д. Архангельский [1927], Н.Б. Вассоевич [1959]
Малая Рошня	955,8	1217—1346	133	7,18	Х.Т. Шаинян [1958], Н.Б. Вассоевич [1959]
Элистанжи	778,7	1550—1706 1720—1760	210	3,7	Н.Б. Вассоевич [1952], Н.Б. Вассоевич [1959]
Ярык-су	813	1000—1079	80	10,16	А.Д. Архангельский [1927], В.Е. Руженцев [1932], Б.П. Стерлин [1950]
Сулак	971,7	983—1202	220	4,42	А.Д. Архангельский [1927], Н.С. Шатский [1929], Б.П. Стерлин [1950], И.С. Якубов, М.Г. Абрамов [1965]

отложений базальных конгломератов, как бы фиксирующих отмеченный выше разрыв. Так, например, В.П. Ренгартен, а позднее Л.И. Пламеневский отмечали присутствие галек в основании чокракских отложений на р. Камбилеевке, И.И. Гутман наблюдал прослой конгломерата на границе между чокраком и майкопом в районе Майрам-адага, М.С. Швецов обнаружил 20-сантиметровый линзовидный пласт галечника в основании среднемиоценового разреза р. Урух.

Таким образом, можно прийти к выводу, что на рубеже между майкопом и чокраком в Осетии породы тарханского горизонта либо не откладывались совсем, либо были позднее уничтожены предчокракским размывом. Как бы там ни было, становится очевидным, что времени отложения тарханского горизонта (а возможно, и части нижнечокракских глин) в Чечено-Грозненской впадине и Осетинской депрессии соответствует местное поднятие и разрыв. Это положение можно считать определяющим в проблеме корреляции разрезов изученного нами профиля.

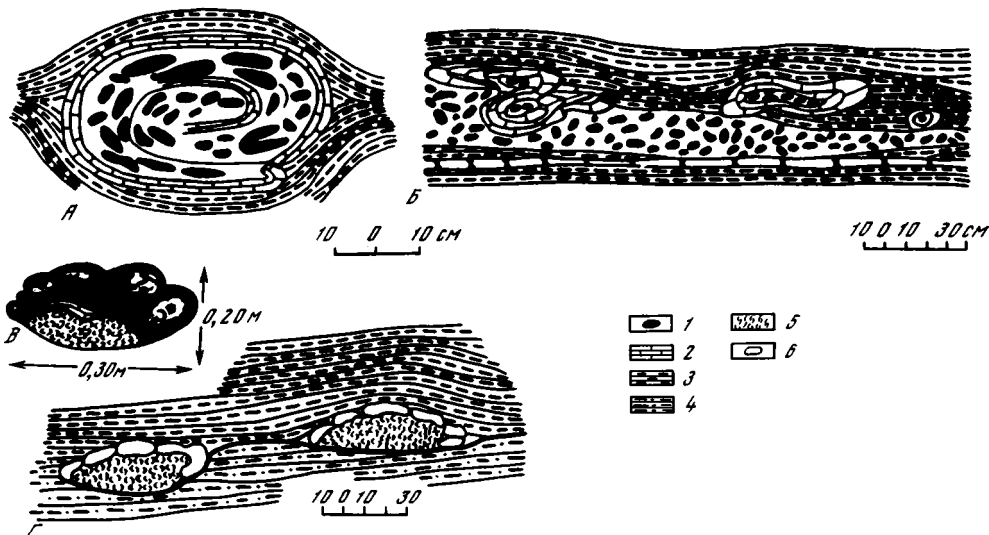
Как уже отмечалось выше, в пределах Гяуртапинского пласта верхнего чокрака в Восточном Предкавказье выделяются два маркирующих прослоя: мергель α , или спириалисовый мергель, является верхней, правда условной [Вассоевич, 1959], границей чокракских отложений, а мергель β , или "конгломератик", обычно располагается в кровле песчаника Σ_2 , в 10—15 м ниже по разрезу.

К сожалению, оба маркирующих пласта отчетливо прослеживаются только в наиболее мощных разрезах Сулакского прогиба (реки Ярык-су, Сулак) и Чечено-Грозненской впадины (реки Элистанжи, Малая Рошня, Фортанга). Уже в верхнем чокраке балки Буйволиной спириалисовый мергель полностью выклинивается, а в более западных разрезах Осетинской впадины оба маркера уже отсутствуют совсем.

Отсутствие достоверных маркирующих горизонтов в разрезах Осетинской впадины заставило особенно пристально исследовать границу между чокракскими и караганскими отложениями. В результате здесь были обнаружены и описаны биогермыстроматолиты [Холодов, Радионова, 1979].

В караганских отложениях Крыма и Западного Предкавказья строматолитовые постройки типа биостромов и биогермов, желваки и водорослевые корки на гальках описывались многими исследователями [Архангельский и др., 1930; Губкин, Варенцов, 1934; Жижченко, 1940; Крылов, 1966]. Однако в субсинхронных толщах Восточного Предкавказья эти образования ранее известны не были.

При изучении разрезов карагана в среднем течении рек Урух, Суадаг-Дон и Хатал-Дон [Северная Осетия] нами был обнаружен целый горизонт, спорадически содержащий линзовидные скопления строматолитовых желваков, корок и известково-водо-



Фиг. 10. Типы строматолитовых построек в карагане Восточного Предкавказья (зарисовки)

А — сечение биогерма; Б — плоскогальчатые конгломераты и строматолитовые брекчии с биогермами в разрезе р. Урух (левый берег); В — строение ракушечковой банки (черное — водорослевый известняк); Г — ракушечники со строматолитовыми обрастаниями в разрезе р. Хатал-Дон

1 — гальки и обломки водорослевых известняков, реже — мергелей; 2 — водорослево-серпуловая оторочка; 3 — глины; 4 — алевролиты; 5 — ракушечники из раковин *Spaniodontella* и их обломков; 6 — желваковидные водорослево-серпуловые наросты

рослевых брекчий и постоянно связанный с небольшим несогласием, развитым в основании караганских отложений.

Наиболее ярко строматолитовый "горизонт" представлен в разрезе на левом берегу р. Урух, в овраге Кета-Чета. Здесь, в 10–11 м выше пласта белых кварцевых песчаников чокрака (Σ_1 или Σ_2 ?) на слабо размытой кровле слоистых коричневатосерых чокракских глин с редкими прослоями мергелей залегает очень непостоянный по мощности пласт конгломерато-брекчии (фиг. 10, Б). Пласт состоит из многочисленных галек и их обломков, сложенных органогенно-водорослевым известняком; реже среди них встречаются плоские галечки мергеля. Размеры обломков достигают 10 см, обычно колеблясь в пределах 3–4 см. Галька сцементирована глинистым, сильно ожелезненным цементом, окрашенным в бурые и ржавые тона. Мощность пласта конгломерата колеблется от 20 до 80–90 см; иногда он полностью выклинивается.

В кровле пласта конгломерато-брекчии обычно залегают крупные органогенно-водорослевые желваки и биогермы, размеры которых колеблются от 0,1x0,3 до 0,5x0,8 м; иногда они представляют изолированные тела, но чаще сгужаются в линзовидные скопления, достигающие в длину 2–3 м. В некоторых обнажениях хорошо видно, что отдельные биогермы в таких скоплениях находятся не в первичном залегании, а несколько повернуты, смвинуты или смещены по отношению друг к другу.

В сечении строматолитовые тела обычно четко распадаются на ядро, состоящее из мелких водорослевых желваков, галек и обломков, и внешнюю известковую оболочку, причем последняя иногда закручивается вокруг обломочной части по схеме "рулета" или "снежного кома" (фиг. 10, А).

Характерно, что слоистость глин, вмещающих органогенно-водорослевые тела, всегда частично облекает их, а частично оказывается ими нарушенной так, как это показано на фиг. 10. Внешняя поверхность желваков и биогермов иногда гладкая или бугристая, иногда как бы натечная, "мозговидная"; как правило, к ней приурочено сильное ожелезнение, по-видимому обусловленное распространением окисленного пирита.

Строматолитовый "горизонт" был также прослежен нами на правом берегу р. Урух, в районе пос. Ахрисар, а затем в разрезе р. Суадаг-Дон. Восточнее р. Урух можно довольно четко установить, что подстилающая желваки и биостромы конгломерато-брекчия не является обязательным элементом этого горизонта; местами она полностью отсутствует, и биостромы в этом случае залегают среди глин.

В разрезе р. Хатал-Дон, в среднем течении его западного притока, строматолитовый "горизонт" выглядит несколько необычно. Здесь, над пластом белого кварцевого

песчаника ($\Sigma_1 - \Sigma_2$?) и 10-метровой пачки зеленых алевролитов, принадлежащих к чокраку, с небольшим размывом залегают ракушечники, коричневато-серые глины и мергели карагана.

Контакт между чокракскими и караганскими отложениями очень неровный, образует многочисленные карманы, размеры которых достигают 0,3x0,7 м (фиг. 10, г). В углублениях кровли чокракских алевролитов залегают ракушечник, сложенный преимущественно известковыми обломками раковинок, в том числе *Spaniodontella*. Верхняя поверхность ракушечников несколько выступает в рельефе и повсеместно оказывается инкрустирована желваковидными органогенно-водорослевыми корками (фиг. 10, д). Последние иногда так облекают выступы ракушечника с трех сторон, что он в сечении начинает напоминать пирожок, начиненный ракушей (фиг. 10, в).

Первоначально карбонатные биостромы, желваки и корки, распространенные в Западной Осетии, рассматривались нами как типичные строматолиты, однако при более тщательном микроскопическом исследовании выяснилось, что они представляют сложное сочетание прослоев, связанных своим происхождением деятельности водорослей, а также серпулид. Среди водорослей определяющее значение имеет в п е р в ы е описанная Э.П. Радионовой *Uruchia*, реже встречаются карбонатные остатки.

Подавляющее большинство желваков имеет карбонатную оболочку, нарастающую на синтетическое ядро, от которого она отчетливо и резко отделяется (табл. I, А, Б). Ядро обычно представлено обломками пиритизированного мергеля и известняка, обросшего клубками спирорбисов, корками мшанок, трубками серпул (табл. I, А, Г; разрез р. Урух); в других случаях нарастание карбонатных корок происходило на бугристую поверхность слоя битой пелелиподовой ракуши из обломков *Spaniodontella* (табл. I, Д, Е, разрез р. Хатал-Дон; табл. I—VIII; см. вкл. между с. 48 и 49).

В пределах оболочки, от центральной части желвака к периферии, наблюдается обычно несколько зон, в которых соотношение строящихся организмов и микроструктура карбонатного материала существенно меняются. Здесь хорошо различимы микрослоистая, пучково-канальцевая, слоисто-кустистая (сложенная преимущественно водорослью *Uruchia*), сгустково-канальцевая и неслоистая, кустистая (спирорбисо-урухивая) структуры. Взаимоотношение этих микроструктур между собой хорошо видно на табл. I. Наибольшим развитием в изученных нами строматолитовых образованиях пользуются микрослоистые, слоисто-кустистые и кустистые структуры.

Микрослоистая микроструктура — чередование слоев светлого, оптически прозрачного карбоната с темными пятнисто-пелитоморфными его разновидностями; толщина отдельных слоев варьирует от 15 до 150 мм. Слоистость носит прерывистый характер за счет выклинивания или увеличения толщины темных слоев (табл. I, А, Б, В); среди слоистого карбонатного матрикса разбросаны редкие трубки спирорбисов.

Слоисто-кустистая микроструктура образуется за счет широко развитых пузырчатой водоросли *Uruchia* и трубок спирорбисов, включенных в криптозернистый, темно-слоистый карбонатный материал. Кустообразные столбики, образованные водорослями, достигают 1—5 мм в высоту и слагают прерывистые фестончатые наслоения, разграниченные более плотным карбонатным матриксом (табл. I, А).

Кустистая микроструктура обычно возникает тогда, когда на клубках спирорбисов нарастают кустики водоросли *Uruchia*, имеющие причудливую облакоподобную форму; промежутки между такими скоплениями серпулид и водорослей заполнены микрозернистым кальцитом (табл. I, Б, В, Г).

Как это следует из описания, в составе различных зон строматолитов большую роль играет водоросль *Uruchia*. Она представляет известковое образование, состоящее из крошечных (первые десятки микрон) "пузырьков", слипшихся друг с другом в виде мельчайших кустиков, которые, в свою очередь, формируют колонии произвольной формы. Наиболее характерные скопления по своей форме напоминают цветную капусту и достигают высоты в несколько миллиметров. Характерный известковый пузырек сближает *Uruchia* с *Renalcis* и *Chabacovia* Vologdin, однако его малые размеры являются существенным отличием от этих родов. Склонность же *Uruchia* формировать кустистые нарастания делает ее похожей на *Brachydactylus* Reis, хотя нитевидные кустики последней не позволяют полностью отождествлять эти водоросли между собой.

Фациально-экологическую обстановку, в которой формировались строматолитовые образования западной Осетии, можно реконструировать следующим образом.

Разрез среднего миоцена р. Урух типичен для всего Ставропольского поднятия и Кабардинской впадины. В этом районе чокракские отложения с глубоким размывом

залегают на нижележащем майкопе, причем именно здесь из нижней части разреза выпадают целые свиты, а общая мощность оставшихся глыб едва достигает 100 м.

Очевидно, что строматолитовые образования формировались в пределах наиболее приподнятой части региона, в непосредственной близости от берега, возможно, в области литорали. Для районов, где были развиты водоросли, характерно опреснение, связанное с близким речным стоком. Оно очень четко доказывается для чокракских отложений. Как было показано [Мерклин, 1950; Ливеровская, 1951], в разрезах восточной части региона преобладают остатки птеропод рода *Spirialis*, распространены донные моллюски *Cryptodon*, *Leda*, *Corbula* и *Cuspidaria*, которые в настоящее время типичны для морей с нижним пределом солености 2,2–2,4‰. В разрезе р. Урух почти все эти формы отсутствуют. Исключение составляют угнетенные формы *Spirialis*, найденные в одной только семиметровой пачке глин. Однако, как это в свое время показал М.С. Швецов, здесь по всему разрезу чокрака широко распространены пресноводные гастроподы родов *Hydrobia*, *Paludina* и *Planorbis*, которые нередко ассоциируются с ракушечниками из раковин *Spaniodontella*. Все это свидетельствует об усиленном притоке пресных вод в район разреза р. Урух.

В начале караганского времени строматолитовые образования, по-видимому, вообще становятся типичным явлением в прибрежной зоне палеоморя. Это совпадает с началом общего опреснения вод палеоводоема, установленного в это время по фауне моллюсков [Жижченко, 1940; Страхов, 1957б]. Однако дальнейшее развитие этого процесса оказалось для строматолитов менее благоприятным; они исчезают из разреза, появляясь в общем в довольно узком стратиграфическом диапазоне.

Касаясь механизма формирования строматолитов, нельзя не отметить, что, во-первых, их рост, по-видимому, происходил на наклонном дне и, во-вторых, ему обычно предшествовало образование плоскогалечных водорослевых конгломератов и строматолитовых брекчий, а также ракушечников, связанных с некоторой регрессией моря и размывом подстилающих толщ чокрака.

В случае создания благоприятного для роста строматолита субстрата, выступы последнего начинали постепенно обрастать слоями водорослевого и серпулового известняка. Когда размеры растущего строматолита превышали критические и он особенно сильно подвергался воздействию волн, выступ субстрата обламывался и колония вместе с включенными в нее гальками и обломками переворачивалась на дне, превращаясь в отторженец. Последующее нарастание водорослево-серпуловых слоев надстраивало строматолит с противоположной стороны, постепенно заключая субстрат внутрь колонии и формируя структуру "снежного кома".

Большинство изученных нами биогермов и желваков в процессе формирования определенно испытали неоднократные перемещения по подводному склону, сложенному жидким глинистым илом. Однако очевидно также, что эти передвижения в целом были невелики и не выходили за пределы прибрежной зоны. Для наших последующих построений чрезвычайно важно то обстоятельство, что в пределах разрезов рек Урух, Суадаг-Дон и Хатал-Дон строматолитовые постройки находятся примерно в одном стратиграфическом интервале и позволяют, как нам кажется, параллелизовать между собой разрезы Осетинской котловины.

Восточнее р. Хатал-Дон строматолиты встречены нами не были; разрезы районов, прилегающих к р. Терек (реки Дзагал-Дон, Кодахчин, Майрам-даг, Гизель-Дон, Черная, балка Угольная и др.), оказались сильно задернованными, а еще восточнее, в районе балки Буйволиная (р. Камбилеевка), как и в ряде других разрезов Чечено-Ингушетии и Дагестана, на уровне развития строматолитовых построек залегают маркирующий пласт мергеля β , или конгломератовидного мергеля.

Конгломератовидный мергель чаще всего слагается округлыми или окатанными галечками водорослевого известняка, размеры которых достигают 0,5–1 см, цементированными плотным, пелитоморфным карбонатным цементом. Нередко можно видеть, как размеры галечек, очень крупных в подошве слоя, снизу вверх (или сверху вниз) уменьшаются, что напоминает изменение размерности обломков при терригенном привносе кластического материала. Соотношение между обломками карбонатных пород и цементом в пласте сильно варьирует по простиранию (табл. II).

Характерно, что размеры галечек в конгломератовидном мергеле сильно меняются на профиле; в восточных разрезах они редко превышают 0,5–0,7 см, тогда как в районе разреза р. Буйволиной их диаметр увеличивается до 1–2 см, а иногда (и особенно в кровле пласта) они достигают даже 5–7 см. Здесь они особенно похожи на те полуокатанные или подугловатые обломки водорослевых известняков, которые в разрезе р. Урух иногда подстилают крупные биогермы, описанные нами выше.

Сравнение структуры галек в мергеле β и структуры обломков известняков, включенных в строматолитовые постройки, показывает их удивительное сходство.

В одном или двух случаях в галечках "конгломератика" были встречены остатки водоросли *Uruchia*; чаще встречаются сильно разрушенные клубки спирорбисов. Как правило, гальки с поверхности сильно ожелезнены и омарганцованы, что также весьма роднит их с обломками строматолитовых известняков. Как было показано выше, последние нередко сильно пиритизированы, омарганцованы и пропитаны гидроокислами железа.

Все сказанное позволяет считать, что во время формирования и разрушения водорослевых биогермов в прибрежной зоне легкие обломки водорослевых известняков уносились волнением в глубь моря и там захоронялись. Последующие диагенетические процессы приводили к цементации рыхлых и очень подвижных водорослевых обломков и формированию пласта "конгломератовидного" мергеля.

Таким образом, мы пришли к выводу, что пласт строматолитовых построек Осетинской котловины может быть во времени сопоставлен с мергелем β Чечено-Грозненской впадины. Это положение и отражено на профиле, где граница между чокраком и караганом в западной части проводится по строматолитовому пласту (фиг. 11, см. вкл.). Если все сказанное справедливо, то горизонт кварцевых песков в разрезах рек Суадаг-Дон и Кодахджин должен сопоставляться с горизонтом Σ_2 разрезов Чечено-Грозненской впадины.

В заключение следует сказать несколько слов о верхней стратиграфической границе, разделяющей карагано-конкские отложения и сармат.

В пределах Сулакской и Чечено-Грозненской впадин верхняя граница среднемиоценовых отложений обычно проводится по мощному пласту мергеля (0,3—0,4 м мощностью), содержащего обильные обломки фауны. Этот пласт заключен обычно в пачке серых глин с линзовидными включениями песка с битыми раковинами *Spaniodontella*. Иногда (в разрезах рек Фортанга, Элистанжи) мощный пласт мергеля сменяется сдвоенным пластом, разделенным серой глиной. По-видимому, этот пласт соответствует "бугорчатому" мергелю нефтяных промыслов Передовых хребтов. Непосредственно под этим маркирующим горизонтом располагаются коричневатые-серые глины, содержащие маломощные пласты песчаника — последнего кварцевого песчаника в разрезе миоцена.

В разрезах Осетинской впадины граница между средним и верхним миоценом становится расплывчатой особенно в связи с тем, что здесь в верхней части карагана широко развиты серые и зеленоватые-серые глины, визуальное очень похожие на сарматские. Очень часто получает распространение пачка, в которой серая глина чередуется с маломощными прослоями мергелей. В ее кровле и проводится разделительная граница между караганом (конкой) и сарматом.

Стратиграфической основой, позволяющей связать между собой различные разрезы изученного профиля, стала схема Н.Б. Вассоевича [1958], подробно уже описанная в предыдущей главе. Ниже приводится детальное описание различных частей литолого-фациального профиля.

ЧОКРАКСКИЙ ЯРУС (ТСН)

Махачкалинская свита (Tch₁)

Махачкалинская свита чокракского яруса в пределах профиля распадается на две несколько различные части, имеющие циклическое строение. Обе начинаются относительно тонкозернистыми глинистыми отложениями, а завершаются грубыми, но довольно чистыми кварцевыми песчаниками. Следует, однако, подчеркнуть, что если глинистые элементы циклов имеют очень широкое, почти повсеместное распространение, то песчаники, как правило, развиты локально и не прослеживаются во всех изученных обнажениях.

В разрезах, принадлежащих к Сулакской впадине, нижняя часть махачкалинской свиты имеет наиболее сложное строение. В основании ее на р. Сулак залегает мощная толща черных тонкослоистых "книжных" глин, существенно обогащенных органическим веществом и содержащая массу раздавленных карбонатных раковинок спиралисов. Эта толща содержит большое количество шарообразных, реже — чечевицеподобных карбонатных конкреций, тонкослоистых внутри; внешние по отношению к конкрециям слои глины значительно уплотнены по сравнению с внутренними слоями, как бы законсервированными карбонатным материалом. Количество конкреций в этой части разреза огромно. Кроме карбонатных шарообразных конкреций, особенно типичных для толщи, в ней встречаются линзовидные прослои серого мергеля толщиной до 0,1—0,2 м. Глины практически не содержат аллохтонного материала и имеют мощность, достигающую 45—50 м.

Выше располагается почти 400-метровая пачка серых, коричневых и черных глин с алевролитами, линзами и дайками песчаников. В разрезе обычно алевролитовые, неслоистые слюдистые глины чередуются со слоистыми разностями. Очень характерны прожилки и пятна битумов, распределение которых отчетливо связано с наиболее проницаемыми алевритовыми частями породы. Кварцевые, сильно железистые песчаники в этой части разреза образуют разнообразные нептунические дайки, расположенные как по напластованию, так и под разными углами к нему. Встречаются песчаные дайки самой различной формы, условий залегания и размеров [Холодов, 1978а, б; Холодов, Гаврилов, 1977]. Количество песчаных образований снизу вверх возрастает, и пачка завершается 40–45-метровой толщей кварцевых песчаников, выделяемых под наименованием горизонт Σ_{10} . При внимательном рассмотрении горизонт Σ_{10} оказывается сложенным серией крупных пластовых песчаных даек, в свою очередь расчлененных вертикальными и наклонными дайками. Кварцевый песок в них сцементирован карбонатным цементом и содержит огромное количество обломков глиняной брекчии, крупных участков тонкослоистых глин, сульфидов и сульфидных конкреций, пятен битумов.

При сравнении нижней части махачкалинской свиты в районах рек Сулак и Ярык-су (см. фиг. 11) обращает на себя внимание, что мощности пачек в этом направлении заметно уменьшаются. Так, например, пачка "книжных" тонкослоистых глин с шаровыми конкрециями здесь сокращается до 35–40 м, и внутри нее наблюдаются прослойки глинисто-алевролитовых пород.

Вышележащие слюдистые алевролиты, чередующиеся с неслоистыми глинами и содержащие песчаные дайки и глыбы песчаного материала, также уменьшаются в мощности до 65–70 м, а песчаный горизонт Σ_{10} едва достигает 23 м; в разрезе р. Ярык-су его глыбово-даймовое строение полностью сохраняется.

Кардинальнейшим образом меняется строение нижней части махачкалинской свиты в пределах Чечено-Грозненской впадины. Здесь довольно резко уменьшается относительная роль алевритовых глин, песчаных даек и исчезает горизонт песчаников Σ_{10} . В разрезе р. Элистанжи в 80-метровом чередовании тонких "книжных" глин с алевролитами первые уже заметно преобладают, а в разрезах рек Малая Рьшня и Фортанга в основании махачкалинской свиты залегают довольно чистые тонкослоистые "книжные" глины с большим количеством карбонатных шаровых конкреций и сульфидных стяжений; мощность их здесь достигает 78–80 м. Глины сильно битуминозны. Любопытно, что, по-видимому, вся эта часть чокракских отложений полностью отсутствует в разрезах Осетинской впадины; имеются основания полагать, что она выклинивается где-то между разрезом по р. Фортанга и р. Буйволиная (см. фиг. 11).

Верхний цикл махачкалинской свиты особенно хорошо проявился в разрезе р. Ярык-су (см. фиг. 11). Здесь он начинается мощной пачкой буровато-черных алевролитов, сильно глинистых в основании пачки и постепенно сменяющихся чередованием тонкослоистых черных алевролитов, глин и песчаников. Вверх по разрезу отчетливо преобладают алевролиты. Они слагаются остроугольными обломками кварца, чешуйками слюды, зернами глауконита, сцементированными глинистым материалом гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитового состава. В этой части разреза особенно часто встречаются кластические дайки, сложно деформированные фрагменты песчаных и алевритовых пластов, "боллы", "закрутыши" и глыбы песчаников различного размера. Большинство исследователей, ранее работавших в этом районе, объясняли их образование подводными оползнями [Руженцев, 1932; Васюкович, 1949]. В последнее время эта точка зрения вновь обсуждалась и была поставлена под сомнение. Одним из авторов данной монографии подобные деформации песчано-алевролитовых пластов, заключенных в толщах глин, были связаны с формированием палеоплывунов в условиях высоких давлений и интенсивных тектонических напряжений [Холодов, 1978а, б]. Мощность толщи 132 м.

Над толщей алевролитов залегает почти 40-метровая пачка кварц-глауконитовых песчаников буровато-серого цвета. Песчаники слагаются обломками кварца, зернами глауконита, чешуйками мусковита, сцементированными глинистым цементом. Тонкие прослойки алевролитов и глин делят всю толщу на пласты песчаника мощностью в 2–3 м. В средней части пачки распространена косая слоистость. Песчаники соответствуют горизонту Σ_{8-9} . В основании этого пласта, в крепком сливном песчанике серого цвета В.Е. Руженцев [1932] обнаружил раковины *Mytilus sp.*, *Donax tarchanensis* Andr., *Maetra sp.* и др.

К западу и востоку от р. Ярык-су песчаная пачка Σ_{8-9} постепенно выклинивается, а общее строение интересующего нас стратиграфического интервала упрощается. На р. Сулак нижняя часть верхней половины представлена довольно монотонным

чередованием серых и черных глин, местами приобретающих "книжную" отдельность. Содержание терригенного (алевроитового) материала здесь резко падает. Именно к этому стратиграфическому интервалу относятся находки остатков *Cryptodon sinuosis* Donav., *Nassa restitutiana* Font. и многочисленных *Spirialis* [Шатский, 1929]. Вышележащий горизонт Σ_{8-9} уменьшается в мощности до 4—5 м, причем нижняя его часть сложена уже не песчаниками, а тонкозернистыми алевролитами.

В пределах соседней Чечено-Грозненской впадины, в разрезах рек Фортанга, Малая Рошня и Элистанжи, песчаный горизонт Σ_{8-9} обычно отсутствует, а вся верхняя часть махачкалинской свиты сложена бурыми и черными алевроитовыми глинами, содержащими в отдельных интервалах прослой мергелей и разнообразные конкреции. Здесь повсеместно, за исключением разреза по р. Фортанга, продолжают встречаться кластические дайки и пластические деформации песчаников, хотя в целом их количество уменьшается с востока на запад. При этом мощности в разрезе по р. Малая Рошня достигают 163 м, а по р. Фортанга 142 м.

Далее к западу, в Осетинской впадине, отложения верхней части махачкалинской свиты, по-видимому, выклиниваются. Во всяком случае, в разрезе р. Буйволиная они полностью отсутствуют.

Серноводская свита (Tch₂)

Михайловская подсвита сложена мощным пластом кварцевого песчаника Σ_7 , который хорошо прослеживается во всех разрезах Сулакского прогиба и Чечено-Грозненской впадины. Эта толща в восточной части района [Вассоевич, 1958] служит базальной, поскольку, начиная с нее и до конца серноводского времени, в песчаниках чокракского возраста получает чрезвычайно широкое развитие дистеновая ассоциация тяжелых минералов.

Лучше всего михайловская подсвита представлена в разрезах рек Ярык-су и Сулак. Так, например, в обнажениях по р. Ярык-су она сложена почти 40-метровой толщей чистых кварцевых песчаников. Под микроскопом основную массу породы повсеместно представляют округлые обломки кварца с незначительной примесью чешуек мусковита и зерен глауконита; обломочная часть слабо цементируется карбонатным цементом, хотя в некоторых местах цемент отсутствует и песчаник сменяется рыхлым песком.

В нижней части пласта, в песчанике, встречаются отдельные гальки кварца и линзочки кварцевого гравия. Выше, уже в средней его части, отчетливо видна косая слоистость. В верхней половине и в кровле развивается глыбовая отдельность, встречаются крупные бесформенные отторженцы и фрагменты песчаных пластов, окруженные вышележащей песчанистой глиной. Возможно, что это явление, так же как песчаные дайки и другие пластические деформации в песчаниках, тесно связано с явлениями разжижения песчаников на больших глубинах [Холодов, 1978а, б].

В тяжелой фракции песчаников михайловской подсвиты в изобилии встречаются дистен и ставролит; иногда примесь дистена отчетливо видна в прозрачных шлифах. Характерна также сильная битуминозность песчаников Σ_7 ; именно в разрезе по р. Ярык-су, особенно в верхней части толщи, видны пятна битумов и подтеки нефти на отвесных стенках обнажения.

На р. Сулак мощность горизонта Σ_7 уменьшается до 20—25 м, и в нем появляются прослой бурых алевроитовых глин, разделяющие толщу на ряд пачек и пластов. В песчаниках отсутствуют видимые пятна битумов, но песчаник здесь сильно ожелезнен.

Еще больше меняется описываемый песчаный горизонт в пределах Чечено-Грозненской впадины (см. фиг. 11). В разрезе по р. Элистанжи отложения михайловской подсвиты слагаются в нижней его части характерным флишеподобным чередованием песчаников и глин. Здесь хорошо видны следы внутриформационных размывов и многочисленные тектуры несомненного подводного оползания осадка ("колобки", "закрутыши" и др.).

Верхняя часть пласта Σ_7 сложена сравнительно однородным и массивным кварцевым песчаником, местами сильно ожелезненным. В нем сильно развита крупная косая слоистость "потокowego" типа, т.е. наклоненная в одну сторону [Вассоевич, Гроссгейм, 1951]. Любопытно, что мощность пласта здесь едва достигает 18—20 м. Одновременно существенно уменьшаются размеры обломочного материала. Среди песчаных зерен очень большую количественную роль начинают играть обломки алевроитовой размерности.

В разрезе по р. Малая Рошня горизонт Σ_7 представлен чередованием пластов зеленовато-серых алевроитовых песчаников мощностью в 10—15 см и коричневаточерных глин. Суммарная мощность его едва достигает 1—2 м.

В обнажениях по р. Фортанга мощность горизонта Σ_7 вновь возрастает до 10–15 м. Здесь он представлен зеленовато-серыми косослоистыми алевролитами, среди которых залегают сравнительно маломощные пласты песчаников. В толще часто встречаются прослой глины.

Далее на запад, на границе между Чечено-Грозненской и Осетинской впадинами, горизонт Σ_7 , по-видимому, выклинивается.

Шуринская подсвета довольно четко распадается на две части. Нижняя содержит все сложно построенные и фациально пестрые отложения, залегающие между горизонтами песчаников Σ_7 и Σ_6 включительно, тогда как верхняя обнимает все толщи от кровли Σ_6 до подошвы песчаников горизонта Σ_3 .

Нижняя часть шуринской подсветы имеет максимальные мощности в западной, Чечено-Грозненской впадине, верхняя же в восточной, Сулакской депрессии (см. фиг. 11).

Как это хорошо видно на литолого-фациальном профиле (см. фиг. 11), наиболее ярко нижняя часть шуринской подсветы выражена в обнажениях по р. Фортанга. Здесь ее глинистая часть содержит гипс и носит название датыхской соленосной толщи.

Датыхская толща начинается 30-метровой пачкой черных и серых алевроитовых глин с частыми прослоями алевролитов и алевроитовых песчаников. Среди разновидностей глин встречаются характерные черные тонкослоистые “книжные” глины, содержащие повышенное количество рассеянного органического вещества и многочисленные раковинки птеропод рода *Spiralis*. В верхней части этой пачки залегают также характерный пласт сдвоенного мергеля (τ_1 и τ_2), содержащий иногда морскую фауну моллюсков. Все это приводит к выводу, что по крайней мере часть этих отложений возникла в обстановке нормального морского водоема.

Труднее поддаются расшифровке фациальные условия формирования алевролитов, хотя сделанные нами в 1976–1977 гг. находки клубненосных горизонтов в этих отложениях [Холодов и др., 1979] позволяют предположить их генезис.

Здесь следует отметить, что на правом берегу р. Фортанга, вблизи от заброшенного пос. Нижний Датых, почти в кровле упомянутой 30-метровой пачки, нами был обнаружен весьма своеобразный клубненосный горизонт. Он сложен почти метровым пластом рыхлого серого алевролита, подошва которого насыщена небольшими сидеритовыми конкрециями и пятнисто вторично ожелезнена, а кровля заметно размыва, причем в ней образуются неглубокие впадины и карманы, выполненные коричневатосерой тонкослоистой глиной (фиг. 12, А). В этом обнажении и клубненосный алевролит и вышележащая тонкослоистая глина с угловым несогласием перекрываются четвертичными конгломератами речной террасы, которая по простиранию срезает интересующий нас стратиграфический интервал.

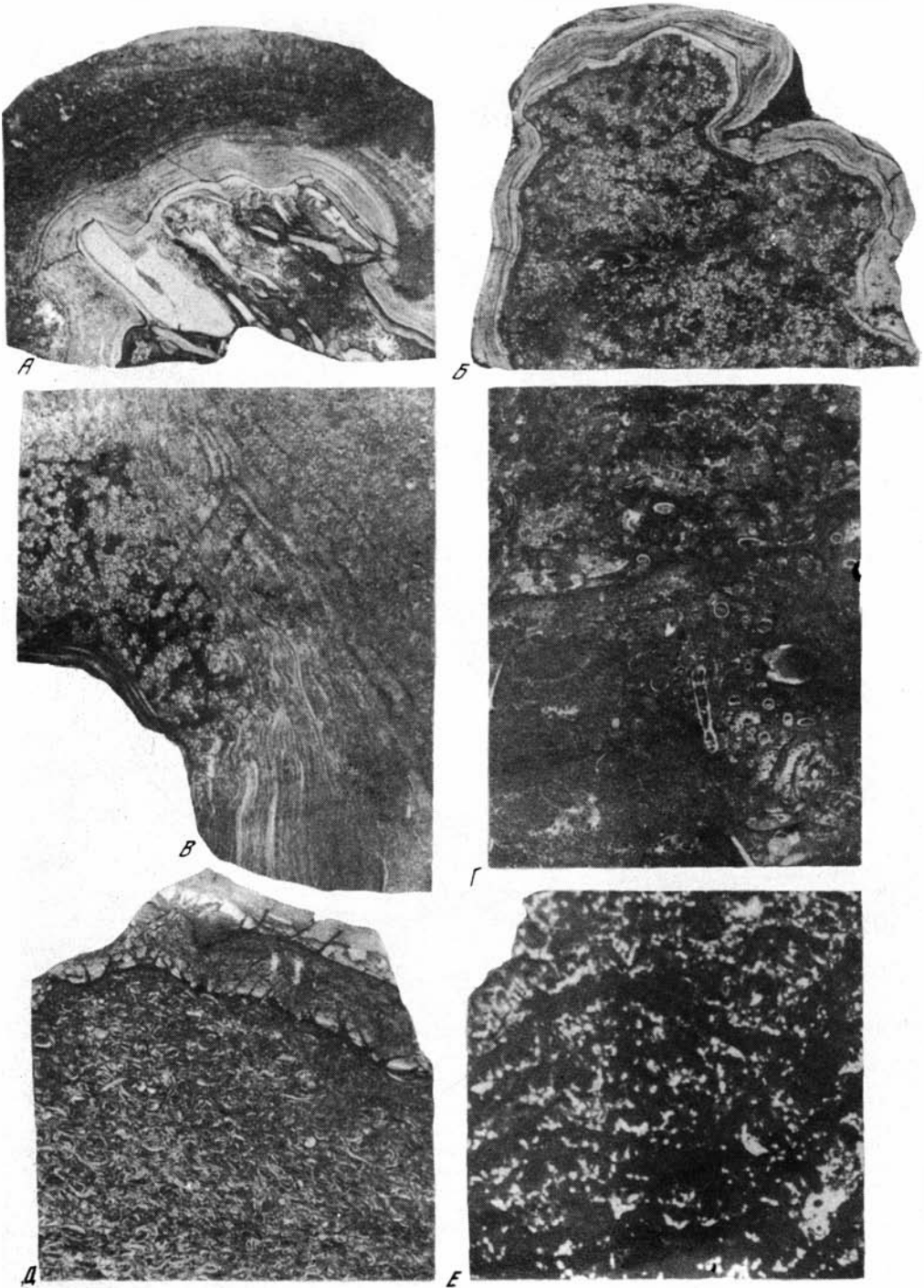
Клубни залегают в верхней, 30-сантиметровой части пласта алевролита. Они, как это показано на фиг. 12, Б–Ж, имеют округлую, слегка продолговатую или округлоцилиндрическую форму: размеры их сильно варьируют, достигая 2–3 см в диаметре и 8–10 см в длину. Почти всегда эти образования имеют хорошо сохранившуюся “шейку”, по-видимому переходившую либо в надземный стебель растения, либо связанную с другим клубневидным телом. Основание клубня – широкоокруглое, обычно слегка притупленное, иногда с мелкими точечными углублениями от волосков (?). Иногда в обнажении видно, как некоторые клубни соединены между собой толстым и коротким стеблем (фиг. 12, Б).

Подавляющее большинство “шеек” клубней ориентировано вертикально или под некоторым углом к напластованию пород. Характерно, что они всегда имеют выход к поверхности несогласия в кровле пласта алевролитов, которая, по-видимому, в момент произрастания растений была поверхностью твердого субстрата.

Более детальное изучение верхнего контакта алевролитов и коричневатосерых тонкослоистых глин позволило установить, что вдоль него почти на всем обнаженном пространстве берега прослеживаются плоские и тонкие сульфидные (пиритовые) конкреции, размеры которых достигают 5 мм в толщину и 3 см в длину. Диагенетические лепешковидные конкреции сульфидов иногда залегают изолированно, но чаще оказываются связанными с “шейками” клубней, прикрывая их сверху так, как это показано на фиг. 12, В, Ж.

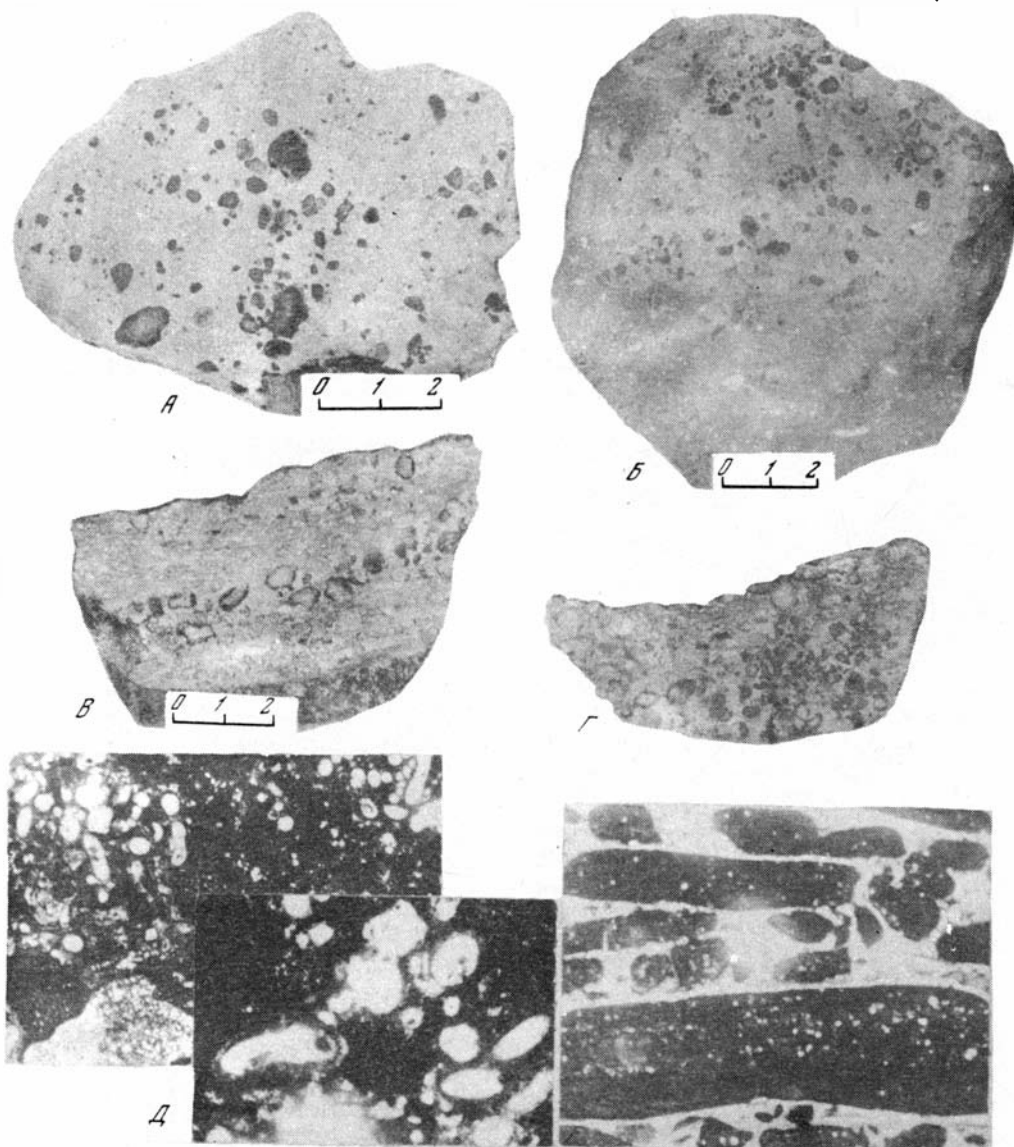
Любопытно, что в тех участках обнажения, где количество клубней в пласте алевролита уменьшается, верхний контакт пласта трассируется уже не сульфидными, а более крупными сидеритовыми диагенетическими конкрециями.

Многочисленные и разнообразные по форме образцы клубней, изображенные на табл. III, были изучены под микроскопом, в прозрачных шлифах и пришлифовках. Было установлено, что внешняя оболочка клубней однослойная и имеет толщину



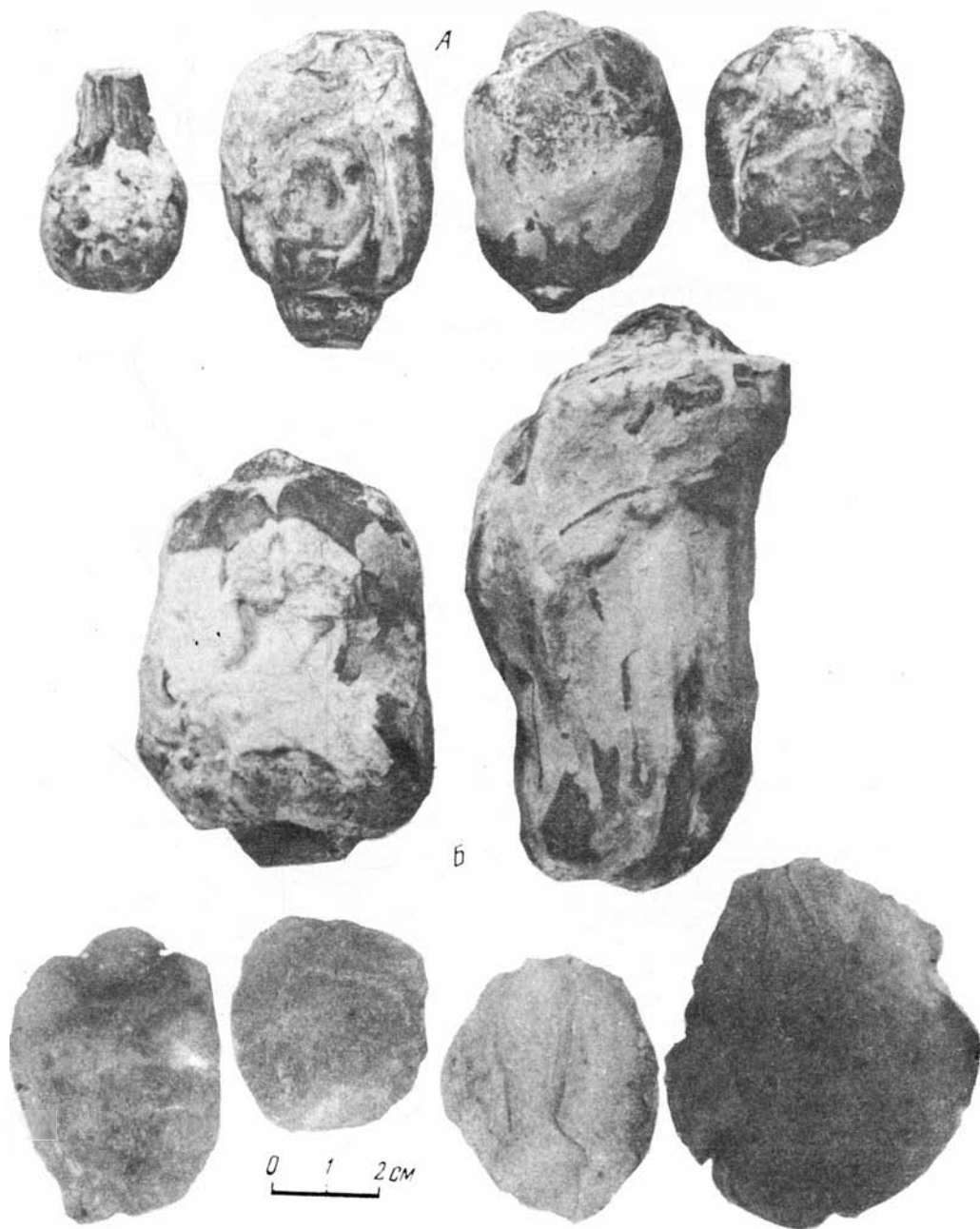
Типы микроструктур строматолитов карагана

А — р. Урух, обр. 645, 0,75 нат. вел. Ядро из обломков окружено микрослоистой оторочкой, в свою очередь переходящей вверх в слоисто-кустистую микроструктуру; Б — р. Урух, обр. 3011, 0,75 нат. вел. Ядро, сложенное кустистой микроструктурой, окружено микрослоистой оторочкой; В — р. Урух, бор. 645, увел. 1,5. Кустистая микроструктура переходит в микрослоистую по простиранию; обе зоны сверху сменяются слоисто-кустистой микроструктурой; Г — р. Урух, обр. 3004, увел. 1,5. Ядро, сложенное серпуловым известняком с мшанками, окружено оторочкой, с кустистой микроструктурой; Д — р. Хатал-Дон, обр. 3109, 0,75 нат. вел. Ракушечник с водорослевыми наростами, имеющими пучково-канальцевую структуру; Е — то же, увел. 4,5. Пучково-канальцевая микроструктура



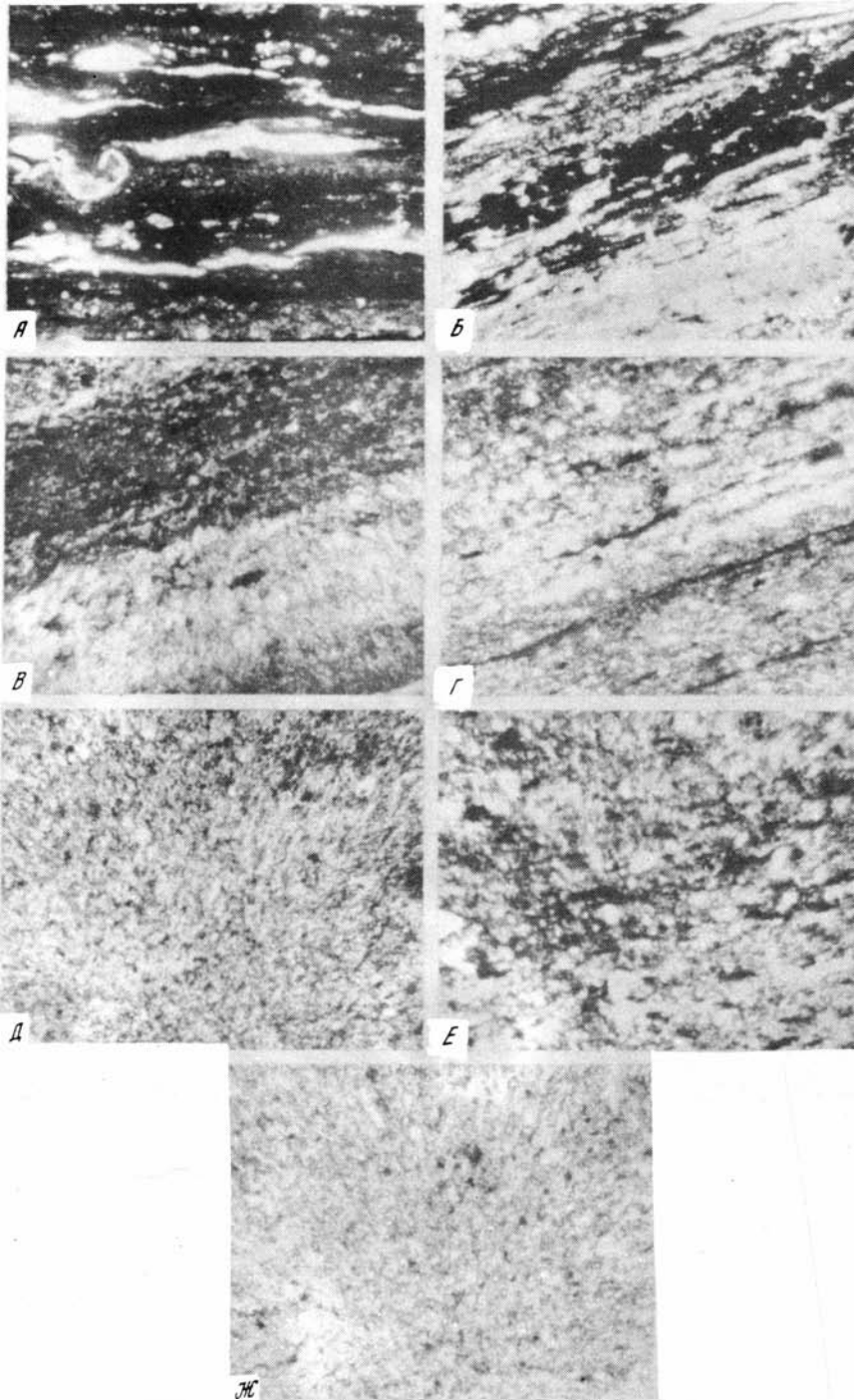
Особенности структуры "конгломеритовидного" мергеля β — важного маркирующего прослоя в кровле чокракского яруса

А, Б, В, Г — пришлифованные образцы "конгломератовидного" мергеля: А — обр. 1278/А, разрез по р. Малая Рошня; Б — обр. 1157, разрез по р. Сулак; В, Г — обр. 2148, разрез по р. Ярык-су; Д, Е — микрофотографии водорослевого известняка: Д — обр. 2190, увел. 15, без анализатора; на врезке то же увел. 30. Видны многочисленные остатки серпул; Е — обр. 2191, разрез по р. Суадаг-Дон, увел. 15, без анализатора. Конгломерато-брекчия из обломков водорослевого известняка (темное), сцементированного карбонатным материалом (светлое)



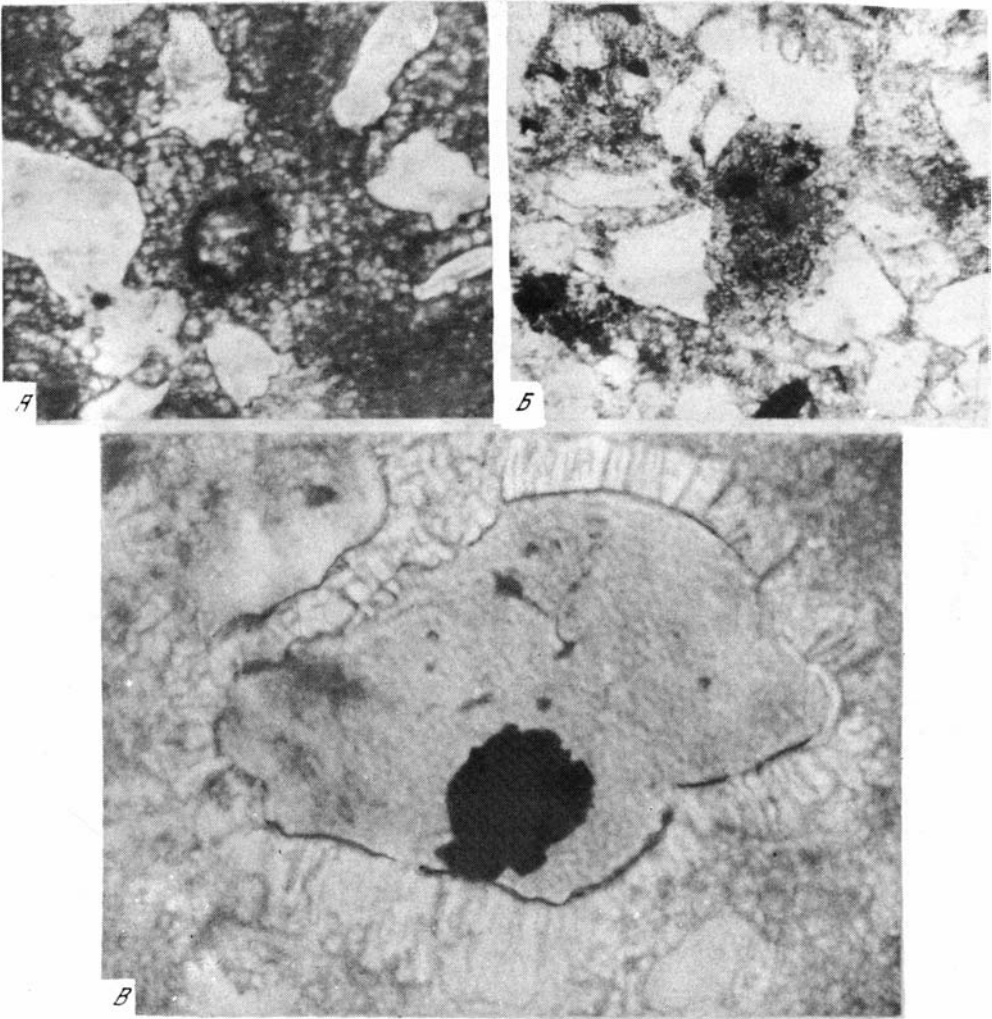
Морфология и внутреннее строение клубней

А — различные морфологические типы. Б — шлифованные разрезы



Микрофотографии типов глин

А — черная тонкослоистая глина с битумоидами и обломками карбонатных раковинок *Spiralis*, обр. 771, р. Фортанга, без анализатора, увел. 60; Б — черная тонкослоистая глина с битумоидными и растительными остатками, обр. 3041/6, р. Буйволиная, без анализатора, увел. 40; В — черная глина, обр. 873, р. Фортанга, без анализатора, увел. 40; Г — бурая глина, обр. 877, р. Фортанга, без анализатора, увел. 40; Д — серая глина, обр. 1597, р. Элистанжи, николи скрещены, увел. 40; Е — зеленовато-серая, хлоритовая глина, обр. 3033, р. Буйволиная, николи скрещены, увел. 40; Ж — голубовато-серая, хлоритовая глина, обр. 3044, р. Буйволиная, николи скрещены, увел. 40



Микрофотография внутренних карбонатных конкреций

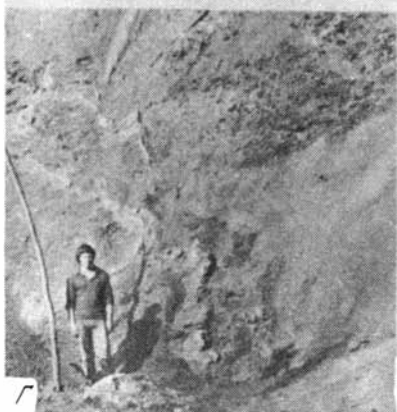
А — кальцит корродирует обломки кварца и плагиоклазов, белое — кварц, серое — тонкозернистый кальцит, обр. 653, р. Урух, без анализатора, увел. 45; Б — на фоне интенсивной коррозии кварца глауконит и хлорит замещаются пиритом, обр. 2006, р. Суадаг-Дон, без анализатора, увел. 45; В — карбонатные оторочки вокруг обломочного кварца и аутигенного глауконита, в центре — крупное зерно глауконита (серое) замещается пиритом (черное), обр. 1965, без анализатора, увел. 180



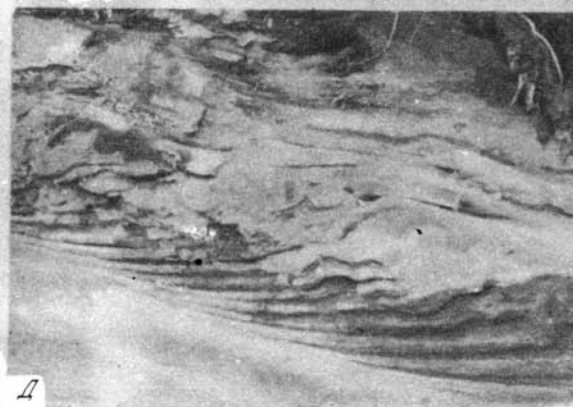
А



В



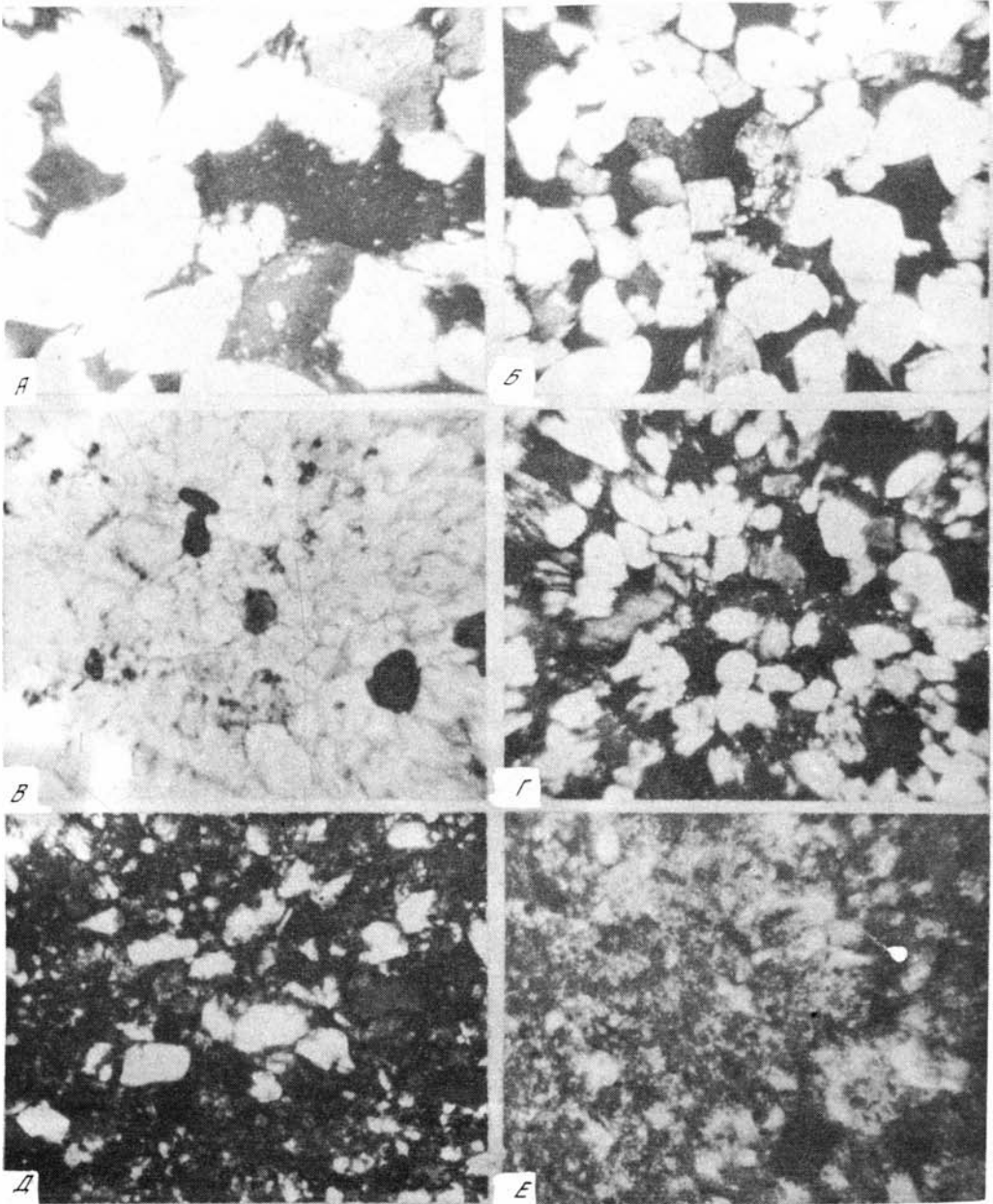
Г



Д

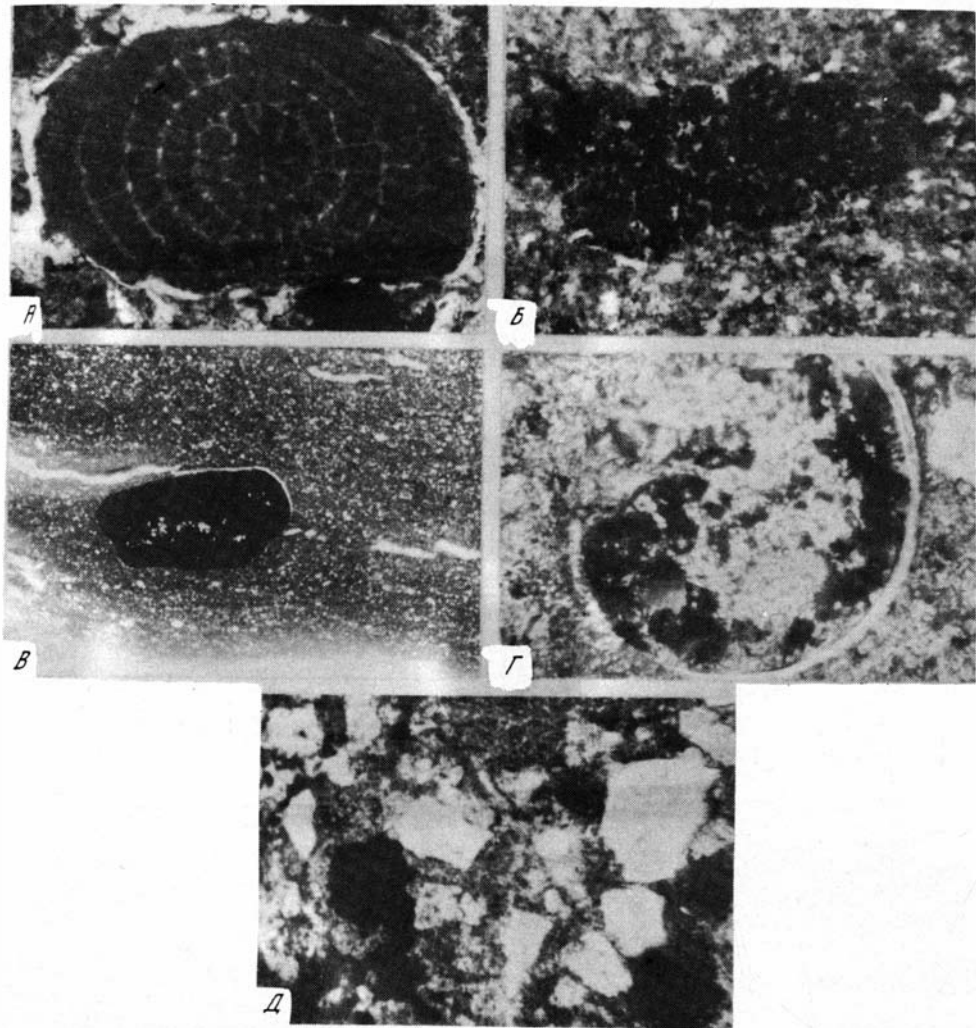
Особенности залегания песчаников в разрезах среднимиоценового профиля

А — горизонт песчаников Σ_2 в районе р. Элистанжи; Б — то же, Σ_6 в районе р. Большая Ярык-су; В — характер залегания песчаников караган ($S_4 : S_1$) в районе р. Малая Ярык-су, в нижнем горизонте отчетливо видны косая слоистость и выклинивание отдельных пластов; Г — песчаная дайка, осложняющая кровлю песчаной пачки; Д — косая слоистость, осложненная подводно-оползновыми деформациями



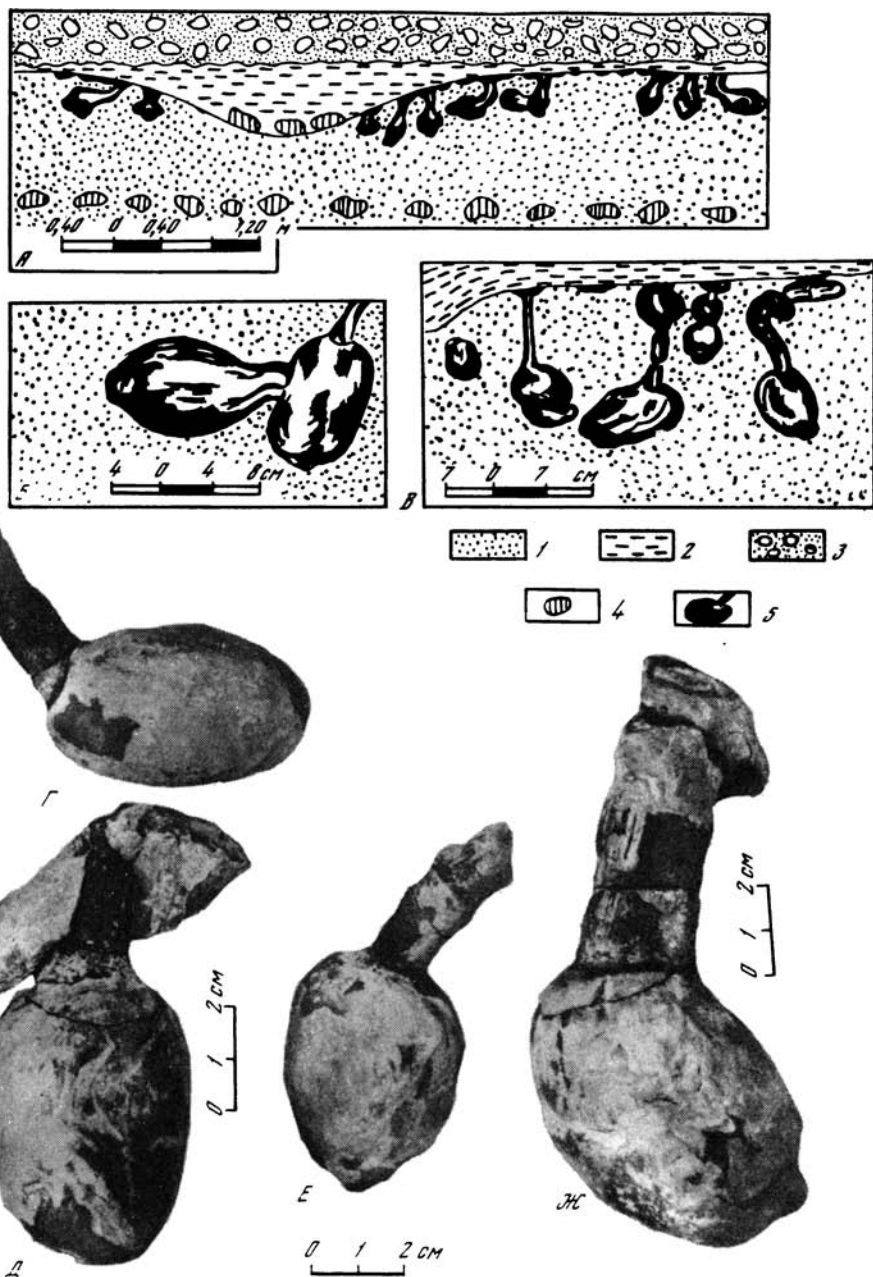
Микрофотографии типов песчаников (песков) и алевролитов

А — средне-мелкозернистый песчаник, обр. 1141, р. Сулак, николи скрещены, увел. 50; Б — алевритовый песчаник, обр. 1173, р. Сулак, николи скрещены, увел. 45; В — то же, без анализатора; Г — песчано-глинистый алевролит, обр. 788, р. Фортанга, николи скрещены, увел. 50; Д — песчано-глинистый алевролит, обр. 692, р. Фортанга, без анализатора, увел 50; Е — алевритовая глина, обр. 676, р. Урух, николи скрещены, увел. 50



Микрофотографии минералов железа

А — зерно глауконита, замещающего раковину нуммулита (обр. 632, увел. 360, без анализатора); Б — пирит замещает ядро гастроподы (обр. 676, увел. 65, без анализатора); В — микроконкреции пирита (обр. 769, увел. 16, без анализатора); Г — пиритизация ядра и раковинки спириалиса (обр. 613, увел. 65, без анализатора); Д — коррозия кварца и замещение зерен глауконита пиритом (обр. 2006, увел. 65, без анализатора)



Фиг. 12. Условия залегания клубней в отложениях чокракского яруса Чичено-Грозненской впадины

А — зарисовка обнажения на правом берегу р. Фортанга; Б — зарисовка клубней в их естественном залегании; В — фрагмент обнажения на правом берегу р. Фортанга

1 — серый алевролит; 2 — коричневатая тонкослоистая глина; 3 — конгломераты четвертичной террасы; 4 — сидеритовые стяжения; 5 — клубни. Г, Д, Е, Ж — фотографии клубней, ориентированных в соответствии с их естественным залеганием

0,5–0,7 мм. Она, вероятно, была достаточно прочной, так как у большинства экземпляров отлично сохранилась и не несет следов повреждений. Внутренняя полость клубня обычно заполнена тонко- и грубоалевролитовым материалом, в котором отчетливо обозначаются следы пластического движения материала. Они видны на шлифованных поверхностях образцов, изображенных на табл. III, Б. Обломочный материал внутри клубня обычно представлен остроугольным кварцем с подчиненным количеством чешуек слюды и зерен глауконита; он плотно цементируется многочисленными диагенетическими сульфидами, которые на фотографии окрашены в светлые

тона. По составу обломочный материал, заполняющий внутреннюю полость остатков, мало отличается от состава вмещающего их алевролита клубненосного горизонта.

Не вызывает сомнения, что заполнение внутренней полости клубней полужидким алевролитовым илом осуществлялось постепенно, по мере перегнивания растительной ткани. При этом в разложении органического вещества активное участие принимали, очевидно, анаэробные бактерии, вследствие чего здесь развивались явления диагенетической сульфатредукции, возникали массы H_2S и образовывались сульфиды, цементирующие алевролитовый ил, или сконцентрированные в лепешковидные стяжения.

Распространение сульфидного цемента внутри клубней и определило их замечательную морфологическую сохранность на протяжении последних 20 млн. лет.

У современных растений подобного вида клубни имеются у представителей различных родов и семейств однодольных, особенно орхидных. Так, наземный клубень гребенчатой целогины *Coelogene cristata* Lind очень напоминает наши находки. Однако это не исключает возможности их принадлежности другим семействам, например *Zingibraceae* или *Araceae*. Для более полной характеристики среднемиоценовой флоры в алевролитовых пластах по р. Фортанга был проведен палинологический анализ. Однако пыльцевые зерна оказались настолько деформированными и разрушенными в результате более поздних диагенетических процессов, что не поддались определению.

Прослеживание изученного нами клубненосного горизонта по простиранию пород южного крыла Датыхской антиклинали позволило установить, что он также обнажается на обоих берегах р. Джолы, примерно в 0,5 км к востоку от описанного нами участка.

Не вызывает сомнения, что найденные нами клубненосные горизонты представляют остатки тех прибрежных зарослей, которые интенсивно развивались в фациальных обстановках, близких к современным баттам или манграм [Наливкин, 1965]. Судя по залеганию клубней в пласте алевролита, растения произрастали в условиях спокойного теплого водоема на относительно мелководье.

Итак, уже во время отложения нижней пачки датыхской свиты нормально-морские условия во время отложения черных глин сменялись полулагунно-мелководными обстановками зарастающего побережья (мангры), во время которых отлагались серые алевролиты.

Выше по разрезу р. Фортанга обнажена 60-метровая толща, в которой двух-трех-, реже пятисантиметровые пласты гипса и ангидрита переслаиваются с серой, реже коричневато-серой и даже черной глиной. Соотношение гипса и глины в датыхской толще меняется дважды от 1:1 к 1:2; толща сильно гофрирована, смята в сложные складки. В верхней части разреза среди переслаивания гипса и глин встречены магнетитовые конкреции. По всему разрезу распространены глиняные брекчии.

К сожалению, толща сильно изменена благодаря деятельности гипергенных вод. Однако имеются литературные указания на то, что среди гипса, по-видимому, имелись некогда прослои галита. Во всяком случае, в соляных колодцах заброшенного сел. Нижний Датых каменная соль добывалась из рапы (по материалам Л.А. Гречишкина и Н.Б. Вассоевич [1958]). Возможно также, что отпечатки перистых кристалликов в глинах, напоминающие "вороночки" или текстуры *cone-in-cone*, являются доказательством бывшего выпадения в осадок лагуны именно галита [Валяшко, 1952].

В целом условия осаждения гипсоносной толщи не вызывают особых сомнений: это осадки типичной лагуны, отшнуровавшейся от морского палеоводоема.

Над гипсоносной толщей в разрезе по р. Фортанга залегает 60-метровая толща серых и черных глин и алевролитов. Глины местами резко обогащены органическим веществом, тонкослоисты и содержат раковинки спириалисов; алевролиты сильно деформированы, возможно, за счет подводных оползней.

Выше располагается почти 40-метровая пачка белых кварцевых песков и песчаников, принадлежащих к горизонту Σ_6 . Обломочная часть породы сложена кварцем, мусковитом и глауконитом, цемент — карбонатный. В нижней пачке песчаники сильно разбиты трещинами — смещениями, вдоль которых в них пятнами внедряются битумы и жидкая нефть. В средней и верхней части толщи хорошо видна косая слоистость.

Прослеживая нижнюю часть шуринской подсвиты к востоку от р. Фортанга, легко видеть, что в обнажениях по р. Малая Рошня общая мощность датыхской толщи сокращается до 100 м. В ней довольно четко прослеживаются мергели горизонтов T_1 и T_2 , однако гипсоносные пласты имеют уже мощность лишь в 10—15 м и перемежаются с обычными коричневато-серыми или пестро окрашенными глинами. Выше-

лежащий кварцевый песчаник горизонта Σ_6 здесь сокращается в мощности до 25 м и расслаивается прослоями зеленых глин.

Еще восточнее, в районе р. Элистанжи, чередование пестрых глин, алевролитов и песчаников мощностью всего в 40 м (см. фиг. 11) фациально замещает интересующую нас толщу; в пределах же смежной Сулакской впадины мощность этого интервала продолжает уменьшаться, а содержание глинистого материала в толще непрерывно растет.

К западу от разреза р. Фортанга происходит нечто похожее: в обнажениях р. Буйволиная чередование черных, коричневых и зеленых глин, нередко содержащих прослой мергелей и многочисленные конкреции, не превышающее по мощности 140 м, фациально замещает гипсоносные отложения. При этом горизонт Σ_6 представлен здесь уже шестиметровым пластом кварцево-слюдистого алевролитового песчаника.

В пределах основных разрезов Осетинской и Кабардинской впадин гипсоносно-глинистая часть шуринской подсвиты отсутствует; весьма возможно, что она здесь и не отлагалась. Что же касается горизонта песчаников Σ_6 , то он прослеживается далеко на запад. Так, например, в разрезе р. Суадаг-Дон он представлен метровым пластом алевролитового голубовато-серого песчаника, сложенного остроугольными обломками кварца, плагиоклазов, халцедона, микроклина, хлорита, чешуйками мусковита и зернами глауконита, сцементированного глинистой массой. В обнажениях по р. Урух горизонт Σ_6 слагается полутораметровым зеленовато-серым алевролитом, по составу тождественным песчанику с р. Суадаг-Дон. Любопытно, что здесь в нем очень широко распространены цеолитизированные кремневые спиккулы губок, явно перетолженные из подстилающего майкопа.

Верхняя часть шуринской подсвиты (см. фиг. 11) в максимальном объеме представлена в разрезе по р. Сулак. Здесь она имеет трехчленное строение, причем нижняя ее часть сложена бурой, местами черной глиной, мощность которой превышает 80 м, средняя — слагается 30-метровой толщей среднезернистых кварцевых песчаников; она соответствует горизонту Σ_{4-5} .

Верхняя, сравнительно маломощная, пачка скрыта осыпью мощностью в 35 м, однако к западу от р. Сулак, в сторону пос. Инчхе на этом уровне обнажаются зеленовато-серые неслоистые алевролитовые глины.

В близлежащем разрезе по р. Малая Ярык-су трехчленное деление интересующего нас интервала сохраняется; однако в нижней его части получает развитие 25-метровая пачка черных тонкослоистых глин с карбонатными конкрециями, местами обогащенная алевролитовым материалом; средняя, песчаная часть сокращается до 5 м, и в ней тонкозернистые зеленовато-серые песчаники переслаиваются с алевролитами, а верхняя, глинистая часть фациально замещается бурыми алевролитами с включениями линзовидных прослоев песчаника и редкими кластическими дайками. Мощность всей пачки здесь уже не превышает 100 м.

В расположенной к западу от Сулакского прогиба Чечено-Грозненской впадине верхняя часть шуринской подсвиты продолжает иметь трехчленное строение: в нижней части ее залегают глины и алевролиты, в средней — кварцевые песчаники горизонта Σ_5 , а в верхней — снова глины, причем песчаники наиболее четко проявлены в разрезах рек Фортанга и Малая Рошня и переходят в алевролитовые разности и выклиниваются в сторону обнажений рек Элистанжи и Буйволиная. В обнажениях по р. Малая Рошня эта часть шуринской свиты начинается толщей серых алевролитов, постепенно обогащающихся линзами мергелей и тонким глинистым материалом; выше залегают коричневатые-серые глины с прослоями карбонатных конкреций. Общая мощность пачки 34 м.

Горизонт Σ_5 представлен 38-метровой толщей белых кварцево-слюдистых песчаников, содержащих включения зерен глауконита. В нижней и верхней трети песчаник более мелкозернист и расслаивается тонкими прослоями зеленых глин и алевролитов; в средней части преобладают грубозернистые разности.

В верхней части интересующего нас интервала на р. Малая Рошня залегают коричневатые-серые и черные глины, иногда содержащие конкреции, линзы мергелей или тонкие прослой ракушечника. В них встречен маломощный пласт кварцевого песчаника Σ_4 . Общая мощность 26 м. Сходным образом этот интервал построен в разрезе р. Элистанжи (см. фиг. 11). Главные отличия заключаются в том, что в нижней части его возрастает роль алевролитов, затем мощность горизонта Σ_5 уменьшается до 10—15 м, и он слагается уже не грубозернистыми песчаниками, а зеленовато-серыми алевролитами. Наконец, в верхней трети интервала здесь резко выражен горизонт Σ_4 , сложенный белыми кварцевыми песчаниками в 4—5 м мощности, ракушечники полностью исчезают и получают большое распространение черные и темно-бурые глины с карбонатными и сульфидными конкрециями. Общая мощность интервала 27 м.

К западу от разреза по р. Малая Рошня, в районе р. Фортанга непосредственно над горизонтом Σ_6 залегает пачка черных и буровато-черных глин, в основании переслаивающихся с зеленым алевролитом; в темных глинах отмечается изобилие карбонатных конкреций. Мощность ее достигает 30 м. Над ней обнажен 14-метровый пласт мелкозернистых кварцевых песчаников, чередующихся с зеленовато-серыми алевролитами. В этой терригенной пачке широко проявлена однонаправленная косая слоистость и сильное вторичное ожелезнение. Наконец, выше разрез завершают зеленовато-серые глины, сменяющиеся темно-бурыми глинами с тонкими прослоями мергелей и карбонатных конкреций, мощностью в 15 м.

Еще западнее, при переходе в пределы Осетинской впадины, интересующему нас стратиграфическому интервалу соответствует пачка глин. Песчаники горизонта Σ_5 здесь уже повсеместно отсутствуют. В разрезе по р. Буйволиная над белыми песчаниками горизонта Σ_6 залегает 50-метровая толща голубовато-серых неслоистых и коричневатых тонкослоистых глин. Последние содержат карбонатные конкреции, линзы мергелей и послонно обогащены многочисленными раковинками *Spirialis*. Далее, в районе р. Суадаг-Дон, эта толща фациально замещается 12-метровой пачкой чередования тонкослоистых карбонатных глин и алевролитов голубовато-серого и коричневатого-бурого цвета. В алевролитах широко распространены карбонатные раковинки фораминифер. Наконец, в обнажениях по р. Урух в 10-метровой пачке глин начинают резко преобладать алевроитовые зеленовато-серые глины, содержащие многочисленные обломки кварца, плохо раскристаллизованных вулканических стекол, хлорита, плагиоклазов; в них часто встречаются чешуйки мусковита и переротленные обломки цеолитизированных спикул губок.

Акташская подсвета отличается от предыдущих очень широким распространением по площади и сравнительно простым строением: почти во всех разрезах она включает песчано-алевроитовую пачку Σ_3 и перекрывающую ее глинистую толщу. Ее верхняя граница — подошва песчаника Σ_2 .

В разрезах Сулакской впадины песчаная толща Σ_3 отличается огромной мощностью и сразу обращает на себя внимание исследователя. Так, например, в обнажениях на левом берегу р. Сулак интересующий нас стратиграфический интервал представлен мощной, 50-метровой толщиной кварцевых песчаников и песков. Песчаники слоистые, светлые, зеленовато-серые, с железистыми прожилками и выцветами. Местами встречаются чрезвычайно грубозернистые разновидности, в которых размеры обломков достигают 0,4–0,6 мм в диаметре; среди них разбросаны сливные зерна кварца размером в горошину. В песчаниках встречены слои, линзы и брекчиевидные включения черных листоватых глин.

Выше располагается почти 50-метровая пачка алевролитов и глин, причем в нижней ее части преобладают серые алевролиты, а в верхней — бурые и черные глины. Последние иногда содержат многочисленные конкреции и прослои мергеля; внутри карбонатных стяжений обычно находится огромное количество раковин *Spirialis*.

В пределах района р. Ярык-су песчаная толща Σ_3 уменьшается в мощности до 26 м; здесь почти 50-метровая видимая мощность песчаников связана с пологим надвигом одной части этой толщи на другую. Обломочная часть породы слагается крупными (до 0,6 мм в диаметре) и хорошо окатанными обломками кварца с примесью зерен дистена, глауконита и глиняных катунгов; снизу вверх размеры обломков уменьшаются. В верхней части горизонта развита однонаправленная косая слоистость, в нижней — пятна и натёки битумов. Над песчаниками обнажается 30-метровая пачка бурых алевролитов, переходящих по направлению к ее кровле в черные неслоистые глины с карбонатными и сульфидными конкрециями и прослоями мергелей. В глинах встречены прослои и линзы мергелей.

В разрезах Чечено-Грозненской впадины песчаная пачка в акташской свите довольно резко редуцируется и уже не выглядит столь внушительно, как в Сулакском прогибе.

В обнажениях по р. Элистанжи вместо мощного кварцевого песчаника залегает двух-трехметровый пласт зеленовато-серого алевролита, в верхней части переслаивающегося с серой глиной. Над ним находится 44-метровая пачка, имеющая трехчленное строение: черные слоистые глины с конкрециями кверху сменяются бурыми алевроитовыми глинами, а последние снова — слоистыми черно-бурими глинами.

Далее, в пределах р. Малая Рошня, на уровне горизонта Σ_3 мы вновь встречаем 18-метровую пачку белых кварцевых песчаников. В верхней ее половине сильно развита косая слоистость, порода здесь интенсивно ожелезнена и содержит многочисленные марганцовые пятна. Вышележащие зеленовато-серые глины и алевролиты имеют мощность 6–7 м.

Еще западнее, в разрезе по р. Фортанга, песчаник горизонта Σ_3 вновь фациально сменяется полутораметровым пластом зеленовато-серого мелкозернистого песчаника, переходящего кверху в алевролит; он сцементирован карбонатным цементом, образующим конкрециевидную отдельность. Над алевролитом залегает 24-метровая пачка черных и зеленовато-серых глин; последние содержат многочисленные прослои ракушечников, которые особенно распространены в верхней ее половине.

В разрезах Осетинской впадины строение акташской свиты еще более однообразно. В разрезе по р. Буйволиная горизонт Σ_3 представлен переслаиванием голубовато-серой неслоистой глины с тонкими линзовидными прослоями алевролитов; мощность пачки достигает 3,3 м. Над ней располагается 25-метровая пачка зеленовато-серых и коричневатых-серых глин и алевролитов. Западнее, в обнажениях по р. Суадаг-Дон, на уровне горизонта Σ_3 появляется шестиметровый пласт белых кварцевых песчаников. Над ним залегает 40-метровая пачка тонкослоистых глин коричневатого и черного цвета, содержащих многочисленные раковинки *Spirialis*, карбонатные и сульфидные конкреции и линзы мергелей. Наконец, по течению р. Урух на уровне горизонта Σ_3 встречен почти двухметровый пласт голубовато-серого алевролита с многочисленными обломками крупных карбонатных раковин, переходящий кверху в зеленовато-серый мелкозернистый песчаник. В обломочной части породы наряду с кварцем встречаются хлорит и плагиоклазы; цемент — глинисто-доломитовый. Среди раковин, включенных в алевролит, установлены *Dosinia Adonsoni* Phil., *Tellina Socolovi* Phil., *Arca Turonica* Duj., *Corbula Gibba* Oliv., *Mactra*, *Ervillia*, *Cardium* и др. (по данным М.С. Швецова). Над песчаником залегает 25-метровая пачка зеленовато- и коричневатых-серых карбонатных глин, содержащих многочисленные прослои и линзы ракушечников. По данным М.С. Швецова, здесь обнаружены *Leda fragilis* Chemn., *Leda Prendeli* Andr., *Tellina Socolovi* Golub., *Cardium* aff. *rindolensese* Part., *Donax* cf. *dentiger* Eichw., *Ervillia praepodolica* Andr., *Mactra* sp., *Cryptodon sinuosus* Pens., *Modiolus* sp., *Mytilus* sp. и др. Кроме того, микроскопическое изучение глин показало, что они буквально переполнены микробломками раковинок пелеципод, гастропод, фораминифер, спириалисов; по-видимому, с разрушением раковинного материала связано обилие боченковидных и игольчатых кристаллов арагонита.

Гяуртапинская подсвита наименее мощная из всех описанных подсвит, однако границы ее наиболее определены. Эта подсвита включает горизонты Σ_2 и Σ_1 вместе с маркирующими прослоями мергелей α и β . Так же как и акташская подсвита, она прослеживается во всех изученных нами разрезах, однако фациально отличается большим разнообразием.

В пределах Сулакского прогиба гяуртапинская подсвита представлена двумя пластами мергелей, комбинирующимися в циклы: песчаник — глина — мергель.

В разрезе по р. Сулак нижняя, 14-метровая часть свиты, по-видимому, заключающая песчаник горизонта Σ_2 , скрыта осылью. Выше располагается конгломератовидный мергель β мощностью в 0,15 м. В нем, кроме обломков водорослевых известняков, встречены фаунистические остатки церитов. Над ним залегает 18-метровая пачка буровато-серых, чаще неслоистых глин, перекрытая 10-метровой пачкой терригенных пород. В основании этой пачки, отвечающей горизонту Σ_1 , залегает полуметровый пласт белого кварцевого песчаника, а выше — зеленовато-серые кварцево-слюдистые алевролиты. Над пачкой алевролитов отделенный от нее трехметровым пластом коричневатых-серых глин залегает "спириалисовый" мергель α мощностью в 20 см. В мергеле распространены обломки *Syndesmya alba* Wood., а также раковинки спириалисов хорошей сохранности.

Западнее, в разрезе по р. Ярык-су, гяуртапинская свита начинается полутораметровым пластом рыхлого кварцево-слюдистого песчаника, заключающего в себе зерна глауконита и многочисленные карбонатные раковинки пелеципод. В нем В.Е. Руженцевым [1932] были встречены *Arca turonica* Duj., A. sp., *Cardium protractum* Eichw. var. C. aff. *lithopodolicum* Dubois., *C. vindobonense* Partsch, C. ex gr. *multicostatum* Brocc., *Mactra* sp., *Tapes* sp., *Solen* sp.

Выше залегает полуметровый пласт черной алевроитовой глины, а над ней — 10-сантиметровый прослой брекчиевидного конгломератовидного мергеля β ; в нем обнаружены остатки *Trochus affinis* Eichw., *Cerithium* sp. и многочисленные *Spirialis* [Руженцев, 1932].

Над мергелем встречен 10-метровый пласт черной алевроитовой глины, постепенно переходящей в вышележащий метровый пласт желтовато-белого кварц-глауконитового песчаника, соответствующего горизонту Σ_1 . Еще выше располагается полутораметровый пласт черной неслоистой алевроитовой глины, венчающейся тонкослоистым спириалисовым мергелем.

Западнее, в пределах Чечено-Грозненской впадины, интересующая нас подсвета несколько уменьшается в мощности, но в целом строение ее сохраняется в прежнем виде.

В разрезе по р. Элистанжи нижняя часть подсветы слагается семиметровой пачкой песчаников, залегающих на уровне горизонта Σ_2 ; песчаники представляют грубое чередование зеленовато-серых алевролитов и тонкозернистых белых кварцевых песчаников и по простиранию быстро уменьшаются в мощности, напоминая огромную оползневую линзу. Выше, отделяясь от песчаников двухметровой пачкой чередования алевролитов и бурых глин, залегают конгломератовидный мергель β мощностью 0,15 м.

Над "конгломератиком" располагается четырехметровый пласт темнобурых тонкослоистых глин с карбонатными и сульфидными конкрециями и линзами мергелей, а над ним залегают горизонт Σ_1 ; здесь он представлен шестиметровым переслаиванием белых песчаников, зеленовато-серых алевролитов, серых и черных глин и сразу же обращает на себя внимание пестрой окраской. Выше залегают двухметровый пласт черных глин и, наконец, 20-сантиметровый прослой мергеля α . Эта плотная зеленовато-серая, реже кремово-серая порода содержит большое количество мелких раковинок птеропод. Западнее, в обнажениях по р. Малая Рошня, разрез подсветы начинается почти четырехметровым пластом зеленовато-серого алевролита, который кверху переходит в трехметровый пласт белого кварцевого песчаника; по-видимому, вся эта пачка представляет горизонт Σ_2 .

Выше располагается четырехметровая пачка тонкослоистых коричневатых-серых глин, венчающаяся конгломератовидным мергелем β , а над ним залегают коричневатые-серые глины, содержащие многочисленные карбонатные и сульфидные конкреции; мощность их достигает 9 м.

Еще выше в обнажении виден трехметровый пласт зеленовато-серого тонкозернистого кварцевого песчаника, который в верхней части переслаивается с бурыми глинами и постепенно переходит в залегающий над ним полуметровый пласт зеленовато-серого алевролита; вся эта терригенная пачка соответствует Σ_1 и венчается 10-сантиметровым спириалисовым мергелем α .

Далее, уже в пределах среднего течения р. Фортанга, песчаники горизонта Σ_2 замещаются шестиметровой пачкой переслаивания алевролитов, песчаников и серых глин, причем количество последних возрастает от подошвы к кровле пачки. Пачка перекрывается 10-сантиметровым конгломератовидным мергелем β . Выше обнажается 12-метровая толща тонкослоистых черных и бурых глин с карбонатными и сульфидными конкрециями; над ней залегают двухметровый пласт кварцевого песчаника, кверху переходящего в зеленовато-серый алевролит. Он бесспорно может быть сопоставлен с горизонтом Σ_1 смежных разрезов. Над терригенным пластом обнажается четырехметровая пачка тонкослоистых черных, коричневых и серых глин, местами содержащих прослой ракушечников; в кровле ее залегают 20-сантиметровый пласт плотного серого мергеля α , содержащего обломки пелеципод и хорошо сохранившиеся раковинки спириалисов.

Западнее, в разрезе Осетинской впадины, мы можем с большей или меньшей достоверностью проследить только нижнюю часть гяуртапинской подсветы, залегающую под строматолитовым горизонтом; верхняя ее часть сопоставляется с соответствующими отложениями Чечено-Грозненской впадины весьма условно.

В районе р. Буйволиная горизонт Σ_2 представлен метровым пластом зеленовато-серого алевролита, в кровле которого залегают конгломератовидный мергель β с очень крупными (до 5 см в диаметре) включениями карбонатно-водородных галек. Выше залегают шестиметровый пласт коричневатых-серых глин, над которыми в виде отвесной стенки обнажается 12-метровая пачка белых кварцевых песков и песчаников. В верхней части песчаник переслаивается с глинами и здесь в нем прослеживается разнонаправленная косая слоистость. Гяуртапинская подсвета венчается трехметровой пачкой тонкослоистых глин с прослоем коричневатых-серого плотного мергеля в кровле.

Далее к западу, в районе р. Суадаг-Дон, в основании подсветы залегают 25-метровая толща желтовато-белых кварцево-слюдистых песчаников, принадлежащих к горизонту Σ_2 . Характерно, что в породе наряду с широко распространенными устойчивыми компонентами появляются обломки микроклина. Над песчаниками расположена шестиметровая пачка переслаивания зеленовато-серых алевролитов и коричневатых-серых глин. В этой части профиля алевролиты, кроме остроугольных обломков кварца, содержат обломки плагиоклазов, полевых шпатов, кислых эффузивов и вулканических стекол; в них часто встречаются чешуйки мусковита и хлорита. Кроме того, все породы здесь обычно содержат обломки карбонатных раковин

и включения углефицированной древесины; часто встречаются линзы и прослои ракушечников.

Выше в алевроитовой глине залегают строматолитовые биогермы и связанные с ними брекчии водорослевых известняков; они распространены в двухметровом интервале и были подробно описаны нами в предыдущем разделе. Эта пачка параллелизуется с конгломератовидным мергелем β . Над биогермами обнажена почти шестиметровая пачка переслаивания серых и коричневато-серых глин и алевролитов, выше был встречен полуметровый пласт мелкозернистого кварцевого песчаника, сопоставимого с горизонтом Σ_1 , а над ним — серые алевроитовые глины с многочисленными карбонатными раковинками и их обломками; местами они слагают настоящие ракушечники.

Наконец, в обнажениях по р. Урух горизонт Σ_2 представлен пятиметровой пачкой зеленовато-серых алевролитов, сменяющихся в кровле метровым пластом белого кварцевого песчаника; над ним залегают трехметровая пачка, в которой переслаиваются зеленовато-серые алевролиты и коричневато-серые глины. В этих отложениях обычные крупные карбонатные конкреции, а в самой кровле залегают тонкий прослой железорудных стяжений и бобовин. Выше располагаются серые карбонатные глины, содержащие огромное количество обломков раковин пеллеципод, гастропод, фораминифер и спириалисов; среди них широко распространены сигароподобные кристаллы арагонита и включения водорослевых известняков. Встречаются ракушечники, сложенные раковинками *Spaniodontella*. Мощность пачки 4 м.

Над глинами залегают два горизонта брекчий из обломков водорослевых известняков, водорослевых "бисквитов" и биогерм; они были описаны ранее [Холодов, Радионова, 1979] и сопоставляются с мергелем β . Мощность его достигает 5–6 м.

Гяуртапинскую подсвиту на р. Урух венчает трехметровая пачка зеленовато-серых тонкослоистых глин с многочисленными прослоями и линзами бурых мергелей; в ней много обломков углефицированной древесины.

КАРАГАНСКИЙ ЯРУС (KRG)

Сунженская свита (Krg₁)

А л и с т а н ж и н с к а я п о д с в и т а в отличие от верхних подцвет чокракского яруса распространена далеко не повсеместно; наиболее полно и достоверно эта подцвет выделяется в пределах Сулакского прогиба и Чечено-Грозненской впадины.

В пределах разреза по р. Сулак алистанжинская свита в нижней своей части скрыта под мощной осыпью (20 м мощности); выше обнажен восьмиметровый пласт кварцевого песчаника, окрашенного гидроокислами железа в оранжевые тона. Песчаник алевроитовый, рыхлый, вдоль отдельных слоев сцементирован карбонатным, сильно ожелезненным цементом; принадлежит к горизонту S_{13} . Над ним залегают серый плотный слоистый мергель, мощность которого достигает 0,3 м. Это маркирующий свиту мергель *л*.

В разрезе по р. Ярык-су подцвет в нижней части слагается 19-метровой пачкой черных алевроитовых глин с линзами и прослоями мергелей и сульфидными конкрециями. Вышележащий горизонт S_{13} представлен чередованием тонкозернистых алевроитовых кварц-дистен-глауконитовых песчаников с алевролитами и зелеными алевроитовыми глинами. Мощность его не превышает 5 м. Над ним обнаруживается 15-сантиметровый прослой мергеля *л*.

В Чечено-Грозненской впадине алистанжинская свита выражена столь же определенно. В обнажениях по р. Элистанжи ее нижняя часть представлена 10-метровой пачкой темно-бурых неслоистых алевроитовых глин, в верхней половине содержащих прослои карбонатных конкреций и мергелей. Выше залегают пятиметровая пачка зеленовато-серых алевролитов, содержащих в своей нижней части двухметровый пласт белого кварцевого тонкозернистого песчаника. Эта пачка в целом соответствует S_{13} . Над терригенной толщей обнажены темно-бурые глины с сульфидными конкрециями; в 1,5 м от подошвы пласта в нем залегают 15-сантиметровый слоистый мергель *л* с линзочками битумов.

В разрезе, изученном на р. Малая Рошня, нижняя глинистая часть подцветы представлена черными и бурыми неслоистыми глинами, содержащими карбонатные конкреции и линзы мергелей. Мощность их возрастает почти до 30 м. Горизонт S_{13} здесь представлен пятиметровой пачкой, в которой переслаиваются слои тонкозернистого зеленовато-серого песчаника, коричневато-бурых и черных глин; в пачке хорошо видны размыты и следы подводного оползания осадка. Выше залегают

трехметровый пласт глины коричневато-черного цвета, содержащей многочисленные прожилки вторичных битумов; в кровле ее встречен мергель l .

Наконец, в разрезе по р. Фортанга нижняя часть подсвиты слагается чередованием бурых и зеленовато-серых глин, в верхней части обогащенных алевритовым материалом. В этой пачке, мощность которой достигает 24 м, встречено много карбонатных конкреции и пропласток серого мергеля. Горизонт S_{13} слагается 12-метровым пластом рыхлых кварцевых песчаников белого цвета с характерной косою слоистостью. В верхней части монолитный песчаник расслаивается алевролитами и глинами.

Разрез подсвиты венчается полуметровым пластом темно-серых неслоистых глин, содержащим в кровле пласт (0,3 м) серого мергеля, принадлежащего к горизонту l .

Любопытно, что еще дальше на запад, в пределах Осетинской котловины, отложения алистанжинской свиты не прослеживаются. По-видимому, и горизонт S_{13} и маркирующий мергель l не отлагались уже в районе р. Буйволиная. Если это действительно так, то это означает, что самые нижние горизонты караганских отложений имеют ограниченное распространение по сравнению с верхнечокракскими в пределах нашего профиля; иными словами, мы можем утверждать, что в нашем регионе караганский век начался с некоторой регрессии палеобассейна.

Н и ж н е г у м с к а я п о д с в и т а имеет гораздо более сложное строение и в отличие от алистанжинской прослеживается вплоть до самых западных разрезов. Ее нижней границей, как известно, является мергель l , а верхней — трещиноватый мергель π , а там, где он отсутствует — сдвоенные пласты мергеля i . В нее включаются четыре песчаных горизонта S_9 , S_{10} , S_{11} и S_{12} и маркирующие пласты мергелей m и k . Для того чтобы упростить описание, мы в данной работе будем ее верхнюю границу условно проводить по кровле песчаников S_{10} .

В разрезе по р. Сулак нижегумская подсвита начинается 11-метровой пачкой черных неслоистых глин. Над ней залегает серый кварцевый песчаник мощностью в 4 м. Это горизонт S_{12} . Выше располагается 13-метровая пачка черных, пропитанных битумами глин, переходящих сверху в бурые неслоистые алевролиты. Над ними снова залегает четырехметровое переслаивание белых кварцевых песчаников и зеленовато-серых кварцево-слюдистых алевролитов. Эта часть разреза соответствует горизонту S_{11} . Наконец, выше обнажена 15-метровая пачка бурых алевритовых глин, сменяющаяся вверх по разрезу четырехметровым пластом кварцевого белого песчаника. В его основании залегает пропласток белого гипса. Этот песчаник, бесспорно, относится к горизонту S_{10} ; выше, в перекрывающих его глинах, отчетливо прослеживаются сдвоенные мергели i .

Западнее, в обнажениях по р. Ярык-су, нижегумская подсвита в самом основании сложена 24-метровой пачкой бурых алевролитовых и черных тонкослоистых глин; последние содержат многочисленные линзы тонких мергелей и карбонатные конкреции. Выше залегает шестиметровая пачка песчаников горизонта S_{12} . Они сложены кварц-диастеновыми и кварц-глауконитовыми разновидностями и содержат сульфидные конкреции и карбонатные стяжения, цементирующие породу. Над песчаником располагается 17-метровая пачка черных, сильно битуминозных глин и алевролитов, содержащая сидеритовые и сульфидные конкреции. До восьми метров увеличивается в этом разрезе мощность вышележащего горизонта S_{11} . Он здесь представлен чередованием белых кварцевых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и бурых глин, слагающих пласты по 10–15 см мощностью.

Выше обнажается 19-метровая толща черных глин и алевролитов с прослоями карбонатных конкреций и мергелей. В глинах много сульфидов. Разрез подсвиты завершает 11-метровая пачка переслаивания белых кварцевых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и коричневато-черных глин. Это горизонт S_{10} . Таким образом, общая мощность нижегумской подсвиты при движении на запад несколько возрастает.

В разрезах Чечено-Грозненской впадины строение нижегумской подсвиты несколько упрощается. В обнажениях по р. Элистанжи еще встречаются песчаники S_{12} и S_{11} , но далее на запад они выклиниваются. В основании ее на р. Элистанжи обнаружена 11-метровая пачка черных неслоистых глин с сульфидными и лепешковидными карбонатными конкрециями. Над ней располагается двухметровый пласт светло-серого кварцевого песчаника S_{12} . Выше залегает четырехметровая пачка коричневато-серых глин и алевролитов, которая венчается полуметровым слоем кварцевого песчаника. Это горизонт S_{11} . Наконец, еще выше обнажена 11-метровая пачка темно-серых, в верхней части даже черных глин, над которой расположено переслаивание зеленовато-серых алевролитов и белых песчаников. Мощность его едва достигает 2 м. Это фациальный аналог пласта S_{10} .

Западнее, в районе р. Малая Рошня, в нижней части разреза уже полностью отсутст-

вуют песчаники горизонтов S_{12} и S_{11} . Здесь в обнажениях на правом берегу р. Малая Рошня обнажается пачка серых, коричневатых-черных и черных глин с тонкими прослоями ракушечников, сложенных раковинками *Spaniodontella* хорошей сохранности. Мощность ее достигает 20 м. Над глинами залегает трехметровый зеленовато-серый рыхлый мелкозернистый кварцевый песчаник: он принадлежит к горизонту S_{10} .

Западнее, в разрезе по р. Фортанга, нижняя часть интересующей нас подсвиты сложена темно-серыми неслоистыми глинами с редкими прослоями карбонатных конкреций. Мощность их достигает 24 м. Выше встречен почти трехметровый пласт белого кварцевого песчаника с хорошо выраженной однонаправленной кривой слоистостью и крупными сидеритовыми и сульфидными стяжениями; он соответствует пласту S_{10} .

В Осетинской впадине строение разреза подсвиты вновь усложняется. В обнажениях по р. Буйволиная интересующая нас часть стратиграфического интервала в значительной степени скрыта под осыпью. Мощность отложений, закрытых оползнем, оценивается в 15–20 м.

Далее, в обнажении по р. Суадаг-Дон, в основании нижнегумской подсвиты залегает семиметровая пачка тонкослоистых темно-серых глин с прослоями зеленовато-серых алевролитов. В них встречены тонкие прослои ракушечников из раковин *Spaniodontella* и линзовидные тела мергелей. Над ней расположен двухметровый пласт зеленовато-серого кварцево-слюдистого песчаника, который с прослоями волнистослоистой бурой глины формирует косую слоистость. Кровля песчаника содержит ракушечник из карбонатных раковин спаниодонтелл и сульфидные стяжения. Этот пласт, по-видимому, соответствует горизонту S_{11} .

Выше залегает трехметровая пачка серых карбонатных глин, содержащих огромное количество обломков раковин спаниодонтелл. Последние либо рассеяны по всей толще, либо концентрируются в линзовидные слои. Над глинами залегает семиметровая пачка зеленовато-серых карбонатных песчаников и алевролитов, в средней части переслаивающихся с бурыми глинами. Выше ее сменяет шестиметровая толща белых кварцевых песчаников с многочисленными включениями обломков раковин гастропод, пелеципод и фораминифер. В обломочной части наряду с кварцем встречены чешуйки хлорита, мусковита, зерна глауконита и глинистые агрегаты. Все эти пласты отвечают, по-видимому, горизонту S_{10} .

Наконец, еще западнее, в бассейне р. Урух, в нижней части подсвиты залегает полутораметровый пласт голубовато-серой карбонатной глины, содержащей, по данным М.С. Швецова, разнообразную фауну пресноводных гастропод *Planorbis* cf. *Montelli* Brogn., *Paludina* sp., *Hydrobia* sp. и др. Над ней обнаружена пачка, в которой сложно переслаиваются белые песчаники, зеленовато-серые алевролиты и глины; в верхней половине преобладают кварц-глауконитовые песчаники, содержащие прослой ракушечников из карбонатных раковин двустворок. Мощность пачки достигает 7,5 м. Пачка соответствует пластам S_{11} и S_{10} .

Верхнегумская подсвита характеризуется более простым строением, нежели нижнегумская. В ее составе принято выделять песчаный горизонт S_9 и перекрывающую его глинистую пачку, включающую попарнодвоенные мергели *i*. Подсвита пользуется очень широким распространением в пределах изученного нами профиля, однако в западной части ее строение более сложно и здесь в ней выделяется песчаный пласт S_9 , отсутствующий на востоке. Границы подсвиты мы будем условно проводить по кровле S_{10} и подошве S_8 .

В разрезах Сулакского прогиба верхнегумская подсвита построена очень просто. В обнажениях по р. Сулак она представлена 57-метровой толщей бурых, почти черных, местами коричневатых глин с тонкими и частыми прослоями мергелей. Тонкослоистые бурые глины содержат большое количество обломков раковинки *Spaniodontella*. По плоскостям напластования встречены гипс и ярозит, являющиеся, по-видимому, результатом гипергенного окисления пирита. В глинах четко прослеживаются два пласта попарнодвоенных мергелей *i*.

Западнее, в разрезе по р. Ярык-су, верхнегумская подсвита слагается 18-метровой пачкой черных алевролитовых глин, содержащих прослой мергелей и карбонатных конкреций.

В пределах Чечено-Грозненской впадины, где появляется песчаный пласт S_9 , строение верхнегумской подсвиты становится трехчленным. Нижняя глинистая ее часть содержит маркирующий мергель *k*, а верхняя, залегающая над S_9 , отличается по присутствию сдвоенных мергелей *i*.

В районе разреза р. Элистанжи верхнегумская подсвита представлена восьмиметровой пачкой неслоистых коричневатых-серых глин, содержащих многочисленные сульфидные конкреции. В ее середине встречен мощный тонкослоистый мергель *k*.

Выше обнажается пятиметровая пачка терригенных пород, в которой грубо переслаиваются между собой зеленовато-серые алевролиты и черные алевроитовые глины с прослоями мергелей. Над ней располагается 28-метровая толща темно-бурых глин, содержащих два пласта сдвоенных мергелей i .

Западнее, в районе р. Малая Рошня, в нижней части интересующего нас стратиграфического интервала, залегает 23-метровая толща коричневатых-серых и черных тонкослоистых глин с прослоями карбонатных конкреций и серых мергелей. Выше находится пятиметровый пласт белого кварцево-слюдистого песчаника, относящийся к горизонту S_9 . Над ними обнажена толща бурых неслоистых алевролитов, сменяющихся вверх по разрезу коричневаточерными и серыми карбонатными глинами, содержащими многочисленные карбонатные конкреции различной формы, а также линзы и прослои мергелей. Мощность этой толщи превышает 65 м.

Далее, в среднем течении р. Фортанга, в основании подсвита залегает 23-метровая пачка чередования бурых и серых неслоистых глин, содержащих редкие карбонатные конкреции. Залегаящий в ней мергель k окрашен в фиолетовые тона. Выше встречена четырехметровая пачка белого кварцево-слюдистого песчаника, переходящего кверху в зеленовато-серый алевролит. Над ним располагается толща бурых неслоистых глин, содержащих многочисленные прослои мергелей (в том числе два попарно сдвоенных мергеля i), а также редкие прослои и линзы ракушечников, сложенных очень мелкими раковинками спаниодонтелл. В верхней части толщи развиты бурые алевролиты.

Заметно меняется верхнегумская подсвита при переходе в пределы Осетинской впадины. В разрезе, обнаженном в оврагах р. Буйволиная, нижняя глинистая пачка, так же, впрочем, как и нижележащий пласт S_{10} , скрыта в осыпи. Горизонт же S_9 слагается 12-метровой толщиной белых кварцево-слюдистых песков и песчаников, содержащих в кровле мощный и выдержанный ракушечник из обломков *Spanodontella*. Над ним залегает 40-метровая пачка тонкослоистых светло-серых и коричневатых-серых глин с прослоями мергелей и включениями углефицированной древесины.

Далее, в разрезе по р. Суадаг-Дон, нижняя часть верхнегумской свиты сложена 16-метровой пачкой серых и зеленовато-серых карбонатных глин, содержащих подчиненные прослои алевролитов, реже — алевролитовых песчаников. В глинах встречаются крупные карбонатные стяжения и линзы мергелей, сульфидные конкреции и включения углефицированной древесины. Пласт S_9 здесь слагается голуватосерым мелкозернистым песчаником мощностью 3 м. Среди обломков кварца, плагиоклазов, хлорита и зерен глауконита широко распространены карбонатные обломки раковин. Выше залегает 34-метровая толща карбонатных серых глин, в нижней части — алевролитовых. В них много кусков углефицированной древесины, а в верхней части широко распространены ракушечники из спаниодонтелл.

Наконец, в разрезе по р. Урух горизонт песчаника S_9 , по-видимому, выклинивается и вся верхнегумская подсвита слагается девятиметровой пачкой темно-серых, зеленовато-серых или коричневатых карбонатных глин, часто с прослоями гипса. Глины содержат огромное количество обломков раковинок спириалисов, фораминифер, гастропод и водорослевых известняков, хорошо различимых под микроскопом в прозрачных шлифах.

Манасская свита (Krg_2)

Ярыксуйская подсвита в пределах нашего литолого-фациального профиля включает наиболее мощную песчаную пачку караганской части разреза S_8 , менее мощную и выдержанную пачку S_7 и разделяющую их толщу глин. Следует, однако, подчеркнуть, что полный разрез подсвиты прослеживается только в карагане Сулакского прогиба и Чечено-Грозненской впадины. В разновозрастных отложениях Осетии устанавливается только песчаник S_8 , а в Кабардинской впадине выклинивается и он.

В Сулакском прогибе ярыксуйская подсвита довольно маломощна. На берегу р. Сулак в ней можно различить: 1) трехметровый пласт плотного серого алевролитового песчаника, пронизанного прожилками вторичного гипса (S_8); 2) 29-метровую толщу бурых и черных неслоистых глин с включениями прослоев мергеля; в породе много отпечатков чешуи рыб; 3) шестиметровый пласт белого кварцево-глауконитового песчаника, относимого к горизонту S_7 .

В разрезе по р. Ярык-су в нижней части подсвиты залегает восьмиметровая толща белых кварцево-глауконитовых слюдястых песчаников, содержащих много обломков дистена. По отдельным пропалкам породе содержит пятна бурых битумов (S_8). Выше располагается 22-метровая толща бурых карбонатных алевролитовых глин, а над нею — шестиметровый пласт кварцевого песчаника, относимого к горизонту S_7 .

В разновозрастных толщах Чечено-Грозненской впадины мощности пачек возрас-

тают, а сами они при этом испытывают заметные фациальные изменения. В разрезе по р. Элистанжи горизонт S_8 складывается 20-метровой толщиной, в которой внизу чередуются пласты белых кварцево-слюдистых песчаников и серых алевролитов, а сверху залегают монолитный среднезернистый кварцевый песчаник. Далее располагается 30-метровая толща коричнево-серых алевролитовых глин с тонкими пропластками кварцевого песка, на которой залегают шестиметровый пласт рыхлого белого кварцевого песчаника, в кровле переслаивающегося с зеленовато-серым алевролитом. Это песчаник S_7 .

По течению р. Малая Рошня эта часть караганского яруса выглядит еще более внушительно. Здесь обнажается почти 50-метровая толща белых кварцево-слюдистых ("серебристых") песчаников, принадлежащих к горизонту S_8 . Нижняя треть толщи содержит тонкие прослои зеленовато-черных глин, разделяющих песчаники на мощные пласты; в верхних частях толщи глина отсутствует, а монолитный песчаник содержит разнонаправленную косую слоистость.

Выше залегают 68-метровая толща коричнево-черных и серых глин; в нижней части глины переслаиваются с зеленовато-серыми алевролитами. Выше в глинах встречаются линзы и пласты серого мергеля и многочисленные карбонатные конкреции. Выше лежащий пласт S_7 представлен белым кварцевым песчаником, в котором хорошо прослеживается грубая слоистость. Пласт смят в сложные (по-видимому, подводнооползневые) дисгармоничные складки. Мощность его равна 6 м.

В районе р. Фортанга мощность горизонта S_8 сокращается до 4–5 м. Здесь он складывается очень чистыми белыми кварцевыми песчаниками почти без инородных примесей. Над песчаником залегают почти 30-метровая пачка серых и бурых неслоистых глин; в нижней части в ней встречаются прослои белых песчаников и голубовато-серых алевролитов. Разрез завершается 13-метровым пластом белого кварцевого песчаника, в нижней части переслаивающегося с зеленовато-серыми алевролитами. Песчаник принадлежит к горизонту S_7 .

По направлению к Осетинской впадине вся верхняя часть ярыксуйской подсвиты вместе с горизонтом S_7 выклинивается. В разрезе по р. Буйволиная нами описана семиметровая пачка зеленовато-серого алевролитового песчаника, местами расслоенного тонкими прослоями глин. Он, по-видимому, является фациальным аналогом горизонта S_8 .

В отложениях по р. Суадаг-Дог в том же стратиграфическом интервале залегают 12-метровая пачка терригенных пород; в нижней и верхней ее частях наблюдаются зеленовато-серые карбонатные тонкослоистые песчаники, тогда как в средней части залегают толстослоистые алевролиты. Среди обломочного кварца здесь встречено много обломков плагиоклазов, хлорита, мусковита, зерен глауконита и обломков разнообразных карбонатных раковин.

На р. Урух, возможно, именно этому пласту соответствует пятиметровая пачка зеленовато-серых алевролитов, разделенная на две части пластом зеленовато-серых карбонатных глин, содержащих прослои ракушечников.

Ачисуйская подсвита включает обычно песчаные пачки S_6 и S_5 ; в пределах исследованного нами профиля песчаники горизонтов S_5 и S_6 сливаются в одну пачку, которую в дальнейшем описании мы будем условно называть S_6 . Таким образом, нижняя граница ачисуйской подсвиты совпадает с кровлей песчаника S_7 , а верхняя — с подошвой песчаника S_4 .

В Сулакском прогибе интересующий нас стратиграфический интервал имеет трехчленное строение. В разрезах на берегу р. Сулак в нижней части ачисуйской подсвиты залегают 35-метровая пачка черных, реже буроватых неслоистых битуминозных глин с мелкими сульфидными конкрециями и отпечатками скелетов рыб. Выше обнажается горизонт S_6 . Здесь он представлен шестиметровой пачкой белых и серых кварц-глауконитовых песчаников. Над ним расположена 10-метровая пачка черных неслоистых глин.

Западнее, по р. Ярык-су, тот же интервал представлен 20-метровой пачкой черных глин и алевролитов, содержащих многочисленные следы подводного оползания осадков, двухметровой пачкой переслаивания белых кварцевых песчаников и зеленовато-серых алевролитов (S_6) и пятиметровой пачкой бурых алевролитовых глин с прослоями мергелей.

Аналогичное строение ачисуйской подсвиты обнаруживается во всех разрезах Чечено-Грозненской впадины. Действительно, в районе р. Элистанжи непосредственно на кровле песчаников S_7 залегают 17-метровая пачка бурых алевролитовых неслоистых глин, над которыми располагается чередование светло-желтых кварцевых песчаников и тонких прослоев глин мощностью 6 м (S_6). Разрез подсвиты завершается двухметровой пачкой зеленовато-серых алевролитов с прослоями кварцевого песка.

Далее, на берегах р. Малая Рошня, в нижней части подсвита распространен пятиметровый пласт коричневато-серой глины с линзами мергелей и ракушечниками. Выше, на уровне горизонта S_6 , залегает 12-метровая пачка белых кварцево-слюдистых песчаников, переслаивающихся с тонкими прослоями коричневато-серых глин. В ней выделяются два цикла. Каждый начинается тонким переслаиванием глин и песчаников, а завершается полутора-двухметровым монолитным пластом чистого кварцевого песчаника. Разрез завершает шестиметровая пачка коричневато-серых глин с прослоями мергелей и крупными караваеобразными карбонатными конкрециями.

Наконец, в обнажениях по р. Фортанга в основании интервала залегает 15-метровая пачка бурых, чаще неслоистых карбонатных глин с прослоями мергелей и ракушечников, сложенных раковинами спанидонтелл. Над ней обнажается пятиметровая пачка, в которой переслаиваются зеленовато-серые алевролиты и белые кварцевые песчаники. В ее середине залегает монолитный полутораметровый пласт песчаника. Пачка представляет пласт S_6 . Выше, уже в осыпи, видны выходы серых неслоистых глин с мергелями.

В Осетинской впадине проследить отложения айсуйской подсвита не удалось, хотя, по данным некоторых исследователей, песчаники подсвита отчетливо выделяются в разрезах по р. Дзагал-Дон (В.Д. Талалаев). Нам представляется более правильным думать, что они выклиниваются где-то между разрезами рек Фортанга и Буйволиная

Белгатовская подсвита имеет значительно более расплывчатый стратиграфический объем. Мы в данной работе будем включать в нее два пласта песчаников S_4 и S_3 , разделенные пачкой глин. В пределах Сулакской и Чечено-Грозненской впадин оба пласта песчаников прослеживаются повсеместно. В районе р. Сулак нижний пятиметровый пласт S_4 сложен светло-серым кварц-глауконитовым песчаником. Выше залегает 23-метровая толща серых слоистых алевролитовых глин с прослоями мергелей, содержащих раковины *Spaniodontella* и *Pectinariopsis*. Над ними обнажен серый кварцевый песчаник мощностью 10 м. Он отвечает горизонту S_3 .

В разрезе по р. Ярык-су подсвита слагается двухметровым пластом белого косо-слоистого кварцевого песчаника, сильно ожелезненного в основании. Над этим песчаником S_4 залегает 16-метровая толща зеленовато-серых алевритовых карбонатных глин, содержащих прослой мергелей, пятна битумов и отпечатки чешуи рыб. Выше обнажен двухметровый пласт белого кварцево-слюдистого песчаника S_3 .

Далее, по р. Элистанжи, горизонт S_4 представлен 11-метровой пачкой светло-желтых кварцевых песчаников. Залегаящая над ним темно-серая алевритовая глина содержит пласт мергеля "ж" и имеет мощность 6,5 м, а пласт S_3 фациально замещается пятиметровым переслаиванием песчаников и алевролитов.

В разрезе по р. Малая Рошня в нижней части подсвита обнажается восьмиметровый пласт желтовато-белого косо-слоистого кварцевого песчаника (S_4). Выше находится 16-метровая пачка коричневато-серых глин, в нижней половине содержащих прослой зеленовато-серых алевролитов и ракушечников, а в верхней — крупные карбонатные конкреции и линзы мергелей. Горизонт S_3 здесь представлен восьмиметровой пачкой белых косо-слоистых кварцевых песков.

Совсем иначе выглядит подсвита в разрезе по р. Фортанга. Здесь нижний горизонт песчаников (S_4) имеет мощность 7 м, но примерно в средней части содержит трехметровый пласт тонкослоистых коричневато-серых глин с линзами ракушечников. Этот пласт делит песчаник на две почти равные части. Выше обнажается восьмиметровая толща коричневато-серых глин с тонкими прослоями оранжевой монтмориллонитовой глины. Наконец, выше залегает четырехметровый пласт S_3 , сложенный белыми кварц-слюдистыми песчаниками с прослоями алевролитов.

В разрезах Осетинской впадины фациальные аналоги белгатовской подсвита нами установлены не были.

Шауданская подсвита завершает разрез караганских отложений и включает два песчаных горизонта S_2 и S_1 , а также подстилающие, разделяющие и перекрывающие их глинистые пачки. Ее условными границами являются кровля песчаников S_3 , а также подошва "бугорчатого" мергеля и сарматских отложений.

В разрезе по р. Сулак отложения шауданской подсвита имеют мощность около 70 м и сложены бурыми и зеленовато-серыми глинами с частыми прослоями мергелей и тонкими пропластками гипса. Они содержат два пласта белых и серых кварцевых песчаников, причем нижний S_2 имеет мощность 12, а верхний — 4 м.

Западнее, на левом берегу р. Ярык-су, обнажается 40-метровая толща коричневато-серых алевролитовых комковатых глин, кверху сменяющихся серыми или даже голубовато-серыми тонкослоистыми разновидностями. В них встречены весьма изменчивые в мощности пласты рыхлых желтовато-белых и белых кварцевых пес-

чаников. Нижний пласт (S_2) представлен четырехметровым переслаиванием песчаников, глин и алевролитов, верхний (S_1) монолитен, но очень маломощен (0,5 – 1 м мощности).

Далее, по р. Элистанжи, мощность всей подсвиты в целом остается неизменной, хотя в целом в зеленовато-серых глинах увеличивается количество карбонатных конкреций и прослоев мергелей. Нижний пласт песчаника S_2 здесь по-прежнему имеет мощность 4 м, но в нем появляются тонкие прослои зеленовато-серых алевролитов. Верхний пласт S_1 раздувается в мощности до 6 м и содержит в своей средней части двухметровый пласт зеленовато-серого алевролита.

Западнее, по р. Малая Рошня, мощность шауданской подсвиты снова значительно возрастает, достигая почти 100 м. При этом здесь заметно преобладают глины коричневатого-серого цвета, тонкослоистые, с многочисленными карбонатными конкрециями и пропластками мергеля. Нижний песчаный пласт (S_2) увеличивается в мощности до 7 м и в нем песчаники чередуются с зеленовато-серыми алевролитами. Верхний песчаник (S_1), наоборот, уменьшается в мощности до 2 м, хотя в нем по-прежнему большую роль продолжают играть пропластки алевролитов.

В сторону Осетинской впадины, в разрезе по р. Фортанга, мощность подсвиты вновь уменьшается до 40 м, причем в ней снова возрастает относительная роль зеленовато-серых глин с прослоями мергелей. Нижний песчаник (S_2) представлен трехметровым пластом, верхний (S_1) еще сохраняет свою мощность, но в нем уже заметно преобладают зеленые алевролиты.

На границе Чечено-Грозненской и Осетинской впадин, в разрезе по р. Буйволиная, непосредственно над песчаниками горизонта S_8 , залегает 50-метровая толща коричневатого-серых и зеленовато-серых тонкослоистых глин. Никаких следов кварцевых песчаников в ней встречено не было. По-видимому, эта глинистая толща р. Буйволиной сопоставима с отложениями ачисуйской, белгатойской и шауданской подсвит р. Фортанга; иными словами, нам представляется, что ряд верхних песчаных пластов карагана ($S_7 - S_1$) выклинивается при переходе из одной впадины в другую.

Наличие нескольких песчаных пластов выше песчаников S_8 на р. Суадаг-Дон, как нам кажется, не противоречит этому заключению, поскольку их принадлежность к белгатойской и шауданской подсвитам требует специального и серьезного обоснования.

Итак, выше мы в общих чертах познакомились со строением отдельных стратиграфических подразделений исследованного нами литолого-фациального профиля. Рассматривая рис. 11 в целом, нельзя не заметить в нем нескольких очень важных, на наш взгляд, особенностей.

Первая особенность строения чокракско-караганских отложений заключается в том, что западные разрезы профиля отличаются от восточных резко сокращенными мощностями и развитием относительно мелководных литофаций. Как правило, в разрезах рек Урух или Суадаг-Дон на фоне общей мощности всего среднего миоцена, не превышающей 100–200 м, широко распространены внутрiformационные размывы, обильные включения углефицированной древесины, прослои и линзы ракушечников, строматолитовые биогермы и, правда, редкие, но симптоматичные железорудные прослои и линзы. Наоборот, в районе рек Ярык-су и Сулак мощности толщ среднего миоцена увеличиваются до 800–1000 м. В этих разрезах широко распространены тонкослоистые черные глины, резко обогащенные органическим веществом, содержащие остатки птеропод рода *Spiralis* и, несомненно, отлагавшиеся в затишных, сравнительно глубоководных обстановках.

Все сказанное выше позволяет считать, что линия литолого-фациального профиля пересекает разные структурно-фациальные области. Его западная часть лежит в районе преобладания относительных тектонических поднятий и отвечающих им мелководных условий древнего палеоводоёма, тогда как восточная соответствует более глубоководным обстановкам древнего устойчивого прогиба. Перемещаясь с запада на восток, мы двигаемся от берега в глубь палеоморя.

Другая особенность строения чокракско-караганских отложений в данном регионе также хорошо видна на фиг. 11 и заключается в том, что они представляют трансгрессивно-регрессивную серию.

На протяжении всего чокракского времени палеоводоём непрерывно распространялся с востока на запад, захватывая все новые районы. Действительно, наименьшим распространением на площади характеризуются отложения махачкалинской свиты, залегающие, как известно, в основании чокрака. Они, по-видимому, полностью выклиниваются где-то между разрезами по рекам Фортанга и Буйволиная. Аналогично ведут себя и песчаники михайловской подсвиты.

Несколько дальше к западу прослеживаются отложения нижней части шуринской

подсвиты, лежащие ниже песчаников S_6 . Эти толщи исчезают из разреза где-то между районами рек Буйволиная и Кодахджин, скорее всего на правобережье р. Терек.

Наконец, отложения верхней части шуринской подсвиты, а также акташской и гяуртапинской свит фиксируются в самых западных разрезах. В это время чокракская трансгрессия достигла своего максимального развития.

Начало караганского времени совпадает с небольшой регрессией палеоводоёма. Выше нами было показано, что самый нижний горизонт песчаников карагана $S_{1,3}$ вместе с залегающим над ним мергелем l выпадают из разреза где-то западнее р. Фортанга. Однако этот эпизод был, вероятно, кратковременным, поскольку в следующее за алистанжинской регрессией нижегумское время нормальные условия морского осадконакопления восстановились на всей изучаемой площади. Следует, однако, подчеркнуть, что, начиная с этого момента и вплоть до конца караганского времени, море медленно и непрерывно отступает на восток.

Как было показано нами ранее, отложения верхнегумской S_9 и ырксайской S_8 подсвит выклиниваются между реками Урух и Суадаг-Дон, тогда как отложения верхней части той же ырксайской подсвиты и вышележащие толщи ачисуйской, белгатойской и шауданской подсвит не прослеживаются западнее р. Фортанга. Они, по-видимому, фиксируют последовательное отступление моря на восток.

Третья особенность нашего профиля заключается в том, что на нем изменения суммарных мощностей среднемиоценовых отложений и связанные с ними фациальные изменения различных стратиграфических подразделений осуществляются не плавно, а скачкообразно. Действительно, как это видно на фиг. 11, в пределах профиля прежде всего наиболее четко различаются западные (реки Урух, Суадаг-Дон, Кодахджин, Буйволиная) и восточные разрезы (реки Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, ырк-су, Сулак). Эти две разные части профиля отличаются между собой и мощностями и объемом стратиграфических подразделений. В восточной части района развиты не только более мощные, но и стратиграфические более полные разрезы, ибо, как было нами отмечено выше, между реками Фортанга и Буйволиная из разрезов выпадают вся махачкалинская свита, михайловская подсвита, датыхская гипсоносная толща, горизонт Σ_5 шуринской подсвиты в чокраке, а также горизонт $S_{1,3}$ алистанжинской подсвиты и песчано-глинистые толщи ырксайской, ачисуйской, белгатойской и шауданской подсвит. Нельзя при этом не вспомнить, что участок, на котором происходят эти очень важные литолого-фациальные изменения, представляет рубеж между Осетинской впадиной на западе и Чечено-Грозненской на востоке. Здесь рисуется крупный глубинный разлом.

Менее резко, но все же достаточно отчетливо, проявляют себя два других участка, где снова как бы сконцентрированы важнейшие структурно-фациальные изменения среднего миоцена.

В западной половине профиля таким участком является район между реками Урух и Суадаг-Дон. Здесь не просто вдвое уменьшается мощность среднемиоценовых отложений при движении с востока на запад, но и выклиниваются отдельные составляющие верхнегумской S_9 и ырксайской S_8 подсвит. Любопытно, что именно на этом участке проходит глубинный разлом, разделяющий Кабардинскую и Осетинскую впадины.

Наконец, в восточной половине профиля очень сильно различается между собой литологический состав пород, слагающих среднемиоценовые разрезы рек Элистанжи и ырк-су. Если в первом заметно преобладают глинистые толщи, то во втором, наоборот, широкое развитие получают песчаники и алевролиты. Эти фациально-литологические различия совпадают с границей между Чечено-Грозненской и Сулакской впадинами.

Таким образом, возникает предположение, что структурно-фациальные изменения среднемиоценовых отложений, зафиксированные на нашем литолого-фациальном профиле, отражают разнонаправленные движения тектонических блоков фундамента, залегающих под современными впадинами. Эта мысль находит свое подтверждение при более детальном анализе фациальных особенностей различных стратиграфических подразделений чокракских и караганских отложений.

Действительно, как об этом уже говорилось выше, нижняя часть чокракских толщ, включая михайловскую подсвиту (см. фиг. 11), обнаруживает тесную зависимость от пространственного положения в системе впадин. Обладая большими мощностями и полно развитыми песчаными горизонтами в районах рек Сулак и ырк-су (Сулакский прогиб), она затем существенно сокращается в мощности в разрезе по р. Элистанжи. Затем в разрезах рек Фортанга и Малая Рошня (Чечено-Грозненская впадина) мы снова видим увеличение мощностей и появление больших масс алевролитов, тогда как еще западнее наблюдается ее быстрое выклинивание.

Залегающая между песчаниками горизонтов Σ_7 и Σ_6 , датыхская соленосно-гипсоносная толща очень тесно связана именно с разрезами Чечено-Грозненской впадины. В пределах Осетинской и Сулакской впадин соленосные толщи нигде обнаружены не были (см. фиг. 11).

Еще более наглядно связь между строением фундамента и литолого-фациальными изменениями отложениями верхнего чокрака видна на фиг. 13. Здесь приведены диаграммы, принцип построения которых заключается в следующем. По горизонтали в соответствующем масштабе показано относительное положение изученных разрезов, а по вертикали отложены мощности песчаных (Σ_6 , Σ_5 , Σ_3) и песчано-глинистых ($\Sigma_2 - \Sigma_1$) горизонтов. Таким образом, кровля горизонта здесь условно принята за горизонтальную плоскость, а соединив отметки подошвы, мы получим некоторое представление о рельефе дна палеоводоёма, особенно точное в случае компенсированных прогибов. На диаграмму нанесена также литологическая характеристика каждого горизонта в изученных обнажениях, и, таким образом, в целом она дает представление и о фациальных изменениях отдельных толщ.

Как это следует из графика (фиг. 13), на протяжении всего верхнего чокрака три главных тектонических блока фундамента, соответствующих трем крупнейшим впадинам, довольно активно влияли на процессы осадкообразования; максимальные мощности песчаных толщ горизонтов Σ_6 и Σ_5 отчетливо тяготеют к Чечено-Грозненской и Сулакской впадинам, а во время отложения песчаников горизонтов Σ_3 , Σ_2 и Σ_1 все интенсивнее сказывается также влияние Осетинского прогиба.

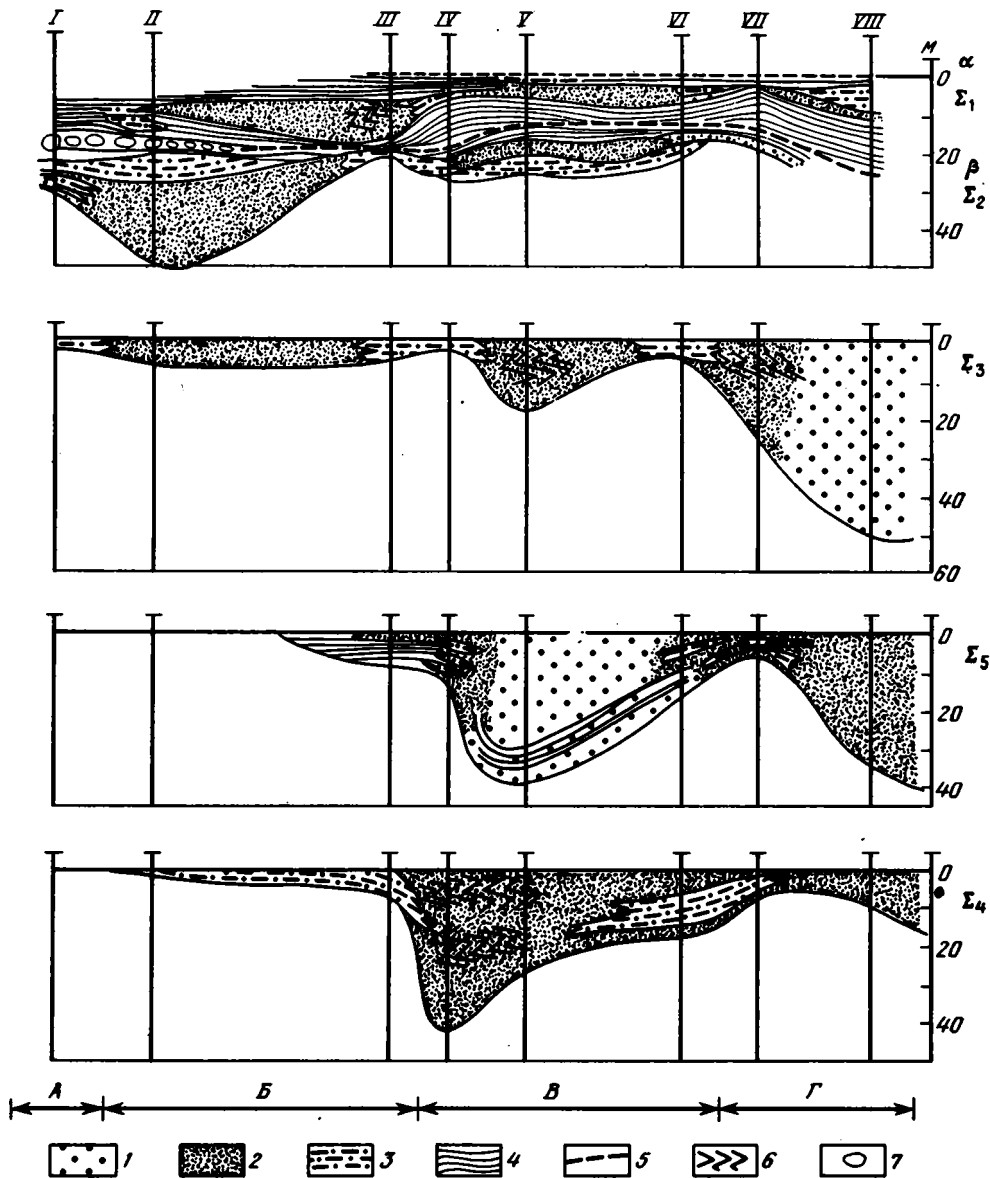
Менее ясно сказывается влияние тектонических структур на осадконакопление карагана (фиг. 14), хотя и здесь в целом можно проследить те же важнейшие тенденции.

Любопытно, что на приведенных графиках довольно хорошо выявляется еще одна, на этот раз чисто литологическая закономерность: для большинства изученных песчаных толщ характерно линзовидное залегание, причем мощность терригенных отложений в них прямо пропорциональна грубозернистости пород. Иными словами, выклинивание песчаников почти всегда сопровождается появлением в пласте тонкозернистых разностей, развитием переслаивания песчаников с алевролитами или даже алевролитов и глин. Но раздувание мощности песчаной линзы очень часто сопровождается распространением относительно чистых грубозернистых кварцевых песчаников или песков, для которых характерна однонаправленная косая слоистость, а в нижнечокракских отложениях — появление кварцевых гравелитов. В известной мере такое своеобразное соотношение мощностей и гранулометрии осадков напоминает закономерности накопления аллювия в руслах рек [Шанцер, 1952] или в их дельтах [Батулин, 1947; Наливкин, 1956; Krumbeln, Aberdeen, 1937]. Действительно, как это отмечал Д.В. Наливкин, "в пестром составе осадков дельты можно найти многочисленные переходы одних осадков в другие. Руслу рек и протоков сложены песком, более или менее хорошо сортированным. Ближе к берегам, там, где течение замедляется, отлагается песчаный ил. Более тонкозернистый песок и песчаный ил отлагаются и в "плёсах" — расширениях русел" [1956, с. 153].

Нам представляется, что в целом подмеченная закономерность подтверждает ранее высказанные представления [Жижченко, 1940; Батулин, 1944; Гроссгейм, Гмид, 1951; Вассоевич, 1958] о преимущественном привносе кварцевых песков течениями, которые проникали в интересующие нас районы Предкавказья с северо-востока. Направленная деятельность донных течений заполняла прогибающиеся впадины терригенным материалом, который сортировался на дне среднемиоценового моря в полном соответствии со скоростями движения вод в разных частях подводного потока. В центре такой "подводной реки" отлагался грубозернистый песчаный осадок, нередко сохраняющий текстуру однонаправленной косой слоистости; на периферии и во фронтальной части, где движение воды замедлялось, откладывались более тонкие алевритовые осадки.

Здесь нельзя не вспомнить о том, что общий анализ размерности терригенного материала в песчаниках среднего миоцена, проведенный Н.Б. Вассоевичем [1958] по материалам Л.П. Гмид, Р.Г. Дмитриевой и З.А. Ивановой, показал, что в среднем миоцене наиболее крупнозернистые песчаники, нередко содержащие гравелиты и даже конгломераты, широко распространены в районе Терского хребта; при этом они чаще всего связаны здесь с песчаниковым пластом горизонта Σ_7 михайловской подсвиты, хотя встречаются и в других частях разреза. Юго-западнее и южнее, по направлению к Черным горам, размерность обломков заметно уменьшается; в этом же направлении увеличивается их остроугольность.

Обращаясь к тем выводам о палеогеографии, которые можно сделать на основе изученного профиля, следует прежде всего подчеркнуть, что для правильного истол-



Фиг. 13. Связь интенсивности движения тектонических блоков с фаціальными изменениями чокракских отложений

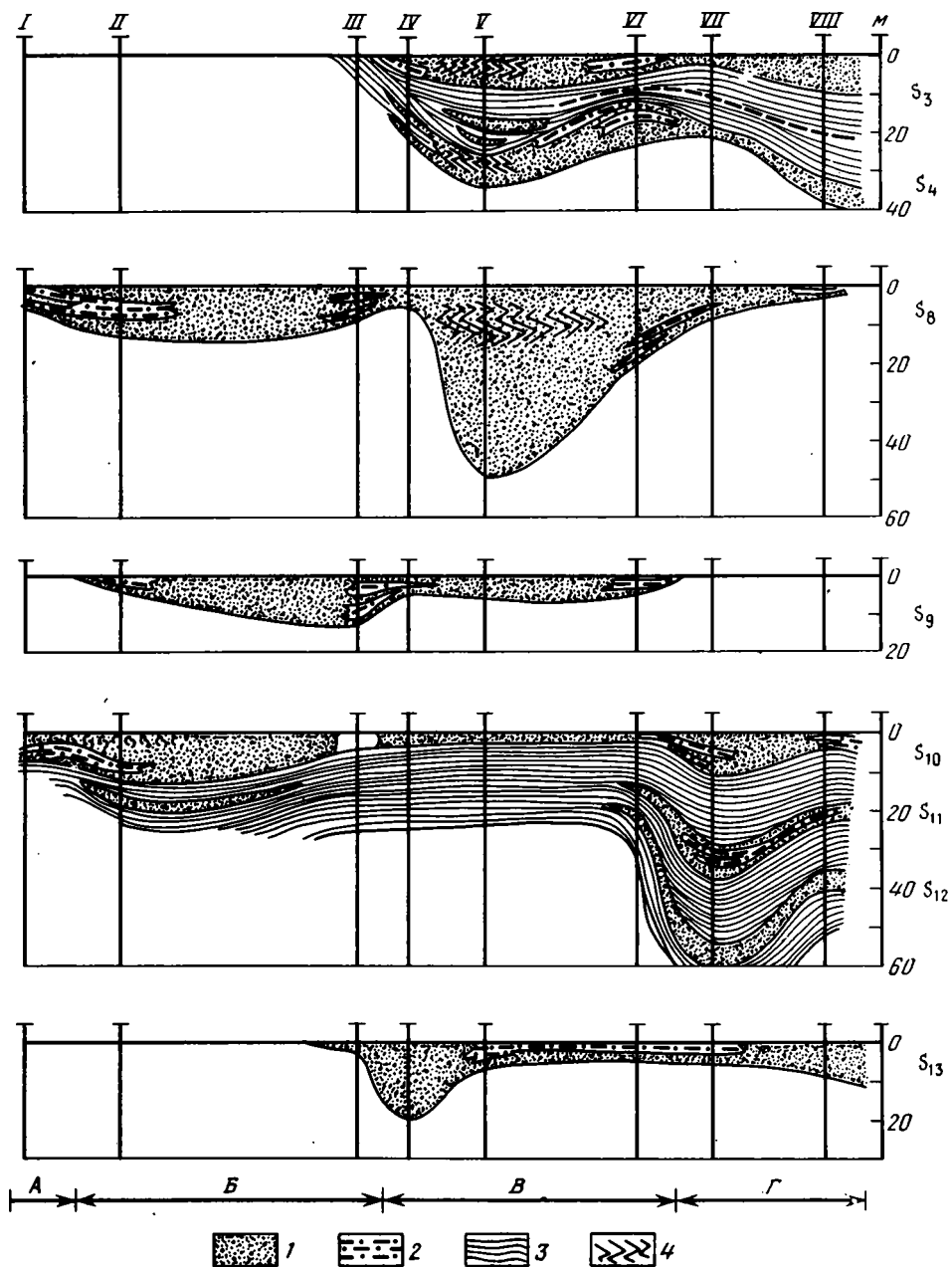
I – р. Урух, II – р. Суздаг-Дон, III – р. Буйволиная, IV – р. Фортанга, V – р. Малая Рошня, VI – р. Элистанжи, VII – р. Ярык-су, VIII – р. Сулак

А – Кабардинская впадина, Б – Осетинская впадина, В – Чечено-Грозненская впадина, Г – Сулакская впадина

1 – грубозернистый песчаник; 2 – средне- и мелкозернистый песчаник; 3 – алевролит; 4 – глина; 5 – мергели; 6 – косая слоистость; 7 – строматолитовые биогермы

кования всей картины следует описанные выше материалы анализировать в тесной связи с результатами исследования среднего миоцена смежных районов.

На фиг. 15 представлена общая палеогеографическая схема строения интересующего нас района в нижнечокракское время. Она характерна, очевидно, для всего махачкалинского, михайловского и нижнешуринского времени, т.е. для эпохи отложения толщ, подстилающих песчаный горизонт Σ_6 . В этот период морской палеоводоем располагался только в восточной части интересующей нас площади. В западной части Осетинский тектонический блок оказался несколько приподнятым; он на длительное время задержал развивающуюся с востока на запад чокракскую трансгрессию. В результате в Чечено-Грозненской и Сулакской впадинах накапливались разнообраз-



Фиг. 14. Связь интенсивности движения тектонических блоков с фаціальными изменениями караганских отложений

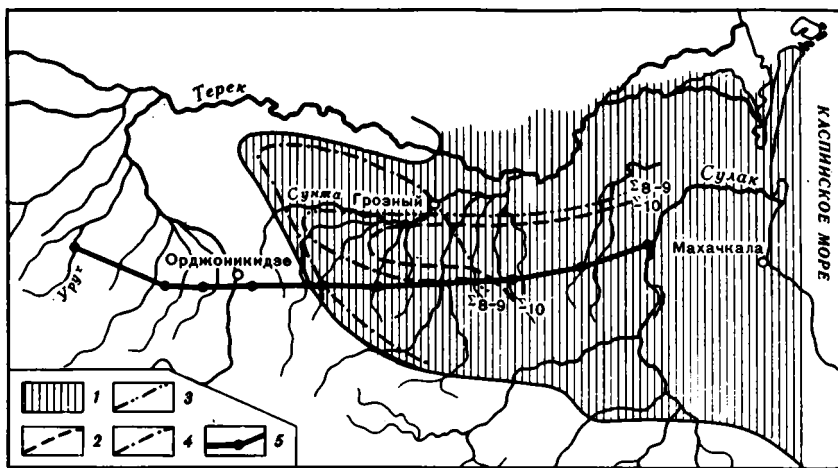
I—VIII, А, Б, В, Г — см. на рис. 13

1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — глина, 4 — косая слоистость

ные морские осадки, тогда как западнее р. Терек осуществлялся, видимо, значительный размыв ранее возникших тарханских и майкопских отложений.

Границей развития морских отложений на западе, по всей вероятности, было Назрано-Харбиджинское поднятие, которое в то время проявляло себя как своеобразный тектонический уступ. Южная граница морского палеобассейна проходила ближе к приосевой части Кавказского острова, отклоняясь от линии изученного литолого-фацеального профиля в юго-восточном направлении. Имеются основания предполагать, что на севере граница суши и моря круто поворачивала на восток, совпадая с простиранием Малгобек-Алиуртовской, Калаусской и Хаянкортовской антиклиналей Терского хребта, а затем вносъ уходила на север.

Главный аргумент для такой трактовки конфигурации береговой линии — пове-



Фиг. 15. Палеогеография Восточного Предкавказья в нижнечокракское время

1 — море; 2 — линия выклинивания песчаников горизонта Σ_{10} ; 3 — линия выклинивания песчаников горизонта Σ_{8-9} ; 4 — распространение лагунных отложений датыхской толщи; 5 — линия литолого-фациального профиля

дение пестроцветных и соленосно-гипсоносных отложений Датыхской толщи. Как известно, соле- и гипсонакопление в нижнечокракское время было весьма ограничено на площади; на фиг. 15 его распространение в нашем районе, установленное по картографическим данным Н.Б. Вассовича, Л.П. Гмид и М.Х. Булач, обозначено штрихпунктирной линией.

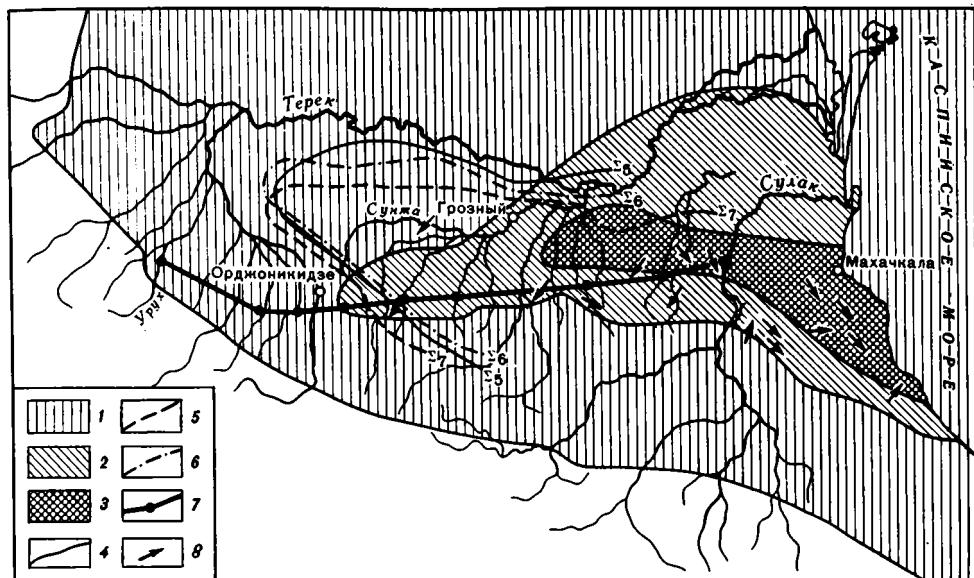
Очевидно, образование солей и гипсов было возможно только в выпаривающейся лагуне, частично отшнурованной от основного палеоводоёма. При небольших мощностях соленосных осадков возникновение полуизолированного прибрежного участка моря, где шло выпаривание воды и садка солей, могло осуществляться за счет создания эфемерной намывной песчаной пересыпи — косы или бара, но формирование 60-метровой, а в некоторых местах даже 100-метровой толщи лагунных осадков, безусловно, требовало существования устойчивых, тектонически обусловленных поднятий и столь же устойчивых опусканий [Страхов, 1962]. Такими поднятиями, судя по конфигурации соленосной площади в датыхское время, некоторое время были тектонические структуры Терского хребта, как бы запиравшего галогенную ванну с севера. Другой тектонической линией поднятий, ограничивающих лагуну с востока, были, по-видимому, Старогрозненская, Октябрьская и Бенюйская антиклинали, относящиеся уже к Сунженскому хребту. Каким образом были выражены эти поднятия морфологически, сказать довольно трудно. Скорее всего это были узкие и вытянутые в длину отмели, в мористой части которых накапливались песчаные, а во внутренней — алевроитовые илы. Тем не менее эти отмели бесспорно затрудняли доступ морской воды во внутреннюю часть лагуны, и это обстоятельство обеспечивало в этой части чокракского моря примат испарения над подтоком, т.е. условия, определившие развитие морского галогенеза.

Как мы увидим в дальнейшем, угол, образованный пересечением антиклиналей Терского хребта и Назрано-Харбиджинской структуры, оказался довольно устойчивым и длительное время влиял на осадконакопление как в чокракском, так и в караганском палеоморях. Что же касается поднятий Сунженской структурной линии, то они проявляли себя время от времени и значительно слабее.

Поэтому при реконструкции положения береговой линии нижнечокракского палеоводоёма (см. фиг. 15) мы сочли возможным подчеркнуть возможное существование субширотного участка на севере. Его положение отражает сочленение Назрано-Харбиджинской перемычки и Терского хребта.

В последующее верхнечокракское время трансгрессия моря распространяется далеко к западу и захватывает всю Осетинскую и часть Кабардинской впадин (фиг. 16). По-видимому, Осетинский блок был вовлечен в опускание позднее Чечено-Грозненского и Сулакского, однако в отдельные моменты верхнечокракского времени он начинает опускаться даже интенсивнее соседних структур, о чем свидетельствует например, формирование более чем 20-метровой толщи песчаников горизонта Σ_2 в междуречье Урух — Терек.

Как это показано на схеме (фиг. 16), во времена максимальной трансгрессии



Фиг. 16. Палеогеография Восточного Предкавказья в верхнечокракское время

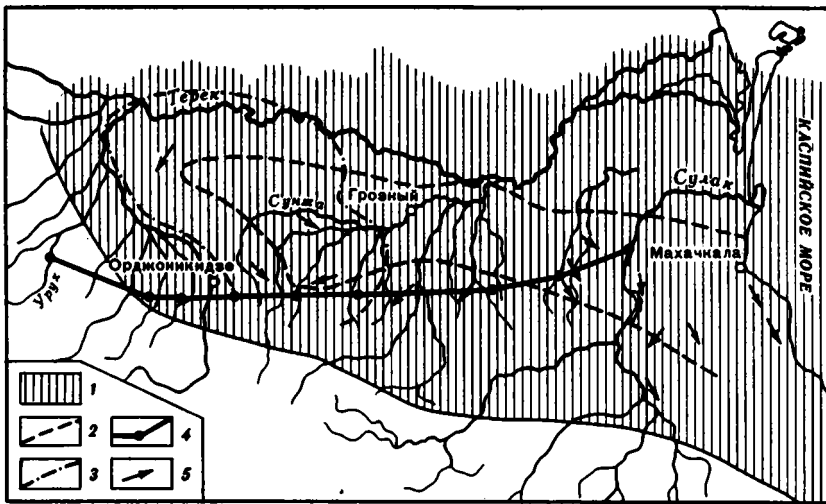
1 — море; 2 — площади распространения отложений чокрака, в которых суммарная мощность песчаников превышает 100 м; 3 — то же, суммарная мощность песчаников превышает 200 м; 4 — линия выклинивания горизонта Σ_5 ; 5 — то же, песчаников горизонта Σ_7 ; 6 — то же, песчаников горизонта Σ_6 ; 7 — линия литолого-фациального профиля; 8 — направление течений, по Н.Б. Вассоевичу и В.А. Гроссгейму [1951]

чокракский палеоводоем, очевидно, достигал меридиана г. Нальчик, и его береговая линия пролегла отсюда в верховья р. Урух и далее в верховья Аварского и Андийского Кой-су. На схему, по картографическим данным Н.Б. Вассоевича, Л.П. Гмид и М.Х. Булач, нанесены линии выклинивания песчаных пластов горизонтов Σ_7 , Σ_6 и Σ_5 так, как они были установлены с помощью разведочного бурения. Нетрудно заметить, что в общих чертах утонение и выклинивание песчаных пачек вновь как бы оконтуривает пересечение Назрано-Харбиджинской и Терской тектонических линий. Некоторое расхождение контуров выклинивания песчаных чокрака (фиг. 16) и распространения датыхских соленосно-гипсоносных отложений (см. фиг. 15) вполне допустимо, поскольку последние с трудом диагностируются в кернах скважин. Характерно, что северная граница распространения большинства песчаников почти совпадает с положением Малгобек-Алиюртовской, Калаусской и Хаянкортовской антиклиналей Терского хребта.

На графике (фиг. 16) также нанесены суммарные мощности всех горизонтов песчаников чокракских отложений в двух градах: больше 100 и больше 200 м, а также средняя ориентировка наклонов косых слоев в чокракский век, составленная Н.Б. Вассоевичем и В.А. Гроссгеймом [1951] по данным 1000 с лишним замеров. Обращает на себя внимание, что область максимального накопления песчаников как бы прижата к вершине Сулакского выступа, прослеживаясь от него к западу и юго-востоку. Характерно, что в этом же районе [Вассоевич, Гроссгейм, 1951] резко раздваивается главное направление наклона косых слоев; одна ветвь течений, по-видимому, уходила в Чечено-Грозненскую и далее в Осетинскую впадины, а другая направлялась в Дагестан, вдоль современного берега Каспийского моря.

Следует подчеркнуть, что замеры Н.Б. Вассоевича и В.А. Гроссгейма [1951] показали известную пестроту в наклонах косых слоев и во времени (от одного горизонта песчаников к другому) и на площади (см., например, район междуречья Сулак — Ярык-су).

Резкие изменения направления падения косых слоев, а соответственно и течений, как нам кажется, получают очень хорошее объяснение, если учесть, что донные потоки действовали в условиях развития многочисленных подводных отелей-антиклиналей. Можно, например, предположить, что почти широтное направление течения севернее г. Грозного обусловлено субширотным положением Хаян-Кортковской и Старогрозненской антиклиналей, что юго-западное направление течений на р. Сунже связано с существованием узкого пролива между Карабулакской и Серноводской отелями и т.д.



Фиг. 17. Палеогеография Восточного Предкавказья в верхнекараганское время

1 — море; 2 — линия выклинивания мергеля $i-i$; 3 — линия выклинивания мергеля π ; 4 — линия литолого-фациального профиля; 5 — направление течений, по Н.Б. Вассоевичу и В.А. Гроссгейму [1951]

Во всяком случае, сравнение распространения максимальных мощностей песчаников чокракского возраста с уменьшением размерности терригенного материала и направлением течений показывает, что сильные донные течения — потоки, приносившие обломочный материал с северо-востока, возможно со стороны Аграханского полуострова, разделялись Сулакским выступом на два рукава, и западный поток по мере движения в лабиринте подводных поднятий постепенно терял свою скорость и из его вод осаждался все более тонкий терригенный аллохтонный материал, смешиваясь с местным автохтонным.

Общее представление о палеогеографической обстановке во время накопления отложений верхнегумской и отчасти ярыксуйской подсвет (S_9 и S_8) караганского времени дает схема, изображенная на фиг. 17. На ней нанесена береговая линия палеоводоема и направление наклона косых слойков, определенных с помощью более 1000 полевых замеров Н.Б. Вассоевичем и В.А. Гроссгеймом [1951].

Как следует из рассмотрения графика (фиг. 17), палеогеографическая ситуация в верхнекараганском палеоводоеме изменилась мало. Основные направления течений, господствовавшие в чокракском море, сохранились и в караганском, а, как было показано выше (см. фиг. 16), распределение песчаного материала по дну определялось по-прежнему конседиментационными прогибами и деятельностью течений. Любопытно, что общее сочетание поднятий и прогибов в караганское время было, по-видимому, унаследовано от чокракского. Об этом свидетельствует весьма своеобразное распространение попарнодвоенных мергелей i и пloyчатого мергеля π , принадлежащих к верхнегумской подсвете. Так же как и для различных горизонтов чокракских песчаников, их северная граница распространения примерно совпадает с осевой частью Терского хребта. Все это, на наш взгляд, однозначно свидетельствует о том, что в пределах интересующей нас части региона мы имеем дело с полуизолированным участком палеоводоема, отделенным от главной акватории среднемиоценового моря системой подводных поднятий.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЙОНА

В изученных разрезах профиля путем макроскопических и микроскопических наблюдений выделяется три главных петрографических типа пород, слагающих чокракско-караганские отложения: песчаники (размер обломочных частиц $> 0,1$ мм), алевролиты ($0,01-0,1$ мм) и глины ($< 0,01$ мм). Кроме них, в строении среднемиоценовых толщ принимают участие карбонатные и глинисто-карбонатные породы (мергели),

Таблица 3

Соотношение различных типов пород в отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья (в % от общей мощности)

Местонахождение разреза по рекам	Песчаники		Алевролитоглинистая порода					
			Алевролит		Глина		Всего	
Урух	7	4,4/9,6	12,7	16,4/10,3	80,3	79,2/80,1	93,0	95,6/90,4
Суадаг-Дон	21,4	32,6/15	16,4	22,2/12,4	62,1	45,2/72,5	78,5	67,4/84,9
Кодахджин	11	19,1/1,9	8,5	5,5/10,4	80,5	75,6/87,7	89,0	81,1/98,1
Буйволиная	5,9	4,5/8,2	5,6	5,4/6,1	88,5	90,1/85,7	94,1	95,5/91,8
Фортанга	14	15,3/11,6	8,1	6,3/10,7	77,9	78,4/77,7	86,0	84,7/88,4
Малая Рошня	19,6	20,1/18,9	10,5	10,2/11,0	69,9	69,6/70,2	80,4	79,8/81,2
Элистанжи	13,8	10,8/19,9	17	19,1/12,3	69,2	70,1/67,7	86,2	89,2/80,0
Ярык-Су	22,6	25,0/17,5	16,7	22,8/8,1	60,6	52,2/74,4	77,3	75,0/82,5
Сулак	19,5	18,9/20,6	11,9	15,1/5,9	68,5	66,0/73,4	80,4	81,1/79,3

Примечание. В левой графе — распространение породы в толще среднего миоцена в правой — раздельно для чокрака и карагана.

однако общее количество обособленных карбонатных прослоев здесь сравнительно невелико (1—1,5% от всей мощности разреза).

Соотношения различных типов пород в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья, выраженные в процентах от общей мощности, представлены в табл. 3, где показано, что в пределах исследуемого литолого-фациального профиля наибольшим распространением пользуются глины; они слагают от 60 до 80% мощности разрезов, причем характерно, что общее содержание глинистых отложений отчетливо возрастает с востока на запад, хотя казалось бы, что именно в этом направлении мы двигаемся от более глубоководных осадков к более мелководным.

Из данных табл. 3 также можно сделать вывод, что в чокракско-караганских отложениях, представленных на профиле, пески и песчаники пользуются гораздо меньшим распространением, хотя обычно их огромные мощности в некоторых разрезах создают обманчивое впечатление о их количественном преобладании. В соответствии с точными расчетами кварцево-слюдистые песчаники слагают всего 7—22% от общей мощности чокрака и карагана. При этом, как и следовало ожидать, в отличие от глин их содержание возрастает с запада на восток, т.е. от берега в глубь палеоводоёма.

Третий компонент — алевролиты, слагающие изученные разрезы, в пределах профиля ведут себя менее определенно; процент их содержания меняется крайне незначительно и обычно слабо колеблется — около 10—14%.

Таким образом, количественная оценка распространенности различных типов пород позволяет утверждать, что главные антагонисты в пределах нашего литолого-фациального профиля — глины и песчаники; содержание первых увеличивается от Сулакского прогиба к Осетинской котловине, тогда как максимальное накопление вторых имело место преимущественно в Сулакском прогибе.

ГЛИНЫ И ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

В чокракско-караганских глинистых отложениях Восточного Предкавказья можно различить три основных типа гранулометрически чистых глин, отличающихся по цвету, текстурным особенностям, содержанию органического вещества, количеству и размерам диагенетических образований (сульфидные и карбонатные конкреции, линзы и отчасти прослои мергелей), содержанию рассеянного карбонатного материала, малых элементов и ряду других признаков. Это черные, бурые и серые глины, среди которых, в свою очередь, можно выделить ряд разновидностей. Так, например, к черным глинам принадлежат тонкослоистые "книжные" разновидности, сходные с майкопскими, новогрозненскими, сарматскими битуминозными глинами, а также неслоистые разновидности битуминозных глин с характерным раковистым изломом. Среди серых неслоистых глин можно встретить собственно серые разновидности и разновидности зеленовато-серого или голубовато-серого цвета.

Большое распространение в пределах изученного района имеют также переходные разновидности глинистых пород, в которых чаще всего тонко переслаиваются разнотипные

глины с алевролитовыми или песчаными слойками; значительно реже встречаются смешанные неслоистые разновидности терригенно-глинистых образований.

Характерно, что переслаивание глин с алевролитово-песчаным материалом отличается большим разнообразием толщины элементарных слойков, от долей миллиметров до десятков сантиметров; при этом в большинстве случаев участвующая в чередовании слойков глина сохраняет свои литолого-геохимические особенности, позволяющие отнести ее к одному из трех главных упомянутых выше типов.

Черные глины

Наибольшим распространением среди черных глин пользуются тонкослоистые сланцеватые разновидности или глины с так называемой книжной отдельностью. Под микроскопом (табл. IV, А, Б) они представляют очень тонкое (толщина слойков — миллиметр и менее) чередование слойков чистого глинистого материала и сходного глинистого материала, существенно обогащенного органическим веществом; среди последних часто можно встретить карбонатные раковинки птеропод — спиралисов (*Spiralis*) различной сохранности.

Характерно, если в породе находится грубообломочный материал — чешуйки мусковита и гидромусковита, обломки кварца и другие, в тонкослоистых глинах они обязательно ориентируются длинными осями параллельно слоистости.

При выветривании глины с "книжной" отдельностью обычно формируют оторженцы, напоминающие сложенные вместе пачки бумаги; при ударе порода распадается на тонкие пластинки, по плоскостям напластования которых в изобилии встречаются гипс, ярозит и сера. Тонкослоистые черные глины особенно типичны для нижних горизонтов чокракского яруса.

Другая разновидность этой же группы пород — неслоистые комковатые черные глины, нередко обладающие раковинным изломом и характерной конкреционной отдельностью (табл. IV, В). Органическое вещество в них находится в виде линзочек или сгустков, иногда ориентированных по напластованию, но чаще беспорядочно разбросанных в породе. Столь же прихотливо ориентируются в глине разнообразные терригенные обломки.

Присутствие рассеянного терригенного материала алевритовой размерности в этом втором подтипе глин — характерный признак. Они часто фациально замещаются черными алевролитами. Несоистые черные глины гораздо хуже поддаются выветриванию; при ударе они распадаются на мелкие остроугольные обломки, имеющие неправильную форму. Среди выветрелых разновидностей черных неслоистых глин часто встречается гипс, но ярозит и сера крайне редки. Несоистые черные глины наиболее характерны для отложений карагана; между ними и тонкослоистыми черными глинами имеются многочисленные переходные разновидности.

В обоих подтипах черных глин широко распространены сульфидные стяжения (конкреции), размеры которых варьируют от долей миллиметров до 5—6 см в диаметре. Они обладают разнообразной формой — от линзовидных и пластинкообразных стяжений и вплоть до округлых образований, покрытых шиповидными отростками, направленными в разные стороны. Главный минерал, слагающий сульфидные конкреции, — пирит.

Сульфидные конкреции располагаются в пластах глин правильными прослоями. Кроме такой концентрированной формы залегания сульфидов, в черных глинах встречается много рассеянных в глинистой массе микросгустков и монокристаллов пирита. Последний иногда даже замещает ядра фауны или зерна глауконита.

Другой типичный признак черных глин — постоянное присутствие в них карбонатных конкреций, а также линз и прослоев мергелей. Карбонатные конкреции разнообразны по размерам и форме, однако преобладают обычно шарообразные или слегка уплощенные разновидности. Часто две соседние конкреции как бы сливаются в одну, и тогда формируются сложные четкообразные стяжения. Размеры карбонатных стяжений варьируют от первых сантиметров до десятков сантиметров.

Внутри карбонатных конкреций, заключенных в тонкослоистых черных глинах, обычно хорошо прослеживаются реликты слойков тех глинистых илов, в которых осуществлялся процесс конкрециеобразования. Они же отражаются на боковой поверхности в виде полосок и бороздок, параллельных друг другу. Слойки вмещающих конкреции черных глин значительно тоньше тех, которые заключены внутри карбонатного образования. Вблизи от конкреции они частично срезаются ее поверхностью, а частично огибают ее. Как показал Ю.О. Гаврилов [1977], сравнивая толщину слойков внутри и вне конкреции, можно рассчитать величину уплотнения глин после формирования стяжений. Для черных глин уплотнение, замеренное по конкрециям, оказалось в среднем равным 3,5 раза.

Главный конкрециеобразователь в черных глинах — кальцит, реже встречаются кальцит-сидеритовые стяжения [Гаврилов, 1978]. Характерно, что внутри конкреций сохраняется большое количество карбонатных раковинок, например птеропод (*Spirialis*), реже — пелеципод и гастропод, тогда как во вмещающих породах они чаще отсутствуют.

Карбонатные конкреции обычно образуют прослои с различными расстояниями между стяжениями. Такие расстояния колеблются от 10–15 см до 2–3 м. Реже встречаются пласты черных глин, в которых конкреции располагаются беспорядочно.

Кроме карбонатов, стянутых в конкреции, в черных глинах встречается рассеянный кальцит. В большинстве случаев это разнообразные обломки раковинок спириалисов, спаниодонтелл, фораминифер, неопределимых пелеципод и гастропод. Встречаются очень редкие кокколитофориды. Достоверно установленного хемогенного кальцита в породе встречено не было.

Химический состав черных глин, по данным полного силикатного анализа, показан в табл. 4. Обращает на себя внимание относительно невысокое содержание CaO и CO₂ и повышенное содержание FeO и C_{орг}.

Содержание C_{орг} в черных глинах, по данным табл. 4, колеблется от 1,12 до 2,01%. В одной из предыдущих работ нами было показано, что в разрезе по р. Ярыксу оно достигает 5,8% [Холодов, Гаврилов, 1974], а в районе р. Элистанжи позднее было установлено наибольшее количество, равно 7,42%. Все сказанное позволяет считать, что в черных глинах содержание органического вещества в среднем от 2 до 15%. По данным В.А. Успенского и др. [1958], исследовавшего черные глины чокрака в разрезе по р. Сулак с примесью 18,4% органического вещества, его групповой состав определяется следующим образом: битум — 0,7%, гуминовые кислоты — 7,2, остаточное органическое вещество — 92,1%.

Подробная химическая характеристика битума и остаточного органического вещества в пяти пробах черных глин чокракского возраста, отобранных в различных районах Восточного Предкавказья, приведена в табл. 5. Из данных табл. 5 следует, что основная масса органического вещества черных глин по химической характеристике соответствует группе гумусовых углей с клареном и дюреном, которые содержат примесь липтобиолитового материала, находящегося на буроугольной стадии углфикации. Это формально определено, однако, не учитывает реальный генезис органического вещества, поскольку, как это отмечает сам автор использованной химической классификации, липтобиолитовые угли практически в ней неотличимы от сапропелитов [Успенский, 1958].

Учитывая то обстоятельство, что часть остаточного органического вещества бесспорно сформировалась за счет материала, принесенного с суши, о чем свидетельствуют обычные находки обрывков бурой растительной ткани в прозрачных шлифах, разрезов Осетинской впадины, а часть, по-видимому, генетически связана с разложением птеропод *Spirialis* и других планктонных организмов, остатки которых буквально переполняют некоторые участки чокракских глин, можно думать, что остаточное органическое вещество генетически ближе всего к гумусо-сапропелевому образованию и сформировалось как за счет внутренних источников самого палеоводоёма, так и за счет поступления извне. По классификации, предложенной недавно группой новосибирских исследователей во главе с С.Г. Неручевым [Неручев и др., 1976], остаточное органическое вещество принадлежит, очевидно, к группе сапропелагиопланктонитов.

Интересно, что, по данным В.А. Успенского и др. [1958], гумусовая составляющая органики определенно усиливается при переходе от чокракских глин к караганским. Этот очень интересный вывод хорошо увязывается с тем обстоятельством, что общее опреснение водоёма на границе чокрака и карагана привело, вероятно, к массовому вымиранию спириалисов и пелециподовой фауны. Фаунистическое разнообразие чокракского моря сменилось удивительно бедной фауной караганского водоёма, в котором преобладали остатки *Spaniodontella*, а усилившаяся гидродинамическая активность [Жижченко, 1940] способствовала, видимо, разносу и накоплению в западинах гумусового материала частично морского, а частично континентального генезиса.

Продолжая описание черных глин, следует отметить, что обилие в них сульфидов порождает довольно своеобразные формы их гипергенных изменений. В этих породах, так же как и в майкопских отложениях, довольно резко проявляется сернокислотное выветривание; в результате окисления серы сульфидов образуется H₂SO₄, в присутствии которой трехвалентное железо начинает мигрировать в водах и образовывать такие минералы, как калиевые квасцы KAl(SO₄)₂ · 12 · H₂O, ярозит

Таблица 4

Химический состав среднемиоценовых глин разных литологических типов

№ проб	Место отбора пробы по рекам	Тип глины, возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
684	Фортанга	Черная неслоистая, Tch	50,87	0,85	18,62	4,03	3,12	1,47
1281	Малая Рошня	То же, Krg	50,96	0,85	18,84	5,37	1,77	1,72
1300	Там же	То же, Krg	48,68	0,72	14,04	3,24	2,87	7,69
1253	"	Черная тонкослоистая, Tch	54,91	1,02	17,66	5,39	1,79	1,34
3087	Буйволиная	Среднее	51,35	0,86	17,29	4,51	2,39	3,06
		Буряя неслоистая, Krg	52,06	0,85	16,30	4,64	2,58	3,19
813	Фортанга	Буряя слабо слоистая, Krg	46,47	0,72	14,84	3,24	3,03	7,59
818	"	Буряя слоистая, Krg	47,94	0,80	17,35	4,33	2,36	3,05
1190	Сулак	Буряя, неслоистая, Krg	54,58	0,97	18,86	5,54	0,65	0,86
1139	"	Среднее	50,38	0,83	16,84	4,44	2,16	3,67
		Черная окисленная с ярозитом, Tch	46,94	0,57	17	7,80	0,79	1,10
1158	"	Буряя тонкослоистая окисленная, Tch	52,35	0,93	18,09	7,66	1,10	1,47
		Среднее	49,64	0,75	17,54	7,73	0,94	1,28
659	Урух	Серая слоистая, Tch	52,32	0,74	13,27	2,97	2,82	8,44
666	"	Темно-серая неслоистая, Tch	52,39	0,81	15,80	4,92	1,54	2,82
1968	Суадаг-Дон	Серая неслоистая, Tch	64,24	0,98	14,41	4,92	0,29	1,23
837	Фортанга	Темно-серая неслоистая, Krg	40,26	0,68	13,45	3,99	1,89	13,62
987	Сулак	Серая тонкослоистая, Tch	61,93	0,93	15,93	3,81	2,43	0,73
1111	"	Темно-серая неслоистая с раковистым изломом, Tch	60,47	0,98	16,00	3,70	2,32	0,86
		Среднее	55,26	0,85	14,81	4,05	1,88	4,29
3033	Буйволиная	Зеленовато-серая тонкослоистая, Tch	55,24	0,83	15,11	3,51	4,05	3,85
3037	"	Зеленовато-серая неслоистая, Tch	57,43	0,81	15,22	2,70	2,66	4,77
3062	"	Зеленовато-серая, Tch	54,04	0,77	16,05	3,54	2,15	6,01
608	Урух	Зеленовато-серая неслоистая, Tch	54,37	0,75	15,15	5,08	1,22	1,10
669	"	То же, Tch	51,54	0,68	12,88	3,16	2,34	8,46
1232	Малая Рошня	Зеленовато-серая слоистая, Tch	51,77	0,72	13,51	2,76	3,80	7,66
3044	Буйволиная	Среднее	54,06	0,76	14,65	3,46	2,70	5,31
		Голубовато-серая неслоистая, Tch	49,05	0,72	14,60	2,47	6,39	4,65
1975	Суадаг-Дон	То же, Tch	51,30	0,74	13,91	3,57	2,50	8,68
		Среднее	50,17	0,73	14,25	3,02	4,44	6,66

	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Copr	P ₂ O ₅	S
	2,33	0,09	1,13	3,10	4,87	1,88	1,25	1,12	0,16	0,17
	2,71	0,05	0,52	3,39	3,84	5,86	0,65	2,01	0,10	-
	2,78	0,06	0,68	2,80	3,73	2,52	6,40	1,55	0,15	-
	2,43	0,05	0,79	3,15	3,24	3,79	Het	1,56	0,16	-
	2,56	0,06	0,78	3,11	3,92	3,51	2,07	1,56	0,14	0,04
	2,53	0,05	0,56	2,90	3,49	5,05	2,15	1,36	0,08	-
	2,67	0,11	1,05	2,93	4,23	4,13	6,30	0,91	0,16	0,35
	2,43	0,06	0,54	2,93	6,04	3,98	1,15	2,23	0,15	0,14
	2,20	0,01	0,41	3,11	4,13	5,38	Het	0,97	0,01	-
	2,46	0,06	0,64	2,97	4,47	4,64	2,40	1,37	0,12	0,12
	2,71	0,02	1,24	2,92	4,20	6,87	Het	2,91	0,10	-
	2,71	0,04	0,73	3,27	3,85	5,88	Het	0,55	0,10	-
	2,71	0,03	0,98	3,10	4,02	6,37	"	1,73	0,10	-
	1,64	0,06	0,82	2,44	2,93	3,77	6,15	0,75	0,16	0,83
	2,36	0,04	0,30	2,68	6,70	4,29	0,65	0,94	0,08	0,37
	1,15	0,01	0,15	2,22	4,74	4,75	Het	Het	0,07	0,06
	2,23	0,13	0,61	2,60	3,79	4,36	10,8	0,46	0,19	1,39
	2,00	0,04	1,66	2,92	1,95	3,55	0,55	1,00	0,08	-
	2,10	0,04	1,47	3,15	2,06	3,42	0,50	1,16	0,14	-
	2,36	0,05	0,83	2,67	3,69	4,02	3,11	0,72	0,12	0,44
	2,50	0,10	1,08	2,75	1,92	4,00	4,75	0,64	0,18	-
	2,26	0,06	1,42	2,90	1,61	3,49	3,75	0,47	0,15	-
	2,35	0,05	1,20	3,11	1,99	4,77	3,85	0,1	0,16	-
	1,91	0,05	0,97	2,68	5,50	5,45	0,25	0,97	0,13	1,59
	2,00	0,06	0,75	2,24	3,74	4,03	5,80	0,98	0,15	0,72
	2,72	0,10	1,35	2,80	1,77	3,66	7,20	Het	0,11	-
	2,29	0,07	1,13	2,75	2,76	4,23	4,26	0,63	0,16	0,38
	4,21	0,17	1,35	2,90	1,50	3,80	7,70	0,14	0,17	-
	1,71	0,09	0,60	2,44	3,74	4,16	5,75	0,51	0,15	0,23
	2,96	0,13	0,97	2,67	2,62	3,98	6,73	0,32	0,16	0,11

Т а б л и ц а 5

Результаты изучения элементарного и группового состава органического вещества черных глин чокракских отложений Восточного Предкавказья, по В.А. Успенскому и др. [1958]

Место отбора образцов и кернов	Тип породы	В процентах на породу		Групповой состав органического вещества, %	
		Нерастворимый остаток	Общее количество органического вещества	Битум	Гуминовые кислоты
Серноводск, скв. 12	Черная глина	85,53	5,61	0,7	0,0
"	То же	79,3	2,21	0,5	42,5
р. Сулак, обнажение	"	87,06	18,4	0,7	7,2
р. Аргун, скв. 3	"	86,42	5,93	0,8	62
р. Черкез-Озень, скв. 3	Аргиллит	88,2	15,33	0,8	1,3

Т а б л и ц а 5 (окончание)

Место отбора образцов и кернов	Тип породы	Характеристика дебитуминизированного органического вещества, %				
		C	H	N	S	O
Серноводск, скв. 12	Черная глина	70,46	4,76	2,62	1,18	20,99
"	То же	71,89	4,85	2,16	1,38	19,72
р. Сулак, обнажение	"	72,21	4,66	2,32	2,60	18,21
р. Аргун, скв. 3	"	70,84	5,21	3,17	1,16	19,62
р. Черкез-Озень, скв. 3	Аргиллит	73,81	5,08	2,21	3,39	15,51

$KFe_2^{+3}(SO_4)_2(OH)_6$ и др. Согласно данным Г.А. Голевой [1959], рН дренирующих вод при этом снижается с 6,9 до 2,9 и в них концентрируются железо (до 50 мг/л), алюминий (до 40 мг/л), марганец и др. При этом в больших количествах образуются иголки вторичного гипса, которые буквально переполняют породу в наиболее измененных зонах.

Бурые глины

Бурые глины неяснослоистые, иногда совсем неслоистые комковатые породы разнообразных оттенков, от коричневато-серых до почти черных. Они часто обладают скорлуповатой отдельностью, содержат значительную примесь терригенного материала алевритовой размерности и гораздо чаще, чем черные глины, расслаиваются слоями и линзочками алевролитов или песчаников. При переслаивании с песчаниками бурые глины часто формируют косослоистые или волнистослоистые текстуры.

При рассмотрении шлифов (табл. IV, Г) обнаруживается, что в бурых глинах послойная ориентировка терригенных включений прослеживается лишь на отдельных участках. Органическое вещество в них также залегает чаще всего в виде сгустков, весьма прихотливо ориентированных в породе.

При выветривании бурые глины обычно распадаются на кусочки неправильной, слегка прогнутой формы. В них часто встречаются включения сульфидов; однако они редко превышают размеры дроби; крупные конкреции пирита редки.

В интересующих нас породах, так же как и в черных глинах, встречаются карбонатные конкреции, а также линзы и прослои мергелей. Однако здесь редки шаровид-

Остаточное органическое вещество	Характеристика битума, %					Содержание масел, %
	C	H	N	S	O	
93,3	—	—	—	—	—	—
57	—	—	—	—	—	—
92,1	81,55	9,46	0,35	1,22	7,42	65,6
37	—	—	—	—	—	—
97,9	—	—	—	—	—	—

Состав органического вещества в целом, %					Тип органического вещества по классификации В.А. Успенского
C	H	N	S	O	
—	—	—	—	—	II В. Гумусовые угли на буроугольной средней стадии углефикации III В. Гумусовые, клареновые и дюреновые угли с примесью липтобиолитового материала (гумолито-сапропелиты) на высшей буроугольной стадии углефикации
—	—	—	—	—	
72,28	4,69	2,31	2,59	18,13	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	

ные образования; конкреции вытянуты по напластованию, уплощены, лепешковидны. Как было показано в работе Ю.О. Гаврилова [1978], в бурых глинах широко распространены сидеритовые конкреции, реже — зональные кальцит-сидеритовые стяжения. Обычно плоские конкреции отделяются друг от друга, но залегают правильными прослоями. Иногда отдельные конкреции сливаются в крупные линзовидные тела, прослеженные на несколько десятков метров.

Взаимоотношения со слоистостью в бурых глинах позволили также замерить величину их уплотнения; в среднем его величина оказалась равна 1,8–2 раза.

Химический состав бурых глин, по данным полного силикатного анализа, представлен в табл. 4. Обращает на себя внимание, что по сравнению с черными бурые глины содержат меньше $C_{орг}$ (0,91–2,23; среднее — 1,37%), больше CaO и CO_2 , отражающего содержание рассеянных карбонатов и меньше закисного железа (FeO).

Серые глины

Серые глины составляют довольно большую группу литологически несколько различных пород. В ней отчетливо обособляются темно-серые, зеленовато-серые и голубовато-серые разности.

Темно-серые глины представляют неяснослоистые породы, в которых на свежем сколе чередуются более или менее светлые слойки толщиной 2–3 мм. Для них характерен раковистый излом; в мокром состоянии они легко разминаются и крошатся в руках. В этих глинах часто встречаются линзы и прослои ракушечников, сложенных карбонатными обломками раковинок пелеципод.

Под микроскопом видно, что слоистость обусловлена чередованием слоев сравнительно чистой и алевроитовой глины. Среди алевроитовых обломков часто встречаются обломки карбонатных раковин и монокристаллы кальцита, стяжения и сгустки сульфидов. Пелитовая масса (табл. IV, Д) состоит из слабо ориентированных чешуйками глинистых минералов, на фоне которых разбросаны стяжения органического вещества.

Химический состав темно-серых глин показан в табл. 4. Из данных табл. 4 следует, что они характеризуются еще более повышенным содержанием CO_2 и CaO , довольно низким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,72% в среднем) и соответственно пониженным количеством FeO .

Зеленовато-серые глины (табл. IV, Е) имеют комковатую, реже — грубослоистую текстуру; на поверхности часто покрываются бурой коркой гидроокислов железа. Обычно содержат примесь алевроитового материала, который иногда слагает тонкие прослои и линзы. Среди терригенной примеси обычно присутствуют обломки кварца, чешуйки мусковита и хлорита, зерна глауконита. Именно хлорит и, возможно, глауконит придает глинистой массе зеленоватый оттенок.

Как следует из данных табл. 4, содержание органического углерода в зеленовато-серых глинах падает даже по сравнению с темно-серыми разностями (0,63%), но зато содержание FeO заметно растет (2,7%). По-видимому, это связано с широким распространением в них обломочного хлорита. Увеличивается также в интересующих нас разновидностях глин содержание CO_2 (4,26%) и CaO (5,31%).

Голубовато-серые глины вязкие, неслоистые, очень легко и быстро размокающие, содержат прослои и линзы алевролитов и легко окисляются на поверхности. Они, по-видимому, представляют крайнее выражение процесса обогащения тонкозернистых глинистых илов обломочным хлоритом (табл. IV, Ж).

В соответствии с приведенными химическими анализами (см. табл. 4) содержание органического углерода в этих глинах продолжает уменьшаться, в среднем достигая 0,32%, карбонатность возрастает ($\text{CO}_2 = 6,73\%$, а $\text{CaO} = 6,66\%$), а количество двухвалентного железа уже значительно превышает количество трехвалентного ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,02$; $\text{FeO} = 4,44\%$).

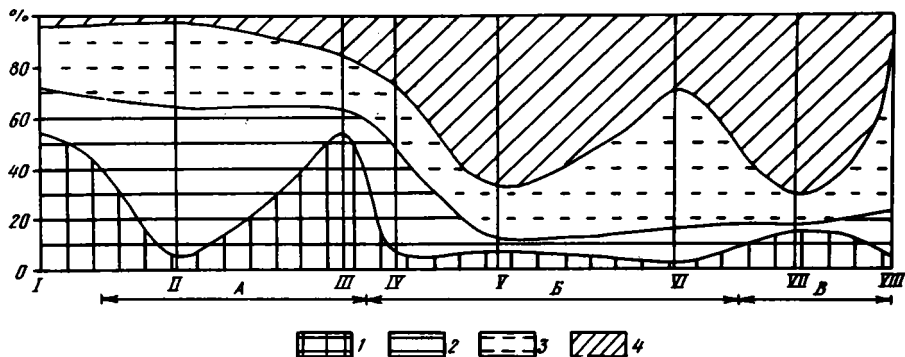
В серых глинах различных разновидностей рассеяно большое количество биогенного карбоната; наряду с этим в породах можно встретить и крупные карбонатные конкреции, образующие прослои. Однако по сравнению с другими типами глин здесь существенно возрастает роль прослоев и линз мергелей. Характерно также, что, по данным Ю.О. Гаврилова (1978), в конкрециях голубовато-серых разновидностей часто встречается доломит.

Распространение различных типов глин

Относительная распространенность описанных выше типов глин в среднемиоценовых отложениях профиля была подсчитана в процентах от суммарной мощности глинистых отложений в каждом разрезе; результаты представлены в табл. 6, по данным которой построена диаграмма, изображенная на фиг. 18. Обращает на себя внимание, что зеленовато-серые хлоритовые глины и серые карбонатные глины распределяются на профиле весьма сходно. Они в значительных количествах (до 80%) встречаются в разрезах Осетинской впадины (реки Урух, Суадаг-Дон, Буйволиная), но зато их относительное значение резко уменьшается на востоке, в пределах Чечено-Грознен-

Таблица 6
Соотношение различных типов глин в разрезах изученного литолого-фациального профиля

Разрез по рекам	Типы глин, %			
	Зеленовато-серая	Серая	Бурая	Черная
Урух	55,11	19,66	23,63	1,6
Суадаг-Дон	3,35	62,27	34,38	0
Буйволиная	51,6	12,4	22,7	13,3
Фортанга	4,03	41,38	31,05	23,54
Малая Рошня	8,46	2,92	20,35	68,27
Элистанжи	0	14	56,98	29,02
Ярык-су	16,8	0,3	13,8	69,1
Сулак	4,3	26,1	46,5	23,1



Фиг. 18. Распределение типов глин на профиле

I — р. Урух, II — р. Суадаг-Дон, III — р. Буйволиная, IV — р. Фортанга, V — р. Малая Рошня, VI — р. Элистанжи, VII — р. Ярык-су, VIII — р. Сулак. Впадины: А — Осетинская, Б — Чечено-Грозненская, В — Сулакская. Глины: 1 — зеленовато-серые, хлоритовые, 2 — серые, 3 — бурые, 4 — черные

ской впадины (реки Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи) и Сулакской депрессии (реки Ярык-су, Сулак). Здесь они нередко почти полностью исчезают из разрезов, а в случаях максимального распространения занимают лишь 15–20% мощности глинистых толщ.

Диаметрально противоположно ведут себя черные глины. В западных разрезах профиля они слагают только 2–10% суммарной мощности глин, тогда как на востоке, в пределах обеих восточных впадин, они повсеместно явно преобладают, составляя от 25 до 80% мощности глинистых отложений.

Промежуточное положение занимают бурые глины, которые сравнительно мало меняются в разных структурных зонах района; почти везде они слагают 20–30% мощности.

Нельзя также не отметить, что соотношения между объемом черных глин, с одной стороны, а также зеленовато-серых глин — с другой, долго остаются довольно постоянными в западной и восточной частях профиля, но резко меняются между реками Буйволиная и Фортанга. Эти изменения пространственно совпадают с той границей, которая разделяет Осетинскую и Чечено-Грозненскую котловины и которая, как было показано выше, трассируется крупным глубинным разломом в породах фундамента.

Таким образом, относительное распространение различных литологических типов глин на профиле, как и многие другие особенности среднемиоценовых отложений, определяется, по-видимому, конседиментационными движениями отдельных тектонических блоков.

Закономерности распределения глинистых минералов в пределах литолого-фациального профиля

Для того чтобы представить себе общую картину распределения глинистых минералов в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья, нами (Холодов и др., 1977) были изучены 84 образца глин и алевролитов, отобранных в разрезах по рекам Сулак, Ярык-су, Элистанжи, Малая Рошня, Фортанга, Суадаг-Дон и Урух. Краткая литологическая характеристика разрезов, а также места отбора проб приведены на фиг. 19 (см. вкл.)

При камеральной обработке образцов глинистых пород, характеризующих различные разрезы, из них была выделена фракция < 0,001 мм. Органические соединения, обычно обогащающие тонкую глинистую фракцию, были разрушены пергидролем, аморфные соединения железа удалены по методике О.П. Мира и М.П. Джексона [Меґра, Jackson, 1960]. После изготовления ориентированных препаратов фракции насыщали магнием из 1N раствора MgCl₂.

Состав и особенности строения глинистых минералов исследовались с помощью рентгенодифрактометрического метода, а часть образцов, кроме того, изучалась дериватографическим и ИК-спектрографическим методами. Так как данные рентгенодифрактографии были полностью подтверждены другими способами, в дальнейших построениях в основном использовались только результаты первого метода. С помощью рентгена в испытуемых пробах удалось диагностировать каолинит,

хлорит, гидрослюды и неупорядоченные смешанослойные образования (монтмориллонитовый компонент).

Каолинит в воздушно-сухом состоянии идентифицирован по рефлексу $3,58 \text{ \AA}$; другие его базальные отражения совпадают с хлоритовыми. После обработки HCl видны отражения при $7,2$ и $3,58 \text{ \AA}$ каолинита; они исчезают после прокаливания. Минералу принадлежит рефлекс $d_{060} = 1,48-1,49 \text{ \AA}$.

Хлорит, судя по отношению базальных рефлексов от $(0,03)$ к рефлексам (002) и (004) , а также растворению в 10%-ной HCl при 80°C в течение 2 часов, является железо-магнезиальным триоктаэдрическим; с присутствием хлорита, по-видимому, связаны отчасти рефлексы с $d_{060} = 1,53-1,54 \text{ \AA}$ (совпадает с кварцевым). Уменьшение d_{001} минерала в некоторых образцах свидетельствует о наличии в его структуре части несовершенных одноэтажных прослоек, распределенных неупорядоченно.

На графике процентные соотношения каолинита и хлорита приведены вместе, но предлагается различать три случая: 1) каолинит > хлорита; 2) каолинит = хлориту; 3) хлорит > каолинита.

Гидрослюды представлены диоктаэдрическими разновидностями с повышенным содержанием железа; последнее вытекает из наличия $d_{060} = 1,501-1,505 \text{ \AA}$ и слабого отражения от (002) .

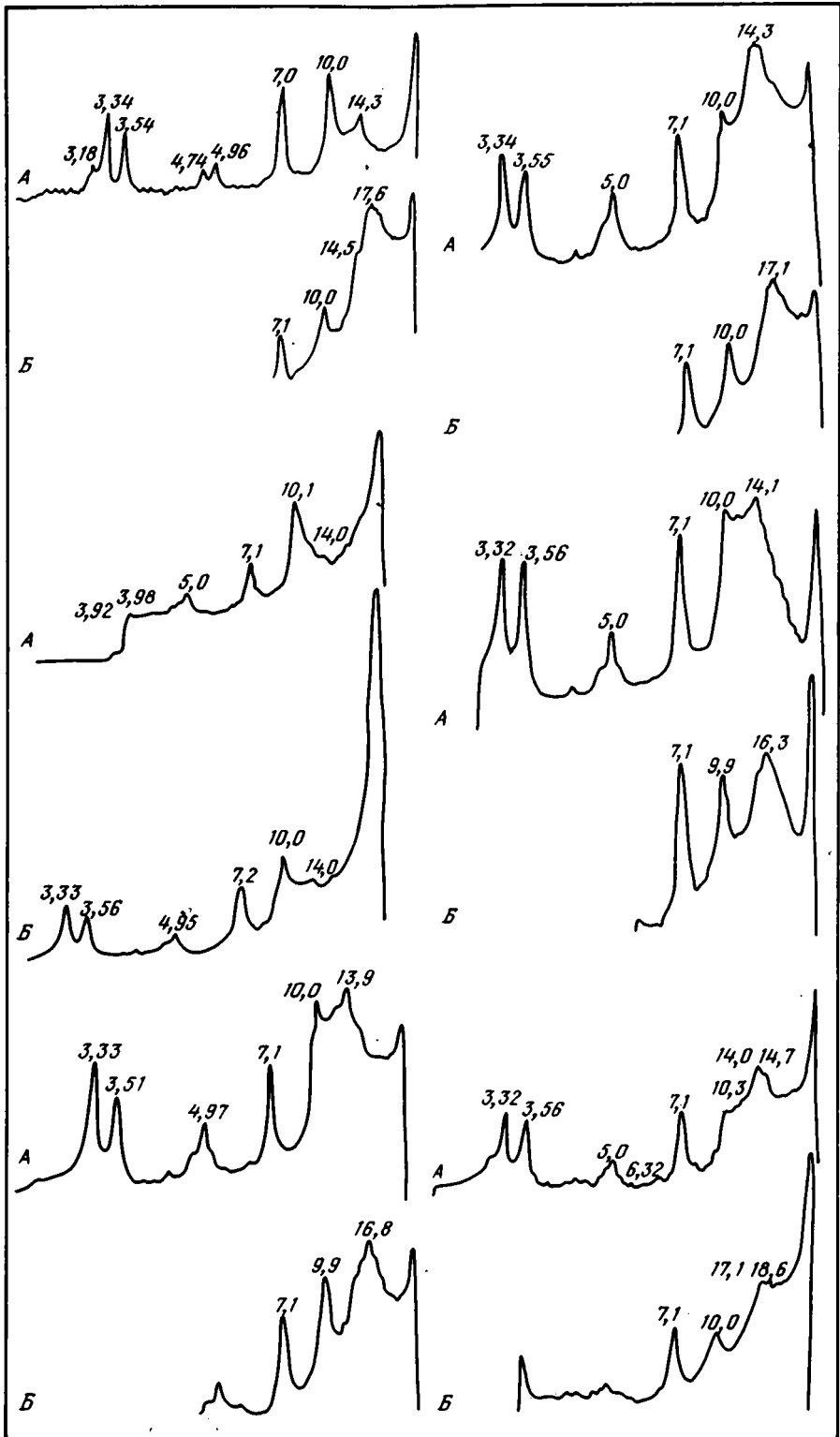
Смешанослойное образование из слюдистого и монтмориллонитового пакетов характеризуется широко меняющейся нормой переслаивания; оно представлено широким дифракционным максимумом в пределах $10,5-15 \text{ \AA}$, который смещается к $17-17,5 \text{ \AA}$ на дифрактограммах в препарате, насыщенном этиленгликолем (глицерином), и к 10 \AA после прокаливания. Согласно зависимости между значениями d , характером чередования и числом пакетов [Градусов, 1972] смешанослойные образования этой разновидности относятся к неупорядоченным. После насыщения фракций калием из 1*N* раствора KCl монтмориллонитовые пакеты в основном сокращаются необратимо. Согласно Ч. Уиверу [1962], эти пакеты могут быть рассмотрены как высокозарядные. Они образованы, таким образом, в результате деградации слюд, а не путем синтеза. Поскольку пик $17-18 \text{ \AA}$ относится к смешанослойному образованию, его интенсивность в действительности может отражать изменения содержания монтмориллонитовых пакетов. Соответствующая фаза для краткости названа "монтмориллонитовым компонентом".

Наиболее характерные дифрактограммы, полученные в результате изучения проб различных глин профиля, приведены на фиг. 20.

Количественные отношения между выделенными группами глинистых минералов вычислялись по методике Бредли-Бискайя [Biscaie, 1964]; на графике фиг. 19 они изображены рядом с колонками в виде диаграмм процента состава глин. Здесь против каждого исследованного образца глин графически показано процентное содержание в нем хлорита-каолинита (первый столбик), гидрослюды (второй столбик) и "монтмориллонитового компонента" (третий столбик); в сумме они составляют 100%. Так как в цементе песчаников изучение глинистых минералов не производилось, то интервалы, соответствующие мощным пластам песчаников, на диаграммах не охарактеризованы; вместо них на графике расположены пропуски.

Анализируя распределение глинистых минералов в исследованных отложениях в целом, приходится отметить, что качественно и количественно оно довольно однообразно. Почти повсеместно в глинистых толщах содержится 15-25% каолинита + хлорита, 45-65% гидрослюды и 20-30% "монтмориллонитового компонента". Если по 84 образцам исследованных глинистых пород рассчитать среднеарифметическое, причем количество каолинита и хлорита принять равным 1, то отношение этой группы глинистых минералов к гидрослюде и "монтмориллонитовому компоненту" будет равно 1 : 2,2 : 1,2. Это, так сказать, кларковское соотношение минералов глин в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья. Само собой разумеется, что реальные количества разных глинистых минералов в отдельных пробах несколько варьируют. Эти отклонения от среднего состава хорошо видны на табл. 7, где приводятся главные результаты проведенной работы в виде характеристики глинистой фракции отдельных проб и рассчитанных средних содержаний глинистых минералов в изученных разрезах.

Сравнивая между собой средние соотношения глинистых минералов в отдельных разрезах профиля (табл. 7, фиг. 19), можно прийти к выводу, что в направлении с запада на восток количество гидрослюды и "монтмориллонитового компонента" меняется очень мало, но прихотливо, не обнаруживая каких-либо определенных тенденций. Исключение составляет поведение группы каолинита-хлорита, содержание которой, правда, не очень отчетливо, но в общем возрастает по направлению



Фиг. 20. Дифрактограммы глин различных разрезов среднего миоцена Восточного Предкавказья
 А — воздушно-сухой образец; Б — насыщенный этиленгликолем

Таблица 7
Содержание глинистых минералов в разрезах среднего миоцена
литолого-фациального профиля рек Урух—Сулак (%)

Разрез по реке	№ образца	Каолинит и хлорит (7 Å)	Гидрослюда (14 Å)	"Монтморил- лонитовый компонент" (17—18 Å)
1	2	3	4	5
	610	10	64	26
	615	17	60	23
	640	21	59	20
Урух	674	20	40	40
	608	18	48	34
	660	20	45	35
	676	27	49	24
Среднее из семи образцов		19	52,1	28,9
	1953	22	42	36
	1954	28	42	30
	1966	17	44	39
Суадаг-Дон	1974	20	42	38
	1977	10	64	26
	1983	18	40	42
	1995	16	54	30
	2001	13	44	43
	2003	24	54	22
	2007	28	64	8
Среднее из 10 образцов		19,6	49	31,4
	684	36	44	20
	692	32	32	36
	700	27	40	33
	713	28	44	28
	720	23	60	17
	724	14	80	6
	727	21	73	6
	733	14	80	6
	737	10	70	11
Фортанга	759	23	48	29
	774	26	43	31
	789	24	61	15
	821	21	38	41
	836	18	57	25
	845	15	58	27
	859	30	43	27
	873	24	40	36
	891	22	49	29
	906	16	49	35
Среднее из 19 образцов		23	53	24
	1226	25	50	25
	1236	23	38	39
	1241	27	38	35
	1252	10	65	25
Малая Рошня	1270	17	48	35
	1284	20	31	49
	1306	15	51	34
	1325	17	54	29
	1337	11	45	44
	1344	12	56	32
Среднее из 10 образцов		17,7	47,6	34,7
	1551	22	51	27
	1563	23	51	26
	1569	23	60	17
	1592	18	55	27
	1597	18	77	5
Элистанжи	1600	18	57	25
	1626	27	45	28
	1644	16	56	28

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5
	1678	19	51	30
	1686	20	41	39
	1703	15	46	39
Среднее из 11 образцов		19,9	53,6	26,5
	1002	24	45	31
	1007	29	52	19
	1008	31	51	18
	1010	27	46	27
	1017	28	45	27
	1021	49	51	—
	1026	41	41	18
	1030	35	50	15
Ярык-су	1037	30	41	29
	1043	26	57	17
	1047	17	83	—
	1051	19	39	42
	1058	20	57	23
	1061	15	39	46
	1066	21	57	22
	1080	12	51	37
	1075	17	47	36
	1069	19	46	35
Среднее из 18 образцов		25,6	49,9	24,5
	991	31	51	18
	1110	26	50	24
	1123	31	38	31
	1135	27	40	33
Сулак	1138	19	44	37
	1139	23	45	32
	1156	28	39	33
	1177	26	41	33
	1193	33	45	22
Среднее из девяти образцов		27,1	43,7	29,2
Среднее по 84 образцам.		22,2	50,2	27,6

от р. Урух к р. Сулак. При этом, если в западных разрезах хлорит определенно преобладает над каолинитом (см. разрез по р. Урух), то в восточных все происходит наоборот: каолинит является почти единственным и исключительным представителем этой группы (см. разрез по р. Сулак).

Внимательное рассмотрение диаграмм фиг. 19 позволяет считать, что смена существенно хлоритовых глин на западе глинами каолинитовыми на востоке осуществляется довольно постепенно и вне связи с конседиментационными впадинами. Действительно, в глинистых отложениях по р. Урух хлорит преобладает во всем среднемиоценовом разрезе, а в районе р. Суадаг-Дон каолиновая составляющая получает уже распространение в нижнечокракских отложениях, залегающих ниже горизонта Σ_2 . Далее на восток, в районе р. Фортанга, каолинсодержащие прослойки глин появляются в нижней части махачкалинской свиты чокрака, затем в датыхской толще и, наконец, в средней части карагана, между горизонтами S_9 и S_7 . В следующем разрезе по р. Малая Рошня интервалы обогащенных каолинитом глин становятся все шире, захватывая почти всю мощность чокракских отложений и нижнюю часть караганских, особенно лежащих ниже песчаников S_8 ; собственно хлоритовые разновидности глин сохраняются только в глинистых толщах ярык-суйской, ачуйской, белгатойской и шауданской подсвит. По р. Элистанжи почти повсеместно развиты каолинсодержащие разности глин, и только в пластах белгатойской и шауданской подсвит, в самой верхней части караганского разреза, отмечаются характерные зеленовато-серые глины, содержащие хлорит. Они же, но еще в меньших количествах встречены в верхней части караганских отложений на р. Ярык-су.

Итак, можно, по-видимому, утверждать, что существование трех **р а з н ы х** **с т р у к т у р н о-ф а ц и а л ь н ы х** зон, подробно обоснованное нами в предыдущих разделах работы, не оказывает заметного влияния на состав глинистых минералов; иначе говоря, соотношение минералов глин при

переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую либо меняется крайне незначительно, либо не изменяется совсем.

Из описания изученного нами литолого-фациального профиля можно также сделать вывод, что для среднемиоценовых отложений очень характерны довольно резкие фациальные изменения в вертикальном направлении: фации глубоководных спириалисовых глин затишных участков в разрезе часто сменяются фациями донных течений, мелководно-прибрежными фациями ватт, литорали или лагун. При этом такие довольно существенные изменения обстановок седиментации обычно очень хорошо увязываются с изменением состава фауны [Андрусов, 1896; Жижченко, 1937; Мерклин, 1950; Ливеровская, 1951].

Как это следует из сопоставления литологических колонок профиля и диаграмм состава глинистых минералов (см. фиг. 19), значительные смены литофаций по вертикали почти не отражаются на соотношении минералов глин. Это обстоятельство особенно хорошо видно в восточной части профиля (реки Сулак, Элистанжи, Малая Рошня, отчасти Ярык-су), где распределение глинистых минералов довольно постоянно, что и фиксируется плавными кривыми процентных содержаний "монтмориллонитового компонента", гидрослюд и группы каолинита-хлорита. В западных колонках (реки Фортанга, Суадаг-Дон, Урух) кривые распределения глинистых минералов становятся более зубчатыми, однако это может быть связано не с усилением колебаний в составе глин, а с более детальным опробованием этих сравнительно маломощных разрезов.

Рассматривая влияние фациальных обстановок на состав и распространение глинистых минералов в толщах среднего миоцена, нельзя обойти молчанием проблему лагунных литофаций шуринской свиты, широко развитых в разрезах рек Фортанга и Малая Рошня (см. фиг. 19, обр. 720—737 и 1252) и представленных чередованием пластов гипса, ангидрита и гипсоносно-соленосных глин. Здесь, согласно представлениям И. Лука [Lucas, 1962], Ф. Липпмана и М. Саваскина [Lippman, Savascin, 1969] и особенно А.Г. Коссовской и других соавторов [Коссовская и др., 1975], следовало бы ожидать широкого распространения смешанослойных глинистых минералов группы хлорита-монтмориллонита, среди которых должны быть встречены полностью упорядоченные разновидности типа корренсита, а также слюдистые минералы высокой железистости, принадлежащие группе Fe-иллитов. Однако, несмотря на специально поставленное опробование этой части разреза, дифрактограммы глинистой фракции $< 0,001$ мм не позволили обнаружить здесь никаких новообразований. Повсеместно отмечалось уже известное нам сочетание каолинита, диоктаэдрических гидрослюдов и "монтмориллонитового компонента".

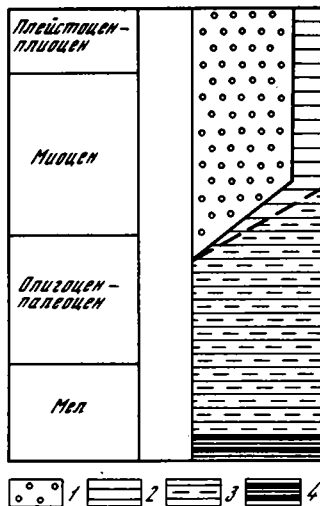
Единственная особенность, отличающая гипсоносно-соленосные интервалы разреза, — несколько повышенное количество гидрослюдов, — по-видимому, легко объяснима спецификой питания отшнурованных участков палеоводоёма и вряд ли должна связываться с особыми гидрогеохимическими условиями солеродной лагуны.

Итак, все изложенное позволяет прийти к выводу, что весьма существенные фациальные изменения чокракско-караганских отложений, подробно описанные нами в предыдущем разделе, не находят своего отражения в составе и соотношении глинистых минералов. Последние либо распределены довольно однообразно (гидрослюды, "монтмориллонитовый компонент"), либо направлены изменяются по профилю независимо от мощностей и фациальных обстановок, четко маркируя лишь положение палеоберега и области больших глубин (хлорит-каолинит).

Прежде чем более подробно остановиться на поведении отдельных глинистых минералов, необходимо решить главный вопрос: чем объяснить отсутствие связи между фациальными изменениями среднемиоценовых отложений и составом глинистых минералов? И на какой стадии осадочного породообразования в целом сложилось такое монотонное по составу сообщество минералов глин? Поскольку наиболее вероятная причина изменения состава глинистых минералов — катагенетические процессы [Коссовская, Шутов, 1957; Милло, 1964; Логвиненко, 1968], то прежде всего возникла необходимость исследовать возможность их влияния на изучаемые породы. Для этого нами были специально опробованы и изучены глинистые толщи полного разреза мезозойско-кайнозойских отложений, обнаженного в среднем течении р. Сулак [Холодов и др., 1976]. В результате рентгенодифрактометрического исследования 37 проб, представлявших различные стратиграфические интервалы этого почти пятикилометрового разреза, было установлено, что в верхней части колонки, включающей и интересующие нас среднемиоценовые отложения, распространены относительно слабо измененные глинистые минералы, характеризующиеся довольно обычными соотношениями групп хлорита-каолинита, гидрослюды и

Фиг. 21. Принципиальная схема преобразования гидрослюда-монтмориллонитовых компонентов разреза по р. Сулак в катагенезе

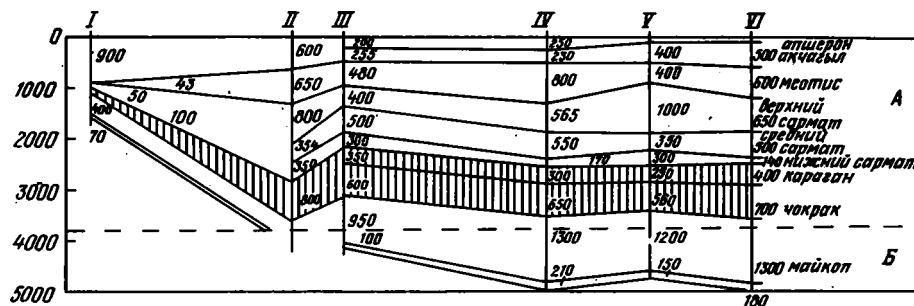
1 — терригенная гидрослюда, 2 — терригенно-диагенетический монтмориллонит, 3 — катагенетическое смешанослойное образование с признаками упорядоченности структуры, 4 — катагенетическая гидрослюда.



Фиг. 22. Глубина максимального погружения среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья

А — зона диагенеза и начального эпигенеза, по Н.В. Логвиненко [1969], или протокатагенеза, по Н.Б. Вассоевичу [1975]; Б — зона глубинного эпигенеза, по Н.В. Логвиненко [1968], или мезокатагенеза, по Н.Б. Вассоевичу [1975]

I — р. Урух, II — р. Асса, III — р. Фортанга, IV — р. Аксай—р.Элистанжи, V — р. Ярык-су, VI — р. Сулак



“монтмориллонитового компонента”. В нижней части разреза, примерно с середины толщин глин зурмакентского горизонта майкопа, на расстоянии 3700 м от кровли бакинских конгломератов, венчающих разрез, состав глинистых образований несколько меняется. Здесь наряду с упомянутыми ингредиентами получает широкое распространение смешанослойное образование, условно названное нами “гидрослюдистый компонент”. Оно представляет упорядоченную смешанослойную разновидность глинистых минералов, в состав которой входит чередование монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов, построенное по закону ААВ и АВ.

“Гидрослюдистый компонент” представляет, очевидно, промежуточную фазу в процессе катагенетического изменения монтмориллонита в гидрослюда; он распространен в майкопских, хадумских и фораминиферовых и меловых слоях разреза и как бы предвещает появление в нижнемеловых черных глинах катагенетической гидрослуды.

В целом схема преобразований глинистых минералов в разрезе по р. Сулак изображена на фиг. 21; более подробно она описана нами в другой работе [Холодов и др., 1977].

В данном разделе для нас важно, что начало катагенетической гидрослюдизации, охватывающей нижние части разреза, фиксируется ниже подошвы тарханского горизонта, причем минимальная глубина, на которую опускалась в прошлом эта граница, по-видимому, была равна 3700 м. Это соответствует $p = 877$ атм и $t = 171^\circ\text{C}$. Найденный нами рубеж разделяет области начального и глубинного катагенеза, по представлениям Н.В. Логвиненко [1968], или протокатагенеза и мезокатагенеза Н.Б. Вассоевича [1975]. Таким образом, исследованные нами отложения среднего миоцена в процессе своего погружения в районе р. Сулак не достигали области критических давлений и температур, при которых начинаются катагенетические преобразования глинистых минералов.

Естественно задать вопрос: а как обстояло дело со всеми другими разрезами нашего литолого-фациального профиля?

Попробуем поэтому определить положение среднемиоценовых отложений разных районов по отношению к границе между зонами начального и глубинного катагенеза.

На фиг. 22 положение начала процессов гидрослюдизации проинтерполировано в соответствии с данными, полученными при изучении разреза р. Сулак, а глубина максимального погружения среднемиоценовых отложений в разрезах рек Урух, Асса, Фортанга, Ак-сай, Элистанжи, Ярык-су и Сулак рассчитана по материалам К.А. Прокопова [1924], Б.А. Алферова [1926], М.С. Швецова [1928], Н.С. Шатского [1929], В.Е. Руженцева [1932], А.Г. Эберзина [1947], В.Д. Голубятникова [1947], а также по данным Б.К. Лотиева и В.Д. Талалаева.

Очевидно, что после отложения на дне чокракского и караганского палеоморей среднемиоценовые отложения (фиг. 22, заштрихованы) были погружены на разные глубины. Более устойчивый в среднем миоцене Осетинский блок оказался самым подвижным; глубина погружения чокрака-карагана в районе р. Асса оценивается почти в 2700 м. По-видимому, близкие цифры могут быть названы для разрезов по рекам Суадаг-Дон и Кодахджин. Меньшие мощности перекрывающих толщ типичны для Чечено-Грозненского блока. Здесь максимальная глубина погружения встречена в районе р. Сулак — 2400 м.

Если считать, что размыты в основании нижнего сармата, а также в подошве туфогенной толщи акчагыла-апшерона в западных разрезах не были очень велики, то, по-видимому, среднемиоценовые отложения на всем протяжении исследуемого профиля никогда не выходили за пределы зоны диагенеза и начального катагенеза. Иначе говоря, *катагенетические изменения вряд ли могли затушевать различия в составе глинистых минералов разных структурно-фациальных зон профиля.* Этот вывод подтверждается также отсутствием всяких следов упорядоченных структур в глинистых минералах изученных разрезов, а ведь именно проявление упорядоченности в строении смешанослойных глинистых минералов — главный признак катагенетических преобразований в разрезе по р. Сулак [Холодов и др., 1976].

Имеется, таким образом, веское основание предполагать, что состав глинистых минералов в среднем миоцене зависел преимущественно от процессов, предшествующих катагенетическим изменениям.

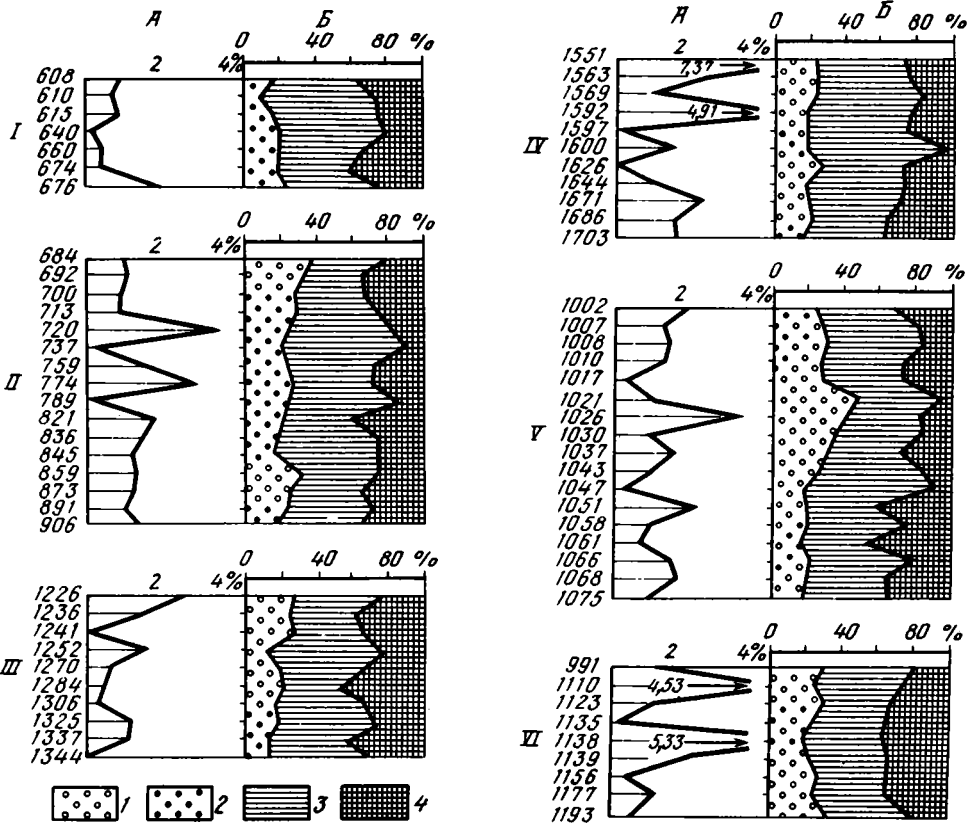
Как это было показано во многих работах Н.М. Страхова [1953, 1960, 1972], главный движущий фактор диагенетических преобразований — органическое вещество. Его разложение в илах определяет интенсивность процессов сульфатредукции, перегруппировки карбонатов, кремнезема и других соединений, конкрециеобразования и концентрации ряда малых элементов. В разрезах изучаемых нами среднемиоценовых отложений стратиграфические интервалы глин, существенно обогащенных органическим веществом, как правило, являются ареной чрезвычайно интенсивных и разнообразных диагенетических процессов [Холодов, Гаврилов, 1974; Гаврилов, 1977]. Поэтому, если изменение состава глинистых минералов в какой-то степени определялось диагенетическими превращениями, между количеством органического вещества в породах и соотношением трех главных групп глинистых минералов должна была бы существовать функциональная связь. Такая зависимость, например, очень четко фиксируется между S_{org} и интервалами конкрециеобразования в разрезе р. Элистанжи, хотя в современных миоценовых глинах мы и имели дело с остаточной органикой, уже отчасти использованной в химических реакциях диагенеза.

Попытка связать между собой содержание S_{org} и минеральный состав глин в разрезах рек Урух, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак показана нами на фиг. 23. На серии нижних графиков приведено распределение органического углерода, определенного мокрым сжиганием в аппарате Кнопла в химлаборатории ГИН АН СССР (аналитик О.А. Амелина); сверху показано процентное соотношение каолинита + хлорита, гидрослюды и "монтмориллонитового компонента" в исследованных пробах глин.

Содержание S_{org} заметно возрастает с запада на восток, достигая максимума в разрезах рек Элистанжи и Сулак. Однако количество трех важнейших компонентов глин в этом же направлении остается примерно постоянным. Более внимательный анализ отдельных кривых углерода и состава глинистых минералов показывает, что нет и в них никакой симпатности. В тех пробах, где весьма интенсивно возрастает количество S_{org} , относительные количества каолинита (хлорита), гидрослюды и монтмориллонитового компонента остаются неизменными.

Таким образом, график, приведенный на фиг. 23, позволяет считать, что состав глин мало зависит от количества органического вещества в осадках и, следовательно, вряд ли главная масса глинистых минералов сформировалась в результате диагенетических преобразований.

Скорее всего на стадии диагенеза большая часть глинистых минералов в основном была уже сформирована и составляла тот геохимически пассивный фон, на котором



Фиг. 23. Соотношение между содержанием органики и составом глинистых минералов в чокракско-караганских отложениях

А — органическое вещество, Б — глинистые минералы

I — р. Урух, II — р. Фортанга, III — р. Малая Рошня, IV — р. Элистанжи, V — р. Ярык-су, VI — р. Сулак

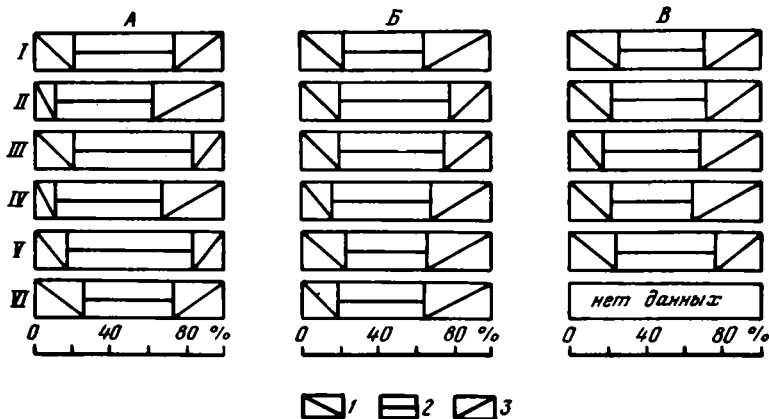
1 — каолинит; 2 — хлорит; 3 — гидрослюда; 4 — монтмориллонитовый компонент

шли разнообразные физико-химические процессы диагенетического минералообразования. Если это так, то становится понятным отсутствие зависимости между литолого-фациальной характеристикой изученных нами отложений и составом глинистых минералов, которое уже обсуждалось ранее. Глинистые минералы, отлагавшиеся на дне чокракско-караганского палеобассейна в основном имеют а л л о т и г е н н о е происхождение, поступали в морской водоем с окружающей суши и транзитно проходили через водную толщу. Поэтому в различных структурно-фациальных зонах профиля повсеместно распространен один и тот же или сходный "набор" минералов глин.

Мало того, подсчеты показывают, что средний минералогический состав описанных нами выше литологических типов глин повсеместно довольно близок. Это хорошо видно на фиг. 24, где изображены соотношения хлорита-каолинита, гидрослюда и "монтмориллонитового компонента" в серых, бурых и черных глинах шести разрезов исследуемого профиля. Этот же вывод иллюстрируется табл. 8, в которой подведены итоги минералогического исследования 52 проб глин. Очевидно, колебания средних содержаний лежат в пределах точности определений состава пород по методу Бредли-Бискайя [Biscaye, 1964]. Можно считать, что основной минеральный состав серых, бурых и черных глин повсюду почти одинаков.

Приведенные данные также хорошо совпадают с результатами подсчетов среднего химического состава различных глин, рассмотренных нами выше (см. табл. 7).

На фоне довольно монотонного и не обнаруживающего особенных изменений состава преобладающих минералов глин несколько необычно ведет себя хлорит. Выше уже было показано, что общее содержание глинистых минералов группы хлорит-каолинит незначительно, но возрастает с запада на восток в пределах изученного профиля. Специальный анализ имеющихся в нашем распоряжении дифрактограмм позволил заключить, что в пределах восточной части профиля (разрезы по



Фиг. 24. Минералогический состав разных типов глин в разрезах литолого-фациального профиля
 Глины: А — серые, Б — бурые, В — черные
 I — р. Сулак, II — р. Ярык-су, III — р. Элистанжи, IV — р. Малая Рошня, V — р. Фортанга, VI — р. Урух
 1 — хлорит + каолинит; 2 — гидрослюда; 3 — "монтмориллонитовый компонент"

рекам Фортанга—Сулак) преобладает железо-магнезиальный диоктаэдрический хлорит, значения базальных рефлексов которого (004), как правило, колеблются в пределах 3,54—3,55 Å. В более западных частях профиля (разрез по р. Урух, верхняя часть разреза по р. Суадаг—Дон) в образцах фракции < 0,001 мм фиксируется отражение со значением d/n 3,50—3,52 Å, что несколько уступает базальным рефлексам обычного хлорита. Видимо, появление этого отражения в указанных пределах обусловлено присутствием хлорита с повышенным содержанием октаэдрического Fe^{+3} или каолинитоподобного минерала — шамозита. Содержание этого компонента не превышает 10%, что не позволяет в присутствии обычного хлорита, каолинита, а также других минералов определить его природу более точно.

Однако в нашем распоряжении имеются еще и геологические материалы, позволяющие рассмотреть этот вопрос несколько в другом аспекте. Здесь следует вспомнить, что в аллювии современных кавказских рек обломочный хлорит, вообще говоря, пользуется довольно широким распространением благодаря размыву юрских толщ [Филиппова, 1933; Холодов и др., 1976]. В интересующих нас чокракских отложениях С.А. Благонравов [1947], а позднее В.А. Гроссгейм и Л.П. Гмид [1951] в районе городов Нальчика и Орджоникидзе установили терригенную провинцию, в которой зеленые (хлориты) и бесцветные слюды (мусковит) составляют до 90% тяжелой фракции. При рассмотрении геологической карты обращает на себя внимание, что область широкого развития хлоритоносных пород лежит в непосредственной близости от Малкинского железорудного месторождения, связанного с одноименным серпентинитовым массивом палеозойского возраста и отложениями перекрывающей его юры. По-видимому, именно железорудные накопления Малкинского района оказались главными поставщиками хлоритов в смежные палеоводоемы в чокракское время. Об этом, помимо пространственных взаимоотношений Малкинского месторождения и чокракских хлоритоносных пород, свидетельствуют частые находки линзовидных горизонтов оолитовых железных руд в ряде разрезов Осетинской котловины. Одна из таких линз была найдена и описана в среднемiocеновых отложениях р. Урух.

Хлориты Малкинского железорудного месторождения были детально изучены Д.П. Сердюченко [1953], который показал, что в пределах месторождения развиты три различные зоны с широким развитием этих минералов. На основных магматических породах типа гарцбургитов залегает кора выветривания из серпентинитов и змеевиков, выше располагаются континентальные отложения озер и болот, содержащие рудные линзы железисто-конкреционных пород с прослоями хлорита или сидерита, переслаивающегося с хлорит-сидерит-магнетитовыми мелкособовыми железными рудами. Разрез завершают морские отложения юрского возраста (торф), в которые включены прослой угля, линзы сидерита, хлорита и гидрогетита.

Работами Д.П. Сердюченко [1953] было доказано, что в зоне коры выветривания широко распространены железистые закисные лептохлориты, близкие к шамозиту (уд. вес = 3,0—3,4), а также закисно-окисные железистые лептохлориты типа стриговита (уд. вес = 2,79—3,14) или кронштедтита (уд. вес = 3,34—3,45). Сам автор отнес

Таблица 8
Среднее содержание глинистых минералов в разных
литологических типах глин

Глина	Содержание, %			Количество образцов
	Каолинит + хлорит	Гидрослюда	Монтмориллонит	
Серая	20	59	21	12
Бурая	22	48	30	15
Черная	24	47	29	25

их к изоморфному ряду прохлоритов. Затем было выяснено, что в континентальных железных рудах преобладают хлориты, принадлежащие к изоморфному ряду корундофиллита (уд. вес = 2,85–2,90), среди которых устанавливается присутствие тюрингита – типичного закисного лептохлорита (уд. вес = 3,15–3,20). Наконец, в зоне распространения морских железных руд ведущей группой оказались железо-магнезиальные хлориты ряда клинохлора (уд. вес = 2,0–2,05).

Легко представить себе, что при эрозии района Малкинского месторождения в чокракско-караганское время реками и ручьями разрушались разные части доюрской коры выветривания, связанные с ней залежи железных руд и области, сложенные коренными магматическими породами основного состава. Наряду с ними в осуществлении переотложения принимали участие и осадочные породы юры и мела.

Среди общей массы разнообразного исходного материала большие количества чешуйчатых обломков хлорита должны были поступать в близлежащие палеоводоемы. При этом сортирующая деятельность волн могла приводить к разделению разновидностей хлорита по удельному весу – у берега отлагались преимущественно железистые лептохлориты, типа шамозита, тогда как вдали от него, уже в более спокойной обстановке осаждались железо-магнезиальные разновидности и каолинит.

В целом аллотипенная минералогическая зональность чокракско-караганских отложений в пределах исследуемого профиля выражается, по-видимому, последовательностью: железистый лептохлорит–магнезиально-железистый хлорит–каолинит. Этот ряд минералов развивается на фоне весьма монотонных содержаний гидрослюд и монтмориллонита. Следует попутно отметить, что влияние кор выветривания основных магматических пород, разрушающихся в области питающей провинции, чувствуется в западной части нашего профиля не только по развитию здесь железорудных прослоев и железистых лептохлоритов. В этой же Осетинской части профиля встречаются прослой карбонатных глин, содержащих доломит, причем среднее содержание MgO в голубовато-серых хлоритовых глинах именно на западе заметно повышается (см. табл. 4); в разрезах по рекам Урух и Суадаг-Дон Ю.О. Гаврилов [1978] обнаружил доломитовые конкреции. Ниже, при рассмотрении геохимии глин, мы еще вернемся к этому вопросу. Сейчас подчеркнем только, что пересчеты на бескарбонатное вещество, содержание которого также заметно возрастает по направлению с востока на запад, к так называемому берегу, позволяют уловить в глинах относительное накопление Fe, Mn, P, Ni, т.е. химических элементов ряда протокристаллизации [Холодов, 1975], типичных для основных и ультраосновных пород.

Таким образом, геохимические исследования подтверждают вывод о разрушении основных пород Малкинского района и связанных с ними кор выветривания во время накопления на дне морского палеоводоема среднемиоценовых глинистых осадков.

Утвердив аллотипенную природу преобладающей части глинистых минералов в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья, нельзя не задать себе следующие вопросы: все ли глинистые компоненты представляют продукт механического переотложения и какова роль диагенетического конкрециеобразования в распределении минералов глин?

Принципиальный подход к решению поставленных вопросов был намечен в работе Х. Фухтбауэра и Х. Гольдшмидта [Fuchtbauer, Goldschmidt, 1963], которые отметили различие в составе глинистого материала в карбонатных конкрециях и вмещающих их породах.

Как было показано в одной из статей [Холодов и др., 1977], и в нашем случае между составом глинистых минералов внутри и за пределами карбонатных конкреций существует довольно отчетливое различие. Оно было установлено следующим образом. Из центральной части карбонатной конкреции, из ее периферической

оболочки, а также из вмещающей глины отбирались пробы, которые затем обрабатывались в соляной кислоте. После получения фракции < 0,001 мм органические примеси были разрушены пергидролем, а аморфные соединения железа удалены по методике О.П. Мира и М.Л. Джексона [Mehra, Jackson, 1960]. Подсчитанные по рентгенограммам соотношения глинистых минералов приводятся в табл. 9.

В соответствии с приведенными данными можно заключить, что внутри карбонатных конкреций обычно относительно уменьшается значение монтмориллонитового компонента и несколько возрастает по отношению к нему роль каолинита-хлорита и гидрослюда.

Изучение многих дифрактограмм показало, что наблюдаются также изменения внутри группы каолинита-хлорита. Как видно на фиг. 25, где воспроизведены наиболее типичные из дифрактограмм, содержание хлорита по отношению к каолиниту всегда уменьшается при переходе от вмещающих глинистых пород к внутренним частям стяжений.

Итак, глинистые минералы распадаются на две пары: количество хлорита и монтмориллонита, по-видимому, увеличивается во вмещающих глинах, тогда как содержание каолинита и гидрослуд относительно возрастает в самих конкрециях.

В ранее опубликованной статье [Холодов и др., 1976] отмеченную выше закономерность мы объясняли диагенетическим образованием дополнительных "порций" хлорита и монтмориллонита вне конкреций. Однако последующие наблюдения заставили от этого объяснения отказаться. Действительно, просмотр многочисленных прозрачных шлифов позволил установить, что внутри карбонатных конкреций, в породах, обломочный материал которых сцементирован карбонатным цементом, последний не просто механически заполняет поры, а активно взаимодействует с терригенными частицами, метасоматически замещая их на некоторых участках (табл. V, А-В). При этом кальцит довольно явно корродирует обломки кварца, плагиоклазов, реже - хлорита. Вокруг обломков кварца, зерен глауконита и чешуек мусковита образуются характерные крустификационные оторочки. Местами края обломков оказываются прихотливо растворены и изъедены, а карбонатные включения проникают далеко в глубь терригенных частиц.

Любопытны те вторичные изменения, которые испытывают глауконит и хлорит. В тех шлифах, где карбонатизация породы проявляет себя наиболее интенсивно, колломорфные зерна глауконита и чешуйки зеленого хлорита пятнисто буреют, нередко покрываются сгустками пирита и постепенно превращаются в бурый каолиноподобный глинистый агрегат.

Деградация обломочного хлорита внутри карбонатных конкреций, по-видимому, объясняется тем, что в условиях щелочной среды с высоким значением рН, которая устанавливается на участках конкрециеобразования в позднем диагенезе, хлорит, глауконит, плагиоклазы и кварц оказываются неустойчивыми и растворяются, тогда как карбонаты здесь склонны, наоборот, осаждаться. Это приводит, с одной

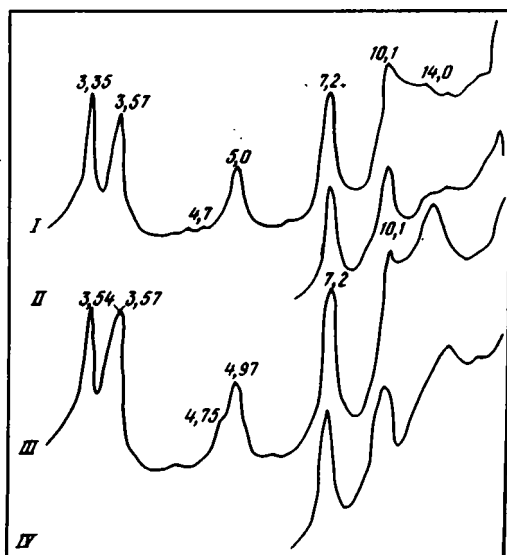
Т а б л и ц а 9
Распределение глинистых минералов в карбонатных конкрециях
и вмещающих их глинистых породах, %

Место отбора проб	Разрез по р. Асса						Разрез по р. Фортанга		
	обр. 2023		обр. 2175			обр. 5			
Ядро конкреции	26,2	60,2	13,5	21,6	62,7	15,7	9,5	51,2	39,9
Оторочка ядра конкреции	Не опр.		22,4	44,9	32,7	Не опр.			
Вмещающая глина конкrecионно-го прослоя	18,7	55,5	25,7	19,9	52,1	27,9	12,3	46,2	41,5
Вмещающая глина той же пачки	Не опр.		23,4	54	22,5	Не опр.			

П р и м е ч а н и е. Для каждого образца последовательно указываются значения трех проб: каолинит + хлорит, гидрослюда и "монтмориллонитовый компонент".

Фиг. 25. Дифрактограммы фракции < 0,001 мм образцов глинистых пород района р. Асса

I — проба, выделенная из карбонатной конкреции; II — то же, в этиленгликоле; III — проба, выделенная из вмещающих глин; IV — то же, в этиленгликоле



стороны, к коррозии обломочных зерен, а с другой — к развитию карбонатного метасоматоза. При этом в тех участках тела растущей конкреции, где накапливается избыток H_2S , по разлагающимся глауконитам и хлоритам развивается диагенетический пирит, т.е. проявляется сульфидный метасоматоз. В данном случае это явление представляет собой, в сущности, осложнение карбонатного метасоматоза в условиях сероводородной среды. Движущая сила карбонатного и сульфидного метасоматоза — та же разность физико-химических условий вне и внутри конкреции, что вызывает концентрацию карбонатного материала и образование стяжения.

В связи со сказанным можно думать, что уменьшение содержания хлорита внутри карбонатных конкреций правильнее всего объяснять его диагенетической пиритизацией и деградацией; при этом, так же как и в случае окисления хлоритов [Дир и др., 1966], формируется, по-видимому, вторичный каолинит.

Сложнее обстоит дело с монтмориллонитом, заключенным внутри конкреций. Его вторичные преобразования микроскопически установлены не были, однако можно предположить, что условия, благоприятные для карбонатации осадков, вызывают также появление в поровых морских водах избытка калия, а его присутствие, в свою очередь, стимулирует гидрослюдизацию монтмориллонита и частичный переход его в иллит.

Думается, что формирование карбонатных конкреций сопровождается уменьшением содержания хлорита и монтмориллонита, вероятно, за счет их трансформации в каолинит и гидрослуду.

Следует также подчеркнуть, что развитие метасоматических процессов в ходе диагенетического конкрецииобразования имеет большое принципиальное значение. Оно указывает на вероятность выноса ряда растворенных химических элементов за

Разрез по р. Фортанга						Разрез по р. Элистанжи		
обр. 9			обр. 2083			обр. 2035		
16,1	51,6	32,3	10,5	56,1	33,3	27,9	61,5	10,4
9,3	40,7	50		He onp.			He onp.	
7,4	40	52,6	13,3	44,8	41,9	19,8	53,7	26,46
	He onp.		9,1	45,8	44,9	19,4	51,3	29,2

пределы карбонатного стяжения в ходе его формирования, а это обстоятельство заставляет вносить иногда довольно существенные поправки в расчет диагенетических рядов подвижности элементов. Кроме того, именно метасоматическое замещение отдельных участков пласта обеспечивает хорошую сохранность первичных текстур, таких, например, как слоистость внутри карбонатных стяжений. Не вызывает сомнения, что формирование карбонатных конкреций за счет одного только заполнения пор должно было бы привести к деформациям пластических глинистых илов благодаря неуравновешенности сил в разных поровых полостях.

Наконец, благодаря тому обстоятельству, что наряду с обычными процессами стягивания карбонатов и заполнения ими пор в ходе конкрециеобразования осуществляется также и метасоматическое замещение части минералов, слагающих вмещающие пласты, формирующиеся стяжения отличаются необычайной прочностью и устойчивостью по отношению к процессам вторичного растворения и механических деформаций. С этими же процессами связана, по-видимому, повышенная плотность карбонатных конкреций и мергелей.

Геохимические особенности различных типов глин

В предыдущих разделах этой главы нам уже приходилось говорить о химическом составе различных типов глин по данным полного силикатного анализа (см. табл. 4). Было показано, что по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , K_2O , Na_2O и H_2O выделенные разновидности глин сравнительно плохо отличаются друг от друга, хотя количество этих компонентов несколько меняется от одной пробы к другой. Более определенные индикаторы типов глин — остаточное органическое вещество ($C_{\text{орг}}$), карбонаты ($\text{CaO} + \text{MgO}$, CO_2) и железо ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$). Содержание органического вещества достигает максимальных значений в обеих разновидностях черных глин ($C_{\text{орг}} = 1,12-2,01$, среднее — 1,56%), в бурых глинах его количество уменьшается ($C_{\text{орг}} = 0,91-2,23$, среднее — 1,37%). Еще меньшие содержания органики характерны для трех разновидностей серых глин: в собственно серых разностях $C_{\text{орг}} = 0-1,16$, в среднем составляя 0,72%, в зеленовато-серых $C_{\text{орг}} = 0-0,98$, в среднем составляя 0,68%, а в голубовато-серых разновидностях $C_{\text{орг}}$ в среднем едва равно 0,32%. Имеются все основания вслед за Н.М. Страховым [1960] считать, что поведение остаточной органики в общих чертах отражает распределение тех масс органического вещества, которые накапливались в илах палеоводоема до начала диагенетических преобразований, и, таким образом, исходное количество органического материала, захороненного в серых глинах, было всегда меньше, чем исходное количество органики в черных разностях глин.

В отличие от органического вещества остаточная карбонатность определенно возрастает в том же ряду глинистых пород. Действительно, если в качестве главного признака карбонатности взять процентное содержание CO_2 , то из данных табл. 4 следует, что в черных глинах его количество в среднем равно 2,07%, в бурых — 2,4, в серых — 3,11, в зеленовато-серых — 4,26 и в голубовато-серых — 6,73%. Сходным образом ведет себя содержание CaO , которое неуклонно увеличивается в ряду выделенных типов от черных к голубовато-серым разновидностям. Поскольку в отличие от CaO содержание MgO колеблется довольно неопределенно, в пределах 2,3–3% в среднем, то можно прийти к заключению, что главная минералогическая форма карбонатов в глинах — кальцит и арагонит.

Наряду с рассеянными карбонатами в глинах присутствуют диагенетические карбонатные конкреции. Они представляют результат концентрации первично рассеянного карбонатного материала под действием CO_2 , возникающей в результате диагенетических процессов сульфатредукции и разложения органического вещества микроорганизмами [Страхов, 1953, 1960].

Для оценки первичного распределения рассеянного карбонатного материала в глинах разного типа было бы интересно количественно оценить значение карбонатов, формирующих диагенетические стяжения. Эту задачу мы попытались решить с помощью метода абсолютных масс. Соответствующие данные приведены в табл. 10.

Расчеты, результаты которых следует принять во внимание, производились следующим образом: вначале в каждом исследуемом разрезе была замерена мощность серых, бурых и черных глин, затем были рассчитаны средние содержания рассеянного CaCO_3 , по данным 135 карбонатных анализов, и методом взвешивания установлена средняя плотность глинистых пород, равная $2,7 \text{ т/м}^3$. Абсолютную массу рассеянного карбоната в изученных разрезах мы вычислили по формуле, предложенной Н.М. Страховым [1947], $m = V \cdot P \cdot \% \text{ содержание } \text{CaCO}_3$, где V — средний объемный вес породы; P — мощность изучаемого интервала.

Таблица 10

Абсолютные массы карбонатов в разных типах глин изученных разрезов

Разрез по реке	Рассеянный карбонат, кг/м ²			Карбонат в конкрециях, кг/м ²		
Фортанга	41 156	11 165	16 111	1493	672	1961
Элистанжи	10 234	29 982	11 203	455	1159	2084
Ярык-су	389	5104	13 629	—	55	1418

Примечание. Для всех карбонатов последовательно указываются значения трех глин: серая, бурая и черная.

Таблица 10 (окончание)

Разрез по реке	Общее количество карбоната, кг/м ²			Относительная роль конкреционного карбоната, %		
Фортанга	42 649	11 837	18 072	3,50	5,57	10,85
Элистанжи	10 689	31 051	13 287	4,25	3,73	15,68
Ярык-су	389	5159	15 047	—	1,06	9,42

Затем в различных типах глин исследуемых разрезов были замерены размеры карбонатных конкреций, расстояния между ними в латеральном и вертикальном направлениях и на основании многочисленных карбонатных анализов и определений плотности вычислена абсолютная масса конкреционного карбоната. Как это видно из приведенных цифр (табл. 10), относительное количество карбонатов, связанных в конкреции, возрастает от серых глин к черным. Это вполне гармонирует с распределением остаточного органического вещества и отражает прямую зависимость между содержанием исходной органики в илах палеоводоёма и интенсивностью диагенетического конкрециеобразования. Обращает на себя внимание то, что количество карбонатного материала, сконцентрированного в конкреционные стяжения, относительно невелико и составляет не более 10–15% от общей массы первичных карбонатов, захороненных в глинистых илах среднемиоценового моря.

Все сказанное означает, что поведение первично рассеянного карбоната в разных типах глин должно было повторять распределение рассеянного остаточного CaCO_3 . Иначе говоря, органическое вещество и карбонаты в разных типах глинистых илов палеоводоёма вели себя прямо противоположно: количество органики возрастало от серых илов к черным, а содержание карбонатов в этом же направлении падало.

Антагонизм в поведении $\text{C}_{\text{орг}}$ и карбонатов в образцах среднемиоценовых пород следует, по-видимому, связывать с тем обстоятельством, что во всех разновидностях серых глин карбонатный материал представлен гранулометрически крупными обломками раковин, тогда как органическое вещество, обогащающее черные глины, обычно связано с тонким пелитовым материалом. Различие в формах поступления органики и карбонатов в палеоводоём [Холодов, Недумов, 1979] порождало их пространственное разобщение уже на стадии седиментации. Очевидно, что главным фактором, вызывающим обратные соотношения между карбонатами и органическим веществом в породах, был гидродинамический режим палеоводоёма. Как установлено ранее и будет показано ниже, карбонатный материал, концентрируясь у берега, заметно разбавлял здесь содержание всех других компонентов, в том числе и органического вещества. Одновременно с этим тонкая взвесь, содержащая значительные массы органики, волнением уносилась в глубь моря и осаждалась в относительно затишных участках дна. Позднее, на стадии диагенеза, разложение органики способствовало растворению карбонатов и формированию карбонатных стяжений, что несколько усиливало антагонизм между этими двумя компонентами. Однако в целом конкрециеобразование как фактор разделения CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ бесспорно имело подчиненное значение, наиболее интенсивно проявляясь лишь в отдельных пачках черных глин.

Большой интерес представляет поведение закисного и окисного железа, средние содержания которого, по данным приведенных выше 25 силикатных анализов (см. табл. 4), вынесены в отдельную табл. 11. На ней хорошо видно, что валовое содержание железа не остается постоянным и постепенно падает при переходе от

Таблица 11

Распределение закисного и окисного железа в разных типах глин среднего миоцена

Компонент	Черная глина	Бурая глина	Серая глина	Зеленовато-серая глина	Голубовато-серая глина
FeO, %	2,39	2,16	1,88	2,7	4,44
Fe ₂ O ₃ , %	4,51	4,44	4,05	3,46	3,02
FeO	0,53	0,49	0,46	0,78	1,47
Fe ₂ O ₃					
Fe _{сумм} , %	5,02	4,79	4,3	4,53	5,58

черных глин к серым. По всей вероятности, это явление связано с общим разбавлением содержаний химических элементов карбонатами по направлению к берегу палеоводоёма. На этом фоне обращает на себя внимание заметное увеличение валового железа в зеленовато-серых и голубовато-серых разновидностях глин. Оно, по-видимому, обусловлено усиленным привнесом именно в прибрежную часть палеоводоёма обломочного хлорита, что подтверждается симбатным увеличением отношения FeO/Fe₂O₃, которое в голубовато-серых глинах достигает рекордного значения 1,47. Там же, где аллохтонное накопление хлорита не осложняло общую картину, отношение закисного и окисного железа хорошо сопоставляется с распределением органического вещества, т.е. отражает окислительно-восстановительную обстановку в илах. Так, в черных глинах этот коэффициент увеличивается до 0,53, а в серых падает до величины 0,46 и менее.

Более детальную картину поведения форм железа в разных типах глин исследуемого профиля позволяет представить себе табл. 12. Она составлена по данным 37 химических анализов, выполненных в химической лаборатории ГИН АН СССР по методу Н.М. Страхова и Э.С. Залманзон [1955, 1957а]. Те же данные в обобщенном виде приведены в табл. 13 и на фиг. 26.

Хотя примерное количество валового железа в этом случае несколько уступает содержанию Fe_{вал}, полученному в ходе силикатного анализа (табл. 13), общая тенденция его роста от серых глин к черным приведенными данными подтверждается. Кроме того, среднее содержание Fe_{вал} в зеленовато-серых глинах по сравнению с серыми их разновидностями несколько возрастает, причем рассмотрение фиг. 26 приводит к выводу, что этот рост происходит главным образом за счет Fe_{расг}⁺² в HCl. Поскольку зеленовато-серые глины несколько обеднены остаточной органикой и нет основания думать, что количество реакционноспособного органического вещества в этих образованиях до начала диагенетических процессов было выше, чем в серых разностях, приходится вновь связывать это обстоятельство с поступлением в палеоводоём обломочного хлорита.

Здесь уместно также вспомнить, что среди разнообразных групп хлоритов только закисные лептохлориты типа шамозита или тюрингита, в составе которых заметно преобладает двухвалентное железо над трехвалентным, могли обеспечить увеличение Fe_{HCl}⁺² и падение Fe_{HCl}⁺³, что отмечено на диаграмме фиг. 26 в зеленовато-серых типах глин. По уже упоминавшимся данным Д.П. Сердюченко [1953], именно шамозиты и тюрингиты широко развиты в коре выветривания Малкинского железо-рудного месторождения. Их терригенное накопление в глинистых илах западных участков Осетинской впадины приводило, по-видимому, к формированию здесь голубовато-серых и зеленовато-серых хлоритовых глин, типичных для этой части профиля.

Как это видно на фиг. 26, при сравнении серых глин с бурыми и черными на фоне постепенного и довольно значительного увеличения содержаний остаточного органического вещества (C_{орг}) медленно возрастает значение сульфидного железа и двухвалентного железа, растворимого в соляной кислоте; в этом же направлении уменьшается доля трехвалентного железа, растворимого в HCl.

Микроскопический анализ образцов позволил установить, что содержание Fe_{HCl}⁺³ в них довольно четко связано с распространением глауконита. Этот минерал в исследованных пробах является единственным носителем Fe_{HCl}⁺³, поскольку гидроокислы железа в образцах глин, не затронутых вторичным окислением, обычно полностью отсутствуют. В отличие от Fe_{HCl}⁺³ железо двухвалентное, растворимое в HCl, сосредоточено в двух минералах-носителях. Чаще всего оно входит в состав глауконита, однако встречаются пробы, в которых рассеянное двухвалентное железо содержится преимущественно в составе тонкодисперсных анкеритов или сидеритов.

Фиг. 26. Формы железа и остаточное органическое вещество ($C_{орг}$) в разных типах глин, слагающих разрезы среднего миоцена. Формы железа — в процентах от реакционноспособного

Соотношения различных форм рассеянного железа в глинах, — по-видимому, суммарный результат разнообразных и разновременных геохимических процессов, среди которых наиболее важное значение имеют терригенный привнос и механическое осаждение хлоритов, а также аутигенное диагенетическое сульфидообразование (пирит) под контролем разлагающегося органического вещества.

Рассеянное сульфидное железо, судя по анализам табл. 12, редко превышает 1,8–2% на массу породы и в среднем обычно составляет 10–15% от валового железа. Наряду с ним в глинах разных типов широко распространены тонкие прослои сульфидных конкреций. И те и другие образования обычно сложены пиритом.

В табл. 14 сделана попытка сравнить между собой абсолютные массы рассеянных сульфидов и сульфидов, связанных в конкреции. Расчеты производились так же, как и в случае карбонатных конкреций и рассеянного карбоната, причем для оценки абсолютных масс рассеянных сульфидов использовались 40 анализов форм распределения железа, а для расчетов абсолютных масс сульфидных конкреций были предприняты специальные наблюдения, в ходе которых определялись размеры отдельных стяжений, расстояние между ними и расстояние между прослоями конкреций. Плотность стяжений была определена в 4 т/м^3 .

Следует также отметить, что достоверность расчетов, выполненных для различных форм сульфидов, в глинах значительно уступает расчетам форм карбонатов, поскольку сульфидные стяжения довольно быстро окисляются и замещаются гидроокислами железа и гипсом, а при реконструкции их параметров, имевших место до этих гипергенных преобразований, всегда допускаются некоторые неточности.

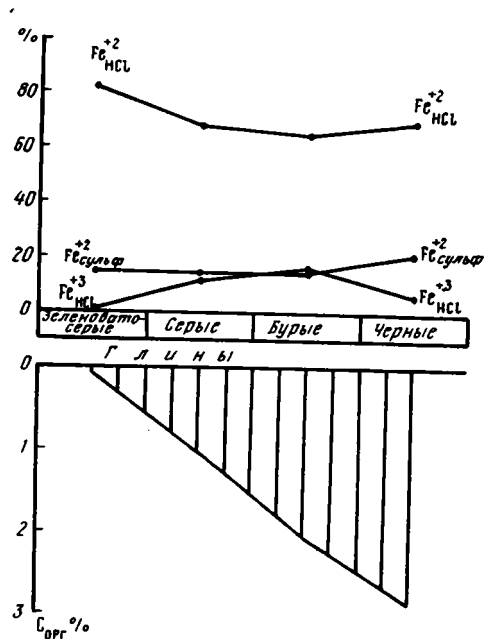
Как следует из данных табл. 14 сульфидные конкреции заключают в себе 5–15% первоначально рассеянных сульфидов. При этом минимальная доля сульфидов концентрируется в серых глинах, содержащих совсем немного органического вещества, а максимальная — в черных и бурых.

По-видимому, именно неточностью подсчетов можно объяснить то обстоятельство, что в бурых глинах, обычно отличающихся меньшим количеством остаточной органики, концентрируются наибольшие массы сульфидов (12–16%), тогда как в черных глинах, в которых остаточное $C_{орг}$ нередко достигает максимальных значений, общая доля сконцентрированных сульфидов оказывается несколько заниженной (3–11%).

Закономерности распределения малых химических элементов в разных типах глин были изучены нами путем исследования 261 индивидуальной пробы. В каждом образце в химической лаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э.С. Залманзон, а позднее Д.Я. Чопорова химическим путем было определено содержание $C_{орг}$, $CaCO_3$, Fe, Mn, Ti, Zr, P. В спектральной лаборатории (И.Ю. Лубченко) количественным методом было установлено содержание V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo. Всего было выполнено 4176 частных определений.

Поведение малых химических элементов в глинах разного типа охарактеризовано в табл. 15. Очевидно, что средние арифметические содержания (\bar{x}) большинства химических элементов отчетливо возрастают по мере перехода от зеленых и серых глин к бурым и черным; именно так ведут себя $C_{орг}$, Ti, V, Pb, Ni, Co, а также, но менее четко, Fe, Cr, Ga, Ge, Mo. Обратную зависимость показывают $CaCO_3$, P и отчасти Zr. Наконец, довольно индифферентны по отношению к различным типам глин оказываются Mn и Cu.

Поскольку в изученных нами пробах содержание карбонатов в среднем достигает 10–12%, то для того чтобы исключить их разбавляющее влияние на остальные хими-



Т а б л и ц а 12

Формы рассеянного железа и содержание органики в различных типах глин чокрака и карагана

№ обр.	Разрез по реке	Тип глины	Содержание, %						Сорт
			Fe ⁺² _{раст}	Fe ⁺² _{гр.раст}	Fe ⁺² _{сульф}	Fe ⁺³ _{раст}	Fe ⁺³ _{гр.раст}	Fe _{вал}	
1229	Малая Рошня	Зеленовато-серая	1,22	0,09	0,10	—	1,18	2,59	0,20
1982/г	Суадаг-Дон	Серая	0,89	0,76	0,49	0,76	1,22	4,02	1,71
2004/а	"	"	1,55	0,44	0,54	0,22	0,61	3,36	0,89
2007	"	"	2,35	0,79	0,14	0,06	1,17	4,51	0,77
3038	Буйволиная	"	1,89	0,23	0,08	0,11	1,10	3,41	Не опр.
3049	"	"	1,45	0,16	0,06	0,31	1,00	2,98	0,23
3069	"	"	1,33	0,12	0,62	0,66	1,11	3,84	0,85
790	Фортанга	"	1,00	0,90	0,47	1,38	1,08	4,83	0,74
839	"	"	1,67	0,51	0,17	0,23	1,61	4,19	1,58
903	"	"	1,19	0,66	0,94	Нет	0,76	3,55	1,21
1330	Малая Рошня	"	1,72	0,30	1,20	"	0,95	4,17	1,36
1597	Элистанжи	"	1,28	0,38	0,08	0,16	2,00	3,90	0,09
1867/1	"	"	2,08	0,46	0,77	Нет	0,72	4,03	0,97
986	Сулак	"	1,61	0,62	0,08	1,31	0,81	4,43	Не опр.
1109	"	"	3,00	0,34	0,10	Нет	1,67	5,11	1,92
1956/2г	Суадаг-Дон	Бурая	0,56	1,12	1,09	0,49	1,99	5,24	1,38
1957	"	"	1,67	0,57	0,67	0,11	0,89	3,91	Не опр.
688	Фортанга	"	1,67	1,47	0,11	0,34	0,94	4,53	"
696	"	"	1,54	0,92	0,11	0,12	0,34	3,13	1,14
858	"	"	1,91	1,50	0,08	Нет	1,05	4,54	Не опр.
1760	Элистанжи	"	2,93	0,65	0,22	"	0,56	4,36	1,69
1784/4	"	"	2,00	0,78	1,08	1,12	0,49	4,47	4,70
1827	"	"	1,88	0,73	0,28	Нет	1,35	4,28	Не опр.
1137	Сулак	"	0,61	0,34	0,09	2,05	1,64	4,73	2,00
720	Фортанга	Черная	0,90	1,12	0,88	0,28	0,61	3,79	3,63
2061	"	"	2,63	0,25	0,05	0,05	1,28	4,26	Не опр.
2065	"	"	2,77	0,67	0,11	0,05	1,06	4,66	"
2060/1а	"	"	2,60	0,48	1,87	Нет	0,77	5,72	"

1254	Малая Рошня	"	2,56	0,48	0,07	0,29	1,42	4,82	"
1284	"	"	1,22	0,56	0,12	0,39	1,17	3,46	0,43
1301	"	"	1,88	0,39	1,13	Нет	1,5	4,90	2,71
1735	Элистанжи	"	2,29	1,49	1,28	"	0,16	5,22	3,60
1746	"	"	1,23	1,14	1,38	"	0,33	4,08	3,60
1757/г	"	"	3,68	0,02	0,84	0,45	1	5,99	2,54
1801/4	"	"	2,58	1,29	0,08	0,11	0,28	4,34	3,50
1166	Сулак	"	0,22	0,28	0,06	0,75	2,34	3,65	Не опр.
1189	"	"	1,22	0,23	0,07	0,67	1,95	4,14	2,44

Т а б л и ц а 13
Средние содержания форм рассеянного железа в глинах среднего миоцена Восточного Предкавказья

Тип глины	Количество образцов	Содержание, %												
		Fe ⁺² _{раст}		Fe ⁺² _{тр.раст}		Fe ⁺² _{сульф}		Fe ⁺³ _{раст}		Fe ⁺³ _{гр.раст}		Fe _{вал}		Сорт
Зеленовато-серая	3	2,17	53,32	0,19	4,67	0,43	10,56	0,03	0,73	1,25	30,72	4,07	100	
Серая	14	1,64	40,79	0,48	11,94	0,41	10,19	0,37	9,20	1,13	27,88	4,02	100	1,03
Бурая	9	1,64	37,78	0,90	20,74	0,41	9,45	0,47	10,82	1,03	21,21	4,34	100	2,13
Черная	13	1,98	43,61	0,65	14,32	0,61	13,44	0,23	5,06	1,07	23,57	4,54	100	2,81

П р и м е ч а н и е. Слева -- на массу породы, справа -- на массу Fe_{вал}.

Таблица 14

Абсолютные массы сульфидов в разных типах глин изученных разрезов

Разрез по реке	Рассеянные сульфиды, кг/м ²			Конкреции сульфидов, кг/м ²		
Фортанга	4342	918	5309	254	175,6	673,6
Элистанжи	991	4250	4280	76,8	686	159,2
Ярык-су	32	546	9022	—	81,2	714

Примечание. Для всех сульфидов последовательно указываются значения трех типов глин: серая, бурая и черная.

Таблица 14 (окончание)

Разрез по реке	Общее количество сульфидов, кг/м ²			Относительная роль сульфидных конкреций, %		
Фортанга	4596	1093,6	5982,6	5,53	16,06	11,26
Элистанжи	1067,8	4936	4439,2	7,19	13,90	3,58
Ярык-су	32	627,2	9736	—	12,95	7,33

Таблица 15

Средние содержания химических элементов в различных типах глин среднего миоцена (на натуральный осадок)

Тип глины	Количество проб	%					
		Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CaCO ₃
Зеленая	18	3,99	0,09	0,4	0,08	0,38	12,6
Серая	71	4,65	0,09	0,42	0,07	1	9,53
Буряя	64	4,39	0,08	0,43	0,07	1,44	6,97
Черная	108	4,8	0,09	0,45	0,05	2,81	5,02

Таблица 16

Средние содержания химических элементов в различных типах глин среднего миоцена (на бескарбонатное вещество)

Тип глины	Количество проб	%					
		Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	V
Зеленовато-серая	18	4,56	0,1	0,46	0,09	0,43	136
Серая	71	5,13	0,1	0,46	0,08	1,1	149
Буряя	64	4,72	0,09	0,46	0,08	1,55	164
Черная	108	5,01	0,09	0,47	0,05	2,93	169

Таблица 17

Стандартное отклонение (s) химических элементов в процентах от среднего арифметического в глинах разреза по р. Элистанжи

Тип глины	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	V	Cr
Серая	14	57	15	66	62	23	36
Буряя	14	43	11	23	44	17	26
Черная	10	20	12	40	48	11	23

ческие элементы, мы рассчитали те же их средние содержания на бескарбонатное вещество; результаты приводятся в табл. 16. При сравнении таблиц 15 и 16 хорошо видно, что удаление разбавляющего карбоната существенно сглаживает колебания содержания большинства химических элементов. Особенно заметно разбавляющее влияние CaCO_3 сказывается на поведении Ti, Pb, Fe, Ni, Cr, Ga, Ge и Mo. Очевидно, распределение карбонатов в глинах — важный фактор, регулирующий поведение большинства малых химических элементов.

Следует также отметить, что в наиболее прибрежных зеленовато-серых и серых глинах профиля пересчет на бескарбонатное вещество позволяет установить относительное обогащение железом, марганцем, фосфором, никелем. Как об этом уже упоминалось выше, повышенные содержания этих элементов можно связать с переотложением и накоплением терригенных продуктов выветривания гипербазитовых магматических пород Малкинского железорудного месторождения, особенно резко проявившееся в прибрежных районах междуречья Урух—Баксан—Малка.

Весьма любопытные данные были получены нами при попытке наряду со средними арифметическими содержаниями (\bar{x}) малых элементов в глинах рассчитать среднее квадратическое или стандартное отклонение (s). В табл. 17 его величина представлена в процентах от среднего арифметического (\bar{x}), и здесь оно подсчитывалось по формуле

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

Расчеты величины s были проведены для разных типов глин из разреза по р. Элистанжи, однако можно думать, что они характерны для всех разрезов изученного

$n \cdot 10^{-4} \%$

	V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
	119	83	18	24	16	38	13	0,9	1,6	248
	135	92	19	24	20	44	14	1,3	1,9	219
	153	108	21	27	26	45	16	1,6	1,5	230
	162	108	22	26	26	49	17	1,5	1,8	244

$n \cdot 10^{-4} \%$

	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
	95	21	27	18	43	15	1	1,8	284
	102	21	26,5	22	49	15,5	1,4	2,1	242
	116	23	29	28	48	17	1,7	1,6	246
	113	23	27	27	51	18	1,6	1,9	255

	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
	40	27	43	46	61	36	118	27
	21	60	26	18	20	25	58	19
	24	45	19	22	31	26	94	15

литолого-фациального профиля. Оказалось, что наибольшая величина стандартного отклонения характерна для серых глин; именно в них наблюдаются максимальные значения s для всех изученных элементов, за исключением меди. Это, по существу говоря, означает, что в серых глинах наблюдается максимальный разброс содержаний малых элементов, что скорее всего может быть связано с весьма неспокойной гидродинамической обстановкой их формирования. Наоборот, относительно монотонное накопление элементов-примесей в черных глинах, по всей вероятности, обусловлено их формированием в гидродинамически спокойных затишных участках. Такое объяснение поведения химических элементов хорошо согласуется с теми закономерностями распределения различных типов глин, о которых уже говорилось в начале главы. Не вызывает сомнения, что серые глины количественно преобладают у берега, а черные вдали от него. Нужно также сказать, что по характеру изменения величин стандартного отклонения в глинах разных типов выделяется две разные группы малых элементов. К первой принадлежат Fe, V, Cr, Ti, Ga, Zr, Mn, P. Их дисперсии минимальны в черных глинах, больше в бурых и максимальны в серых. Ко второй относятся Co, Pb, Mo, Cu, Ge и Ni (?). Для них характерно более сложное распределение стандартных отклонений с заметным падением значений в бурых глинах.

Как это будет показано ниже и было ранее рассмотрено в опубликованной статье [Холодов, Недумов, 1979], элементы обеих групп отличаются между собой избирательной приуроченностью к разным гранулометрическим фракциям (первые — к более грубым, вторые — к более тонким), и это обстоятельство определяло их различное поведение как в среднемиоценовых глинистых илах, так и во всех породах изученного профиля.

ПЕСЧАНИКИ И АЛЕВРОЛИТЫ

Пески, песчаники, алевролиты, конгломераты и другие обломочные породы играют большую роль в отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья. Как это видно из табл. 3 грубообломочные породы слагают почти 20% разреза по р. Урух. По направлению с запада на восток их относительное значение возрастает, и в районе р. Ярык-су они занимают уже 40% от суммарной мощности исследуемых толщ. По гранулометрическому составу между наиболее грубозернистыми разностями песков и песчаников, с одной стороны, и наиболее тонкими алевритовыми глинами — с другой, выделяется ряд довольно резко очерченных типов. Для их характеристики была выполнена следующая работа. В пределах исследуемого профиля была отобрана 41 проба различных разновидностей терригенных образований, которые были затем подвергнуты механическому анализу в лаборатории Геологического института АН СССР (руководитель Н.В. Ренгартен). Из навески породы весом в 20 г растворением в 5%-й соляной кислоте удалялись карбонаты, а затем путем взвешивания определялась общая карбонатность проб. После этого отмучиванием в воде с обязательным контролем под микроскопом удалялась глинистая фракция размером $< 0,01$ мм, а затем с помощью повторного взвешивания определялось общее весовое количество фракции глин в породе. Высушенный остаток далее подвергался обычному ситовому анализу, в ходе которого выделялись и количественно учитывались фракции 0,1–0,01, 0,25–0,1, 0,5–0,25 и более 0,5 мм.

Результаты проработанной работы представлены в табл. 18, а по приведенным в ней цифровым данным были рассчитаны важнейшие гранулометрические коэффициенты, позволяющие сравнивать результаты механического анализа — величину среднего медианного диаметра зерен (M_d) и коэффициент сортировки зерен (S_o). Их величины приводятся в табл. 19.

Анализ результатов механического анализа (см. табл. 18) в сочетании с оценкой величин гранулометрических коэффициентов (табл. 19) позволяет выделить среди изученных проб четыре типа породы: мелкозернистый, реже среднезернистый песок или песчаник, алевритовый песок или песчаник, песчано-глинистый алевролит и алевритовую глину. Последующее микроскопическое изучение состава песчано-алевоитовых пород профиля позволило несколько уточнить классификационную схему и различать среди терригенных образований следующие разновидности:

- 1) кварцевые крупнозернистые пески и песчаники, нередко связанные с кварцевыми гравелитами и конгломератами;
- 2) средне- и мелкозернистые кварц-глауконитовые или кварц-дистеновые пески и песчаники;
- 3) алевритовые кварц-глауконит-полевошпатовые или кварц-глауконит-дистеновые, а иногда кварц-глауконит-мусковитовые пески и песчаники;
- 4) песчано-глинистые, кварц-глауконит-полевошпат-мусковитовые алевролиты.

Таблица 18

Результаты гранулометрического анализа песчано-алевритовых пород среднего миоцена (в %)

№ образца	Разрез по реке	Фракция, мм					Гранулометрический тип породы
		<0,01	0,1-0,01	0,25-0,1	0,5-0,25	>0,5	
1147	Сулак	0,79	1,29	44,14	53,7	0,08	Мелкозернистый, реже — среднезернистый песок или песчаник
882	Фортанга	2,65	10,2	77,05	10,06	0,04	
1148	Сулак	3,88	3,27	92,28	0,56	0,01	
1141	"	4,75	4,26	88,68	2,31	—	
1196	"	3,8	11,33	81,9	2,28	0,64	
1143	"	3,83	9,25	86,92	Сл.	—	
867	Фортанга	3,1	13	83,9	0,02	—	
1184	Сулак	5,22	8,37	85,99	0,41	0,01	
Среднее		3,5	7,62	80,11	8,67	0,1	
1167	Сулак	6,91	12,27	80,8	0,02	—	
1199	"	3,74	17,36	78,87	0,03	—	
1132	"	5,9	13,61	79,49	0,78	0,13	
831	Фортанга	4,79	20,42	74,8	—	—	
770	"	5,96	23,8	70,2	0,04	—	
1173	Сулак	5,98	25,68	68,32	0,01	0,01	
1969	Суадаг-Дон	7,15	27,35	65,16	0,31	0,03	
1192	Сулак	6,91	30,61	62,35	0,12	0,01	
752	Фортанга	11,18	24,25	63,95	0,62	—	
716	"	11,06	30,58	58,35	0,01	—	
847	"	11,95	44,21	43,83	0,01	—	
1991	Суадаг-Дон	10,69	48,79	40,49	0,03	Сл.	
Среднее		7,69	26,58	65,55	0,17	0,02	
1119	Сулак	23,12	33,6	43,27	0,01	—	Песчано-глинистый алевролит
706	Фортанга	23,47	41,36	35,16	0,01	—	
786	"	20,42	49,46	30,12	Сл.	—	
840	"	26,41	50,16	23,35	0,07	0,01	
788	"	28,71	58,41	12,88	Сл.	—	
654	Урух	24,86	75,06	0,06	0,01	0,01	
1977	Суадаг-Дон	49,8	50,14	0,06	Сл.	—	
2003	"	52,05	47,92	0,03	—	—	
660	Урух	55,04	43,86	1,09	0,01	—	
Среднее		33,76	50	16,22	0,01	—	
1983	Суадаг-Дон	62,91	37,08	0,01	Сл.	—	Алевритовая глина
1995	"	65,27	34,71	0,02	—	—	
2001	"	66,09	32,75	1,16	—	—	
1953	"	64,85	35,11	0,04	Сл.	—	
1966	"	68,06	31,67	0,27	—	—	
676	Урух	72,29	27,68	0,02	0,01	—	
1974	Суадаг-Дон	72,88	27,11	0,01	Сл.	—	
608	Урух	74,58	23,35	0,07	"	—	
2007	Суадаг-Дон	78,16	21,83	0,01	—	—	
1956	"	78,58	21,18	0,20	0,04	—	
1954	"	80,95	19,03	0,02	—	—	
615	Урух	84,74	15,22	0,04	—	—	
Среднее		72,45	27,39	0,16	Сл.	—	

Кварцевые крупнозернистые пески и песчаники в пределах среднемиоценовых отложений исследуемого района редко образуют самостоятельные пласты и толщи, чаще они слагают нижнюю или среднюю часть пачек и, как это было показано ранее, бывают связаны весьма постепенными переходами со средне- и мелкозернистыми разновидностями. Чаще всего крупнозернистые пески и песчаники встречаются в чокраке; менее типичны они для карагана. Особенно широким распространением крупнозернистые песчаники пользуются в михайловской свите, где с ними бывают связаны линзы кварцевых гравелитов и даже конгломератов.

Согласно данным Л.П. Гмид [1952], В.А. Гроссгейма и Л.П. Гмид [1951] и Н.Б. Вассоевича [1958], область преимущественного развития крупнозернистых кварцевых песчаников располагается в восточной части Передовых хребтов; там же, в чокракских песчаниках, геологами З.А. Савченко и Н.Ф. Фроловым отмечены линзовидные пласты конгломерата, сложенного не кварцевыми гальками, а окатанными обломками чокракских глин и мергелей.

Таблица 19.

Характеристика гранулометрических типов песчано-алевритовых пород

№ образца	M_d	S_o	Среднее значение медианы и коэффициента сортировки	№ образца	M_d	S_o	Среднее значение медианы и коэффициента сортировки
1147	0,37	1,34	Песок $\bar{M}_d=0,244$ $\bar{S}_o=1,21$	1119	0,105	1,59	Песчано-глинистый алеврит $\bar{M}_d=0,051$ $\bar{S}_o=1,39$
882	0,24	1,22		706	0,078	1,53	
1148	0,23	1,17		786	0,07	1,45	
1141	0,225	1,17		840	0,056	1,45	
1196	0,225	1,21		788	0,047	1,36	
1143	0,22	1,18		654	0,04	1,28	
867	0,22	1,2		1977	0,022	1,3	
1184	0,22	1,19	2003	0,02	1,29		
			660	0,018	1,29		
1167	0,22	1,18	Алевритовый песок $\bar{M}_d=0,184$ $\bar{S}_o=1,33$	1983	0,014	Не рассчитывалось	Алевритовая глина $\bar{M}_d=0,012$
1199	0,21	1,2		1995	0,014		
1132	0,21	1,2		2001	0,013		
831	0,2	1,22		1953	0,013		
770	0,2	1,29		1966	0,013		
1173	0,19	1,33		676	0,012		
1969	0,19	1,38		1974	0,011		
1192	0,19	1,4		608	0,011		
752	0,19	1,41		2007	0,011		
716	0,17	1,47		1956	0,011		
847	0,13	1,48		1954	0,01		
1991	0,11	1,43		615	0,01		

Под микроскопом крупнозернистые песчаники слагаются округлыми, хорошо окатанными обломками кварца и характеризуются удивительной отсортированностью. В качестве примеси в небольших количествах присутствуют дистен или ставролит, но в целом они обычно мономинеральны. Чаще всего песчаники массивны, но бывают и слойчатыми. В последнем случае в них развивается однонаправленная косая слоистость, детально описанная в работах Н.Б. Вассоевича и В.А. Гроссгейма [1951], Н.Б. Вассоевича [1958], В.А. Гроссгейма [1952] и названная ими "потоковой". Грубозернистые песчаники окрашены обычно в светло-серые тона, реже встречаются желтовато-серые ожелезненные породы. Цемент — разнообразные карбонаты, однако известны и рыхлые, сыпучие пески, практически не сцементированные ничем.

Средне- и мелкозернистые кварц-глауконитовые или кварц-дистеновые пески и песчаники пользуются в тортонских отложениях района гораздо более широким распространением, нежели грубозернистые разности. Они развиты и в чокраке и в карагане, слагая самостоятельные пачки, пласты и толщи. Особенности залегания песчаников показаны на табл. VI, А, Б. Они то прослеживаются в виде выдержанных пачек, то прихотливо раздуваются и выклиниваются по простиранию, то распадаются на систему линз, осложненных крупной однонаправленной косой слоистостью (табл. VI, Д).

Как следует из данных табл. 18, в составе мелко- или среднезернистых песчаников обычно 70—80% породы слагает фракция 0,1—0,25 мм. Средний медианный диаметр зерен равен 0,244, а коэффициент сортировки в них минимален ($S_o = 1,21$). Последнее, по мнению Л.Б. Рухина [1950], часто свидетельствует о многократном переотложении и "вызревании" обломочного материала, среди которого сохраняются лишь наиболее устойчивые терригенные компоненты (кварц, акцессорные минералы). Под микроскопом пески и песчаники этого типа слагаются главным образом хорошо окатанными, реже — подугловатыми обломками терригенных минералов (табл. VII, А). В их составе преобладает кварц, но встречаются также равновеликие ему зерна глауконита или более мелкие обломки дистена.

Глауконит обычно распределен в породе довольно равномерно; его округлые темно- и светло-зеленые зерна часто разбросаны среди обломков кварца. На отдельных участках, однако, этот минерал вторично окислен, причем в этом случае зерна его буреют, покрываются гидроокислами, которые в одних случаях слагают точечные включения, а в других образуют железистые "рубашки" вокруг сильно измененных включений. При этом, по-видимому, трансформируется и структура самого

минерала. Как предполагают некоторые авторы [Копелиович, 1965; Шутов, 1963; Monge, Watson, 1947], глауконит при этом может замещаться каолинитом (хлоритом); в нашем случае в некоторых шлифах видны переходы зеленовато-бурых агрегатов глауконита в каолинитовые пачки с характерной поперечной штриховкой и низким двупреломлением.

Дистен распространен в породах весьма неравномерно. В одних образцах (особенно михайловской и ярыксайской подсвет) он наряду с кварцем является породообразующим, тогда как в других его содержание резко падает. Обычно он представлен характерными удлиненными, неправильно ограниченными в вершинах призматическими зернами с высоким светопреломлением и умеренным двупреломлением.

В виде редких включений в мелкозернистых песчаниках присутствуют чешуйки хлорита и мусковита, обломки сильно разрушенных плагиоклазов. В некоторых песчаниках терригенные зерна разбавляются карбонатными обломками раковин моллюсков. Значительная часть пород этого типа представлена рыхлыми несцементированными песками; в тех менее частых случаях, когда в них развивается цемент, он представлен карбонатным материалом, глиной, реже — сульфидами. В наиболее распространенном варианте кварцевые пески слагают среднюю часть пласта, тогда как участки, прилегающие к верхнему и нижнему контактам, оказываются плотно сцементированными и сложены настоящими песчаниками. Благодаря такому своеобразному распределению цемента верхняя и нижняя части песчаного пласта обычно при выветривании оказываются более устойчивыми и выдаются в рельефе в виде гривки или карниза.

Сцементированные участки песчаников чаще всего имеют форму конкреций, объединяющихся в целые горизонты; нередко отдельные конкреции сливаются и формируют сплошные пласты конкрециевидных образований. Размеры таких песчаных карбонатных конкреций, заключенных среди рыхлых песков, варьируют от 0,2 × 0,3 до 1—2 × 3—4 м; в некоторых разрезах (горизонт Σ_6 в районе р. Джола) они имеют форму идеальных шаров до 3—4 м в диаметре и при выветривании извлекаются и выкатываются из рыхлых вмещающих пород.

Любопытно, что образование конкрециевидных участков песчаника, имеющее, по-видимому, диагенетическое происхождение, также сопровождается коррозией обломков кварца, глауконита и плагиоклазов, формированием крустификационных карбонатных оболочек и метасоматическим замещением обломков карбонатами, как это было уже описано выше в глинистых толщах.

В некоторых разрезах песчаники несут на себе следы разнообразных деформаций как сингенетичных отложению осадков подводнооползневых (складчатость, срезаемые поверхностями несогласия "колобки", "закрутыши", мелкая гофрировка и др.), так и эпигенетичных по отношению к вмещающим толщам ("нептунические" дайки, "горизонты с включениями" и др.).

Последние были специально изучены В.Н. Холодовым [1978а, б] и будут отдельно описаны.

Здесь же следует лишь подчеркнуть, что обычно контакты песчаных пластов с вмещающими их глинами бывают осложнены разнообразными внедрениями песка. Среди них Н.Б. Вассоевич [1959] предложил выделять дизъюнктоглифы, т.е. уступы, образовавшиеся благодаря смещению по поперечным трещинам, и теггоглифы — своеобразные знаки внедрения песчаного материала в глину.

На наш взгляд, широкое распространение этих текстур в нижнечокракских песчаниках, где часто встречаются "нептунические" дайки (табл. VI, Г) и "горизонты с включениями", а также их генетическое сходство с заведомо эпигенетическими "нептуническими" дайками, свидетельствуют о вторичном происхождении этих образований. Во всяком случае, их, так же как и кластические ("нептунические") дайки, можно генетически связывать с образованием палеоплывунов и разжижением песка в условиях высоких температур и давлений зоны катагенеза.

Нередко вследствие разжижения песков на больших глубинах мощные песчаные пласты превращаются в зоны широкого развития разнообразных по форме песчаных включений в глине (так называемые горизонты с включениями) или в целую систему взаимно пересекающихся кластических даек.

Характерно также, что резкая дегазация пластов песка при образовании кластических даек, их механическое внедрение по трещинам в глины обычно сопровождается заимствованием обломков глин из вмещающих пород, а также катаклазированием кварцевых обломков. Последующее падение давления в растворах, разжижающих песок, приводит к возникновению катагенетического карбонатного цемента (каль-

цит, доломит, сидерит), катагенетических скоплений сульфидов (пирит) и перераспределению битумов.

В тесной связи с процессами формирования "нептунических" даек и "горизонтов с включениями" находится, по-видимому, образование вторичного карбонатного цемента в некоторых песчаных горизонтах нижнего чокрака.

Так, например, при изучении песчаных отложений горизонта Σ_{10} в районе обнажений левобережья р. Сулак было установлено, что в тех местах, где песчаная толща осложняется ответвляющимися от нее песчаными дайками, она сама нередко утрачивает первичную слоистость и в ней получает развитие катагенетический карбонатный цемент. Последний цементирует участки песка, имеющие неправильную "глыбовую" форму, и его развитие на отдельных участках полностью стирает первичную слоистость толщи. В результате общая мощность песчаной толщи почти не меняется но вся она приобретает характерную комковато-глыбовую текстуру.

Алевритовые кварц-глауконит-полевошпатовые, кварц-глауконит-дистеновые или кварц-глауконит-мусковитовые пески и песчаники пространственно очень тесно связаны с терригенными породами двух ранее описанных типов и встречаются в самых различных частях исследуемого профиля, почти не образуя, однако, морфологически самостоятельных накоплений. В составе этих образований обычно преобладает фракция 0,25–0,1 мм, составляющая 40–80% породы, но, кроме нее, обязательно присутствует также фракция 0,1–0,01 мм, слагающая 12–48%; в небольшом количестве (6–10%) встречаются частицы 0,01 мм (см. табл. 18). Расчеты средних коэффициентов (см. табл. 19) показывают, что величина \bar{M}_d в них падает до 0,184, а \bar{S}_0 равно 1,33. Иначе говоря, степень отсортированности породы по сравнению с вышеописанными типами уменьшается.

Основная масса алевритовых песков и песчаников слагается обычно неравномернозернистыми и часто остроугольными обломками кварца, окатанными зернами дистена, реже — полевых шпатов (микроклин, олигокраз), плагиоклазов, чешуйками мусковита и хлорита. В качестве незначительной примеси присутствуют обломки вулканических стекол и кислых эффузивов (табл. VII, Б, В).

Обломочная часть по составу обычно оказывается довольно сильно меняющейся; в одних образцах кварц ассоциируется с дистеном, в других с мусковитом.

Порода местами оказывается не сцементированной и легко рассыпается при ударе; в других случаях она оказывается плотно спаянной карбонатным, реже — глинистым цементом. Среди аутигенных выделений встречаются конкреции, сгустки и кристаллики пирита, а также зерна и выделения глауконита. Местами поровые пространства песчаника оказываются заполненными бурыми и темно-коричневыми битумоидами. В некоторых разрезах алевритовые песчаники оказываются сильно ожелезненными; в результате интенсивно проявившихся вторичных (гипергенных?) процессов пирит в них разложен до гидроокислов и вторичного гипса, а глауконит, как об этом упоминалось выше, покрыт сгустками гидроокислов и превращен в монтмориллонит и даже каолинит.

Поскольку алевритовые песчаники залегают вместе со средне- и мелкозернистыми песчаниками, описанными выше, все сказанное ранее в отношении формирования диагенетического цемента и катагенетических текстур в терригенных толщах можно полностью распространить и на эти разновидности.

Песчано-глинистые, кварц-глауконит-полевошпатово-дистеновые алевролиты пользуются в изученном профиле очень широким распространением. Они встречены и в чокраке и в карагане; обычно слагают довольно мощные самостоятельные пачки и пласты. Н.Б. Вассоевич [1959] выделил среди них следующие разновидности, хорошо различимые по ряду признаков еще при полевых наблюдениях:

1) светлые алевролиты, то горизонтально-, то косослойчатые, с характерной текстурой захороненной ряби;

2) серые и коричневатые алевролиты, несколько глинистые, с редкими мелкими растительными остатками; иногда также бывают косослойчатыми;

3) более темные алевролиты, часто косослойчатые, в которых хорошо видно чередование светлых и темных косых слойков; последние обогащены слюдой, глинистым материалом и углистым детритом;

4) ржаво-бурые железистые неслоистые алевролиты с неправильным расколом, часто с растительными остатками; в них широко развиты текстуры подводного оползания в виде "закрутышей", "колобков" и микроскладок, срезаемых несогласным залеганием вышележащих толщ.

Породы, принадлежащие к четвертому типу, особенно широко развиты в нижнечокракских отложениях (махачкалинская подсвита).

Для описываемых алевролитов характерно примерно равное содержание трех фракций сразу: 0,25–0,1, 0,1–0,01 и $\leq 0,01$ мм (см. табл. 18). Само собой разумеется, что столь плохая отсортированность породы находит свое выражение и в важнейших гранулометрических коэффициентах. По данным табл. 19 M_d в них уменьшается до 0,051, а \bar{S}_0 , наоборот, возрастает до 1,39.

Под микроскопом (табл. VIII, Г, Д) порода слагается разномерными остроугольными и слабоокатанными обломками кварца, сильно разрушенных плагиоклазов, чешуйками мусковита, реже — хлорита, зернами глауконита, заключенными в массе пелитоморфных глинистых минералов (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит). На фоне глинистого цемента разбросаны включения аутигенного пирита, обломки карбонатных, реже — фосфатных раковинок спириалисов, фораминифер, гастропод и пелеципод, сгустки и пятна бурых битумоидов и разложившиеся растительные остатки (углефицированная древесина).

Местами масса терригенных обломков беспорядочно распределяется на пелитоморфном глинистом фоне, но иногда терригенная составляющая обособляется, образуя правильные прослои.

В алевролитах довольно часто встречаются разнообразные по форме и составу карбонатные конкреции, однако преобладают среди них крупные сидеритовые стяжения, вытянутые по напластованию и линзовидно уплощенные.

Характерная черта некоторых алевролитовых толщ — широкое развитие в них тектур подводного оползания осадка. При этом, как это великолепно было показано Н.Б. Вассоевичем [1949, 1958], в них формируются лежачие складки, кольцевые “закрутыши” или текстуры “снежного кома”, алевроитовые колобки и другие деформации, имеющие очень сложную конфигурацию и часто приуроченные к строго определенному горизонту. Обычно они сложены более грубым алевролитом, залегающим в сильно деформированной глинисто-алевроитовой толще. Нередко эти образования срезаются поверхностями размыва, которые, в свою очередь, сложно сочетаются с косою слоистостью.

В отличие от песчаников в алевролитах преобладают сингенетические подводно-оползневые деформации. Возможно, это связано с особыми свойствами алевроитовых илов. Как указал Н.Б. Вассоевич [1953], именно осадки алевроитовой размерности способны легко разжижаться при встряхивании, образовывать “пльвуны”, а затем вновь “схватываться” и “застывать”; благодаря такой тиксотропности осадок легко запечатлеват сложные текстуры, возникшие в результате сингенетических деформаций, предшествующих затвердению. Согласно данным К. Терцаги [Terzaghi, 1957a,b], специально изучавшего современные подводные оползни в океанах, образование подводных оползней в грубозернистых песчаных осадках обычно происходит в дельтах крупных рек и требует значительных углов естественного наклона (27–28°). В алевроитовых илах широким развитием пользуются оползни, происходящие за счет спонтанного разжижения ила при встряхивании (тиксотропия). Они образуются при различных, часто очень небольших углах наклона и захватывают большие площади дна.

Сказанное позволяет думать, что в нашем случае в песчаниках обычно преобладают деформации, связанные с катагенетическими “палеопльвунами”, тогда как в алевролитах чаще встречаются сингенетические деформации подводнооползневого генезиса.

Сравнивая различные типы терригенных пород, рассмотренных нами выше, следует прежде всего подчеркнуть, что размерность обломков в них теснейшим образом связана с окатанностью зерен. Чем грубее становится материал, слагающий основную массу породы, тем более окатаны отдельные обломки, а в наиболее грубых песчаниках и гравелитах подавляющая часть обломков имеет правильную сферическую форму.

Любопытно также, что размерность и окатанность обломков вполне отчетливо связаны с их составом. Действительно, чем меньше в породах средней медианной диаметр обломков и чем хуже их окатанность, тем большую роль в них начинают играть такие относительно неустойчивые компоненты, как полевые шпаты, плагиоклазы, вулканические стекла, возрастает полимиктность, особенно типичная для терригенных накоплений тектонически подвижных областей [Батулин, 1947; Страхов, 1960]. Наоборот, увеличение M_d и улучшение окатанности зерен сопровождается обычно усилением олигомиктности. Порода заметно обогащается кварцем, отчасти дистеном и ставролитом и теряет большинство неустойчивых обломков. Формируются почти мономинеральные кварцевые пески и песчаники, столь характерные для тектонически пассивных платформенных регионов [Батулин, 1947; Страхов, 1960; Коссовская, Шутов, 1972; Яблоков, 1973].

Изучение типов обломочного кварца, произведенное Л.П. Гмид [1952] в чокракских отложениях, развитых между г. Серноводском и г. Махачкала, показало, что выделяется семь разных типов этого минерала: 1) трещиноватый, 2) с неигольчатymi включениями, 3) полупрозрачный, 4) непрозрачный, 5) без включений, 6) с игольчатыми включениями, 7) опалесцирующий. Среди них наибольшим распространением пользуются трещиноватый кварц, часто ассоциирующий со ставролитом, и кварц с включениями, встречаемый обычно с дистеном.

Исследование мезозойских отложений Кавказа позволило Л.П. Гмид [1952] установить, что в них наиболее широко распространен полупрозрачный и непрозрачный кварц. По нашим данным, он наиболее типичен для западных разрезов профиля, представляющих Осетинскую впадину, и совершенно не характерен для восточных разрезов. В последних преобладает трещиноватый кварц и кварц с включениями, источник которого, по-видимому, располагался где-то на северо-востоке. Есть предположение, что в настоящее время область питания, поставлявшая эти разновидности кварца, скрыта водами северного Каспия [Вассоевич, 1958].

Итак, можно заключить, что в среднемиоценовое время существовали два разных источника кварца. Основная его масса, представленная трещиноватым кварцем и кварцем с включениями, приносилась со стороны Русской платформы и Каспия, тогда как подчиненное количество более тонкого кварцевого материала, представленного непрозрачным и полупрозрачным кварцем, поступало с Кавказского острова. С этими представлениями хорошо увязывается то обстоятельство, что непрозрачные и полупрозрачные разновидности кварца, как правило, ассоциируются с полимиктовыми алевролитами, тогда как трещиноватый кварц и кварц с включениями определенно типичен для олигомиктовых крупнозернистых песчаников.

Распространение различных типов песчано-алевролитовых пород на профиле

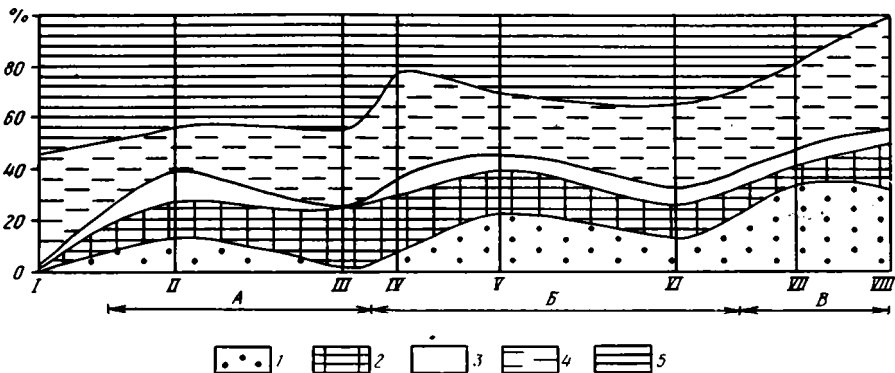
Для того чтобы оценить относительное значение различных типов терригенных пород на профиле нами была вычислена их суммарная мощность в каждом из изученных разрезов, а затем в процентах определено содержание каждой из трех описанных выше разновидностей. В этих расчетах, кроме выделенных ранее литологических типов, пришлось учесть также очень широко развитое в толщах среднего миоцена тонкое переслаивание глин с песчаниками и алевролитами, а также сравнительно небольшую группу песчаников, в которых отсутствие прозрачных шлифов не позволило точно диагностировать породу.

Результаты количественной оценки относительного распространения различных типов терригенных пород в разрезах профиля приводятся в табл. 20; по тем же данным построена диаграмма, изображенная на фиг. 27.

При рассмотрении табл. 20 и фиг. 27 прежде всего обращает на себя внимание, что переслаивание глин с терригенными породами и различные типы песчаников ведут себя антагонистично. Относительное значение переслаивания растет с востока на запад, тогда как роль песчаников увеличивается с запада на восток. Промежуточ-

Таблица 20
Соотношение различных типов терригенных пород в разрезах изученного литолого-фациального профиля

Разрез по реке	Тип терригенной породы, %							Всего
	Песчаники крупно-средне-мелкозернистые	Алевритовые песчаники	Алевролиты	Песчаники и алевролиты	Переслаивание глин			
					с песчаниками	с алевролитами	с песчаниками и алевролитами	
Урух	0	2,1	45,6	0	11,1	37,4	3,8	52,3
Суадаг-Дон	12,3	18,5	19	11,8	3,6	34,8	0	38,4
Буйволиная	0	23	30,9	0	25,7	20,4	0	46,1
Фортанга	7,4	19,9	42,6	9	15,8	1,9	3,4	21,1
Малая Рошня	23	18,7	23,5	5,8	18,7	9,2	1,1	29
Элистанжи	10,5	15,4	36,6	5,4	8,6	10,1	13,4	32,1
Ярык-су	34,7	7,2	33,1	3,6	10,4	4,6	6,4	21,4
Сулак	30,5	18,2	45,5	5,1	0	0	0,7	0,7



Фиг. 27. Распределение типов терригенных пород на профиле
 I — р. Урух, II — р. Суадаг-Дон, III — р. Буйволиная, IV — р. Фортанга, V — р. Малая Рошня, VI — р. Элистанжи, VII — р. Ярык-су, VIII — р. Сулак
 Впадины: А — Осетинская, Б — Чечено-Грозненская, В — Сулакская
 1 — крупно-, средне-, мелкозернистые песчаники; 2 — алевритовые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — песчаники или алевролиты; 5 — переслаивание глин с алевролитами и песчаниками

ное положение между ними занимают алевролиты, которые в количестве 30–40% развиты во всех частях профиля.

Характерно также, что в направлении на восток среди песчаников все большую относительную роль начинают играть грубозернистые разновидности, а это означает, что в сторону Сулакского прогиба все больше возрастает отсортированность и олигомиктовость песчаных отложений. В то же время в более западных разрезах общее количество грубозернистых песчаников уменьшается, начинают преобладать алевролиты, и, следовательно, в этом направлении усиливается полимиктовость и плохая сортировка терригенных пород.

Как видно, улавливаемые нами общие тенденции, с одной стороны, хорошо увязываются с данными предшественников [Жижченко, 1940; Гроссгейм, Гмид, 1951; Гмид, 1952; Вассоевич, 1958], а с другой — хорошо вписываются в общую палеогеографическую картину, охарактеризованную нами в предыдущей главе. При этом в распределении различных типов песчано-алевритовых пород на профиле довольно четко прослеживается также влияние различных тектонических движений отдельных конседиментационных блоков. Действительно, на общем фоне увеличения значения грубозернистых песчаников от р. Урух к р. Сулак наблюдаются волнообразные колебания, осложняющие эту интегральную картину. При этом усиление относительного значения грубозернистых разновидностей пород совпадает с разрезами по рекам Суадаг-Дон, Малая Рошня, Ярык-су и Сулак, расположенными в центральных частях выделенных тектонических впадин, а ослабление отвечает границам между разными тектоническими зонами.

Нельзя не видеть, что такое поведение грубозернистых терригенных пород хорошо согласуется с “русловым” их залеганием, подробно разобранным в предыдущей главе и обусловленным развитием конседиментационных прогибов и деятельностью подводных морских течений.

На графике фиг. 27, так же как и в случае анализа распределения типов глин (см. фиг. 18), благодаря резкому изменению распространения алевролитов в районе междуречья Буйволиная—Фортанга довольно резко проявляется граница между Осетинской и Чечено-Грозненской впадинами. Она осложняет более общие закономерности и отражает длительное развитие диагонального конседиментационного разлома.

Геохимические особенности терригенных пород

Состав терригенно-обломочных пород, развитых среди среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья, изучался нами главным образом по распределению в 87 частных пробах песчаников и алевролитов 16 химических компонентов. При этом содержание Fe, Mn, Ti, Zr, CO₂P и C_{орг} было установлено химическим путем, а поведение V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Ge и Mo исследовалось с помощью количественного спектрального анализа. Всего, таким образом, мы использовали 1392 частных определения.

Наиболее характерные для разных типов песчано-алевролитовых пород анализы приводятся в табл. 21. При ее рассмотрении прежде всего обращает на себя внима-

Т а б л и ц а 21
 Распределение химических элементов в различных типах терригенных пород профиля
 (на натуральный осадок)

№ образца	Разрез по реке	%							
		Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CaCO ₃	V	Cr
1147	Сулак	0,33	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	3	6
882	Фортанга	0,55	"	"	"	1,29	"	< 3	10
1148	Сулак	0,33	"	"	"	Нет	"	3	11
1141	"	0,55	0,02	0,25	Сл.	"	"	22	200
1196	"	0,67	Нет	0,18	"	"	"	10	142
1143	"	0,33	"	Нет	Нет	"	"	3	53
867	Фортанга	0,22	"	0,15	0,04	—	—	11	17
Среднее		0,43	"	0,08	Сл.	0,18	Нет	8	63
1167	Сулак	0,84	Сл.	0,15	Нет	Нет	"	26	82
1132	"	0,50	"	0,18	Сл.	"	"	31	66
1969	Суадаг-Дон	0,56	Нет	0,13	"	"	"	17	66
1192	Сулак	1,11	"	0,28	0,01	"	0,45	40	175
752	Фортанга	0,83	"	0,05	Сл.	"	0,11	8	14
716	"	0,7	"	0,25	"	"	Нет	33	79
847	"	0,95	"	0,20	"	"	"	46	108
1991	Суадаг-Дон	0,84	"	0,23	"	0,05	0,11	26	92
Среднее		0,79	Сл.	0,18	"	0,01	0,08	28	85
1119	Сулак	1,71	0,02	0,30	0,02	Нет	Нет	68	95
840	Фортанга	2,01	0,01	0,28	0,01	1,60	"	117	112
654	Урух	2,78	0,07	0,28	0,06	0,03	0,68	68	58
1977	Суадаг-Дон	3,27	0,07	0,31	0,08	0,66	28,41	100	86
660	Урух	4,12	0,05	0,41	0,06	0,48	15,90	100	83
Среднее		2,78	0,04	0,32	0,05	0,55	9,00	91	87

ние, что средние содержания большинства изученных химических элементов возрастают от средне-мелкозернистых песчаников к алевритовым песчаникам и далее к песчано-глинистым алевролитам, а если к анализу присовокупить данные табл. 15 и 16, то и к глинам. Эта общая закономерность выводится практически для всех изученных химических элементов; исключение составляют C_{орг} и хром. Что касается C_{орг}, то его содержания оказываются иногда резко завышены в кварцевых песчаниках отдельных районов в связи с заведомо вторичной их пропиткой битумоидами нефтяного ряда. Такие нефтесодержащие песчаные породы особенно широко распространены в чокракских песчаниках горизонтов Σ_{10} , Σ_{8-9} , Σ_7 и Σ_3 , а также в караганских песчаниках S_{6-9} и S_5 разреза по р. Ярык-су. Кроме того, пятна заведомо вторичных нефтяных битумоидов были обнаружены нами в чокракских песчаниках горизонтов Σ_7 и Σ_6 и в отложениях горизонта Σ_{7-8} разреза по р. Фортанга.

Любопытно, что вторичные нефтепроявления обычно локализуются таким образом, что они характеризуют не отдельные горизонты в разных разрезах, а скорее разные песчаные пласты какого-либо одного района. Причины такого своеобразного поведения эпигенетических нефтяных битумоидов не совсем ясны. Как бы то ни было, но эпигенетическая закированность кварцевых песчаников бесспорно создает пеструю картину в распределении C_{орг} и отражается на подсчете средних содержаний этого компонента.

По-видимому, несколько иначе обстоит дело с распределением хрома. Этот элемент усиленно накапливается в алевритовой фракции [Холодов, Гаврилов, 1974] вследствие того, что его главным носителем является хромит. Особенности в транспортировке минерала-хозяина приводили к тому, что средние содержания хрома оказывались значительно повышены в алевритовых песчаниках и алевролитах (см. табл. 21).

Увеличение средних содержаний большинства химических элементов от песчаников к глинам совпадает с ростом их полимиктовости; чем большее количество минеральных компонентов принимает участие в формировании терригенной породы и чем сильнее роль глинистой фракции, тем больше увеличивается степень концентрации разных элементов-примесей.

В общем виде подобная связь между гранулометрией и содержанием малых элементов на примере современных осадков эпиконтинентальных морей (Черное,

$n \cdot 10^{-4} \%$								Тип породы	
Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr		
<3	5	<3	<3	<3	<0,5	<0,5	62	Мелкозернистые (среднезернистые) кварц-глауконитовые или кварц-дистеновые пески и песчаники	
<3	<5	<3	<3	<3	<0,5	<0,5	135		
<3	5	<3	<3	<3	<0,5	<0,5	62		
5	5	<3	9	34	<0,5	<0,5	484		
4	10	<3	<3	4	<0,5	<0,6	511		
<3	6	<3	5	<3	<0,5	<0,5	69		
4	5	<3	<3	<3	<0,5	<0,5	263		
3	6	<3	3	7	<0,5	<0,5	227		
20	5	30	18	<3	2,1	<0,5	263		Алевритовые кварц-глауконит-полевощпатовые, кварц-глауконит-дистеновые или кварц-глауконит-мусковитовые пески и песчаники
8	5	4	6	<3	<0,5	<0,5	134		
<10	<15	<5	<10	<10	<1	<1,5	231		
8	10	6	6	4	<0,5	<0,5	511		
3	5	<3	<3	<3	<0,5	<0,5	97		
6	8	4	8	6	<0,5	<0,5	344		
9	10	5	7	3	<0,5	<0,5	318		
~10	<15	<5	<10	<10	<1,0	<1,5	562		
9	7	7	7	4	0,5	<0,5	308		
16	5	12	18	10	1,4	0,6	346	Песчано-глинистый кварц-глауконит-полевощпат-слюдистый алевролит	
30	13	14	16	6	2,5	0,5	290		
12	10	11	24	8	1,0	<0,5	311		
15	35	13	36	17	1,3	<1,5	194		
15	14	16	32	15	1,2	0,6	359		
18	15	13	25	11	1,5	0,6	300		

Каспийское и др.), древних нефтеносных отложений Второго Баку и палеозойских отложений угленосных бассейнов СССР (Донбасс, Кузбасс, Караганда) была давно уже установлена Н.М. Страховым и его сотрудниками [Страхов и др., 1955, 1959]. Однако в нашем варианте обращает на себя внимание также удивительное обеднение химическими элементами наиболее грубозернистых разностей. Так, например, в песках Черного моря, по материалам Н.М. Страхова [1960], в среднем на натуральный осадок были установлены следующие содержания: Fe — 2,72; Mn — 0,06; P — 0,043; V — $47 \cdot 10^{-4}$; Cr — $35 \cdot 10^{-4}$; Ni — $33 \cdot 10^{-4}$; Co — $8 \cdot 10^{-4}$; Cu — $20 \cdot 10^{-4}$ %.

Сравнивая приведенные цифры с количеством тех же элементов в мелкозернистых (среднезернистых) песчаниках (см. табл. 21), можно прийти к выводу, что относительное обеднение миоценовых песков элементами-примесями может иметь и несколько другое объяснение.

Действительно, постепенное увеличение олигомиктовости по направлению от глин к песчаникам, теоретически говоря, должно создавать эффект "разбавления" глинистой составляющей чистым мономинеральным кварцем. Поскольку последний в наиболее песчаных восточных разрезах чаще всего представлен трещиноватыми разностями, лишенными примесей [Гмид, 1952], то его накопление должно обязательно сопровождаться падением содержания большинства химических элементов, заметно обогащаящих глинистое вещество.

Итак, мы приходим к очень важному выводу: так же как в глинистых толщах среднемиоценового возраста карбонатное вещество "разбавляет" содержание большинства химических элементов в направлении от моря к берегу, так и в песчано-алевролитовых толщах накопление чистого кварцевого материала в наиболее удаленных от берега частях профиля "разбавляет" содержание разных химических элементов. При этом в отличие от карбонатов кварцевый "разбавитель" поступал в исследуемую часть палеоводоёма с северо-востока под действием подводных течений.

При рассмотрении табл. 21 видно, что подавляющее большинство химических элементов в отдельных пробах песчано-алевролитовых пород распределено довольно равномерно; исключение составляют $S_{орг}$, $CaCO_3$ и Fe, содержание которых колеблется в очень широких пределах. Выше мы уже отмечали, что колебания в количестве $S_{орг}$ отражают вторичные перемещения в песчаниках и алевролитах неф-

Таблица 22

Средние арифметические содержания химических элементов в песчано-алевролитовых породах профиля

Тип породы	Количество проб	%					
		Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CaCO ₃
Мелкозернистые кварц-глауконитовые или кварц-дистеновые пески и песчаники	32	0,5	0,02	0,11	0,002	0,1	0,68
Алевритовые кварц-глауконит-полевошпатовые, кварц-глауконит-дистеновые или кварц-глауконит-мусковитовые пески и песчаники	33	1,04	0,02	0,2	0,01	0,02	1,73
Песчано-глинистый кварц-глауконит-полевошпат-слюдистый алевролит	22	2,35	0,03	0,32	0,03	0,23	3,23

Таблица 23

Стандартные отклонения (s) химических элементов в процентах от среднего арифметического в песчано-алевролитовых породах профиля

Тип породы	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CaCO ₃	V
Мелкозернистые кварц-глауконитовые или кварц-дистеновые пески и песчаники	42	132	52	215	376	354	89
Алевритовые кварц-глауконит-полевошпатовые, кварц-глауконит-дистеновые или кварц-глауконит-мусковитовые пески и песчаники	70	141	35	137	383	364	48
Песчано-глинистый кварц-глауконит-полевошпатово-слюдистый алевролит	37	82	23	80	189	221	26

тяных битумоидов и что резкие изменения в содержании карбонатов чаще всего обусловлены диагенетической и неравномерной цементацией кварцевых песков.

Здесь следует также отметить, что неравномерность в распределении Fe_{вал} объясняется более сложными причинами. С одной стороны, оно связано с формированием диагенетических и катагенетических сульфидных и сидеритовых стяжений за счет поступления железа, CaCO₃ и H₂S из вмещающих песчаники глин, с другой — оно обусловлено более поздними вторичными процессами окисления сульфидов в песчаных пластах зоны гипергенеза. Создание сернокислотной среды, бесспорно, должно было благоприятствовать миграции и перемещению гидроокислов железа и широкому развитию гипергенного ожелезнения в приповерхностных частях песчаных обнажений. Все вместе это и создавало чрезвычайно пеструю картину распределения железа в песчано-алевролитовых толщах.

Общая схема поведения различных химических элементов в терригенных отложениях профиля подтверждается и на более широком и представительном материале (табл. 22).

При расчете среднеарифметических содержаний в разных типах песчано-алевролитовых пород исследуемого профиля мы попытались также определить величины стандартных отклонений по формуле, приведенной на стр. 97 (табл. 23). Если данные, обобщенные в табл. 23, сопоставить с данными табл. 17, то легко увидеть, что для подавляющего большинства химических элементов величина s непрерывно

$n \cdot 10^{-4} \%$										
V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr	
9	40	3	4	2	3	3	0,4	0,5	218	
34	103	9	7	5	8	5	0,7	0,5	430	
84	104	16	12	12	22	9	1,1	0,7	399	

Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
73	45	37	20	60	58	29	137	71
43	51	62	99	72	124	107	94	45
42	30	54	33	31	29	46	46	44

возрастает при переходе от глин к алевритам и далее к песчаникам. Исключение из этого правила составляют Pb, Ga, Ni и Co, стандартные отклонения которых в серых глинах избыточно велики. В целом же подмеченная закономерность означает, что разброс получаемых значений в осадках, отличающихся большими размерами M_d , для всех элементов увеличивается. Это можно связать также с усилением роли гидродинамического фактора в формировании более грубозернистых отложений.

Необходимо, однако, отметить, что при сравнении дисперсии значений в алевритовых и средне-мелкозернистых песчаниках для одной группы химических элементов подмеченная выше тенденция сохраняется, и величина s в грубозернистых породах относительно возрастает (T, P, V, Cr, Mo, Zr). В другой группе элементов, включающей Fe, Mn, $C_{орг}$, $CaCO_3$, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Ge, величина s заметно уменьшается именно в наиболее грубозернистых терригенных образованиях, что создает явное отклонение от правила. Причина такого разделения элементов на разные группы заключается, по всей вероятности, в том, что увеличение олигомиктовости, т.е. "разбавление" кварцем материала среднезернистых песчаников по сравнению с алевритовыми разностями, уменьшает и среднее содержание и величину дисперсии тех химических элементов, которые не связаны с грубообломочным материалом. Наоборот, те элементы, которые хотя бы частично связаны с песчаными фракциями, характеризуются увеличением величин стандартного отклонения в более грубозер-

нистых терригенных породах. Кроме того, не вызывает сомнения, что величина дисперсии некоторых химических элементов и соединений (например Fe, C_{org} , $CaCO_3$ и др.) определяется также интенсивностью их диагенетической миграции и концентрации. Нельзя также не видеть, что рассчитанные величины в некоторых случаях являются суммарным итогом всего многостадийного развития осадков и пород.

КАРБОНАТНЫЕ И КАРБОНАТНО-ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные конкреции и мергели

Карбонатные и карбонатно-глинистые породы количественно заметно уступают в разрезах терригенно-глинистым образованиям. Их суммарная мощность составляет 1,5–2,3% от общей мощности миоценовых отложений.

Среди карбонатных пород часто встречаются пласты, линзовидные прослои и линзы мергелей, мощность которых достигает 1–40 см. Другая разновидность – карбонатные конкреции шарообразной или линзовидной формы, широко распространенные в толщах глин. Они были детально изучены Ю.О. Гавриловым [1977–1979].

Микроскопические исследования показали, что и те и другие разновидности карбонатных пород чаще всего сложены пелитоморфным карбонатным материалом. По преобладающему компоненту среди них выделяются кальцитовые, сидеритовые, доломитовые, магнезитовые и кальцит-сидеритовые разновидности.

Главные минералы, слагающие карбонатные пласты, – кальцит, сидерит и доломит. Ю.О. Гаврилов [1978] обнаружил среди железистых карбонатов сидероплезит и пистомезит. В отличие от Л.П. Гмид он не установил среди изученных им проб мезитита.

В табл. 24 показаны результаты изучения химического состава карбонатных конкреций профиля. Для удобства подсчетов все исследованные пробы были разбиты на четыре группы. В составе первой преобладает CaO, второй – FeO, третьей – CaO и MgO и, наконец, четвертой – FeO и MgO. Всего было изучено 147 образцов. Очевидно, что соотношение между нерастворимыми остатками и карбонатными минералами в конкрециях варьирует очень широко. Содержание нерастворимого

Таблица 24
Результаты анализа карбонатных конкреций

Разрез по реке	Количество образцов	Минеральный нерастворимый остаток (МНО)	Al_2O_3	Fe_2O_3
С преобладанием CaO				
Урух	4	24,54	0,73	1,29
Суадаг-Дон	6	24,33	0,20	3,53
Кодахджин	4	18,71	Нет	3,44
Фортанга	17	14,58	0,40	1,94
Элистанжи	14	8,77	0,36	3
Ярык-су	4	8,54	Нет	1,63
С преобладанием FeO				
Суадаг-Дон	2	9,41	0,44	0,5
Кодахджин	2	26,44	0,15	0,24
Фортанга	7	26,78	0,71	1,96
Элистанжи	12	27,81	1,49	1,05
Ярык-су	2	16,91	0,55	1,02
Сулак	2	13,01	0,28	Нет
С преобладанием CaO и MgO				
Урух	1	10,76	1,42	
Суадаг-Дон	3	19,46	Нет	5,51
Кодахджин	1	20,51	"	2,84
Фортанга	13	19,01	0,22	2,09
Элистанжи	12	18,85	0,37	2,84
Ярык-су	3	30,13	0,70	2,04
С преобладанием FeO и MgO				
Фортанга	15	14,73	0,55	1,87
Элистанжи	20	20,29	1,32	1,45
Ярык-су	3	25,64	0,58	1,18

остатка в конкрециях различных групп колеблется от 8,54 до 30,13%, а содержание суммы карбонатов меняется обратно.

В предыдущих разделах работы мы уже касались причин, определяющих указанные выше соотношения. Было показано, что в конкрециях весьма широко осуществляется процесс карбонатного метасоматоза, в результате которого обломочный и глинистый материал корродируется или непосредственно замещается карбонатами, что хорошо видно при микроскопическом исследовании образцов.

Естественно думать, что в том случае, если бы процесс конкрециеобразования протекал главным образом путем механического заполнения пор осадка карбонатными минералами, то содержание нерастворимого остатка в различных конкрециях профиля оставалось бы относительно стабильным, отражая лишь степень диагенетического уплотнения материала. Более того, в соответствии с данными Ю.О. Гаврилова [1978] максимальное содержание нерастворимого остатка должно было бы отличать сидеритовые конкреции, сформированные, по-видимому, на самых поздних этапах диагенетического уплотнения. Если учесть, что коэффициенты уплотнения сидеритовых конкреций в 2–2,5 раза уступают тем же коэффициентам, рассчитанным для кальцитовых конкреций, то следует ожидать, что и количество нерастворимого остатка в сидеритовых стяжениях должно в 2–2,5 раза превышать накопление остатка в кальцитовых образованиях.

Как это видно из данных табл. 24, этого не происходит, а содержание нерастворимого остатка в конкрециях первой группы [8,54–24,54%] примерно равно его содержанию в конкрециях второй группы [9,41–27,81%]. Это обстоятельство заставляет думать, что одновременно с уплотнением вмещающих илов осуществлялся процесс их замещения. При этом диагенетическое уплотнение илов, на фоне которого происходили процессы формирования стяжений было в основном направлено на увеличение количества нерастворимого остатка внутри конкреционных образований, тогда как метасоматоз "работал" в сторону его уменьшения, а равнодействующая обоих явлений привела к стабилизации содержаний нерастворимого остатка в конкреционных образованиях.

Интенсивность процессов карбонатного метасоматоза, теоретически говоря, должна быть связана с количеством органического вещества в исходном пласте осадка, а эта величина, в свою очередь, будет отражаться на составе $C_{орг}$, заключен-

	FeO	CaO	MgO	MnO	CO ₂	C _{орг}
С преобладанием CaO						
	1,04	33,89	3,17	0,21	30,23	0,17
	1,79	31,54	3,58	0,12	28,03	0,8
	2,4	31,83	5,42	0,14	31,08	0,78
	3,82	31,64	6,8	0,26	33,53	0,51
	3,19	36,17	6,41	0,1	36,26	0,68
	3,5С	34,99	7,21	0,09	36,54	0,89
С преобладанием FeO						
	34,64	8,01	7,21	0,32	33,50	0,52
	24,36	5,18	8,32	0,18	26,08	0,36
	23,63	4,23	9,25	0,18	25,77	0,5
	24,02	4,5	8,10	0,2	25,43	0,47
	32,03	3,74	8,84	0,57	30,65	0,25
	33,02	3,62	6,49	0,14	30,85	0,27
С преобладанием CaO и MgO						
	0,72	29,19	15,81	He опр.	39,7	0,14
	1,79	23,14	13,68	0,1	33,22	0,1
	2,72	22,92	14,73	0,14	33,9	0,24
	2,8	23,57	13,31	0,12	34,47	0,33
	4,23	23,34	12,19	0,09	32,31	0,22
	3,59	19,15	11,11	0,06	28,38	0,03
С преобладанием FeO и MgO						
	22,75	6,03	14,41	0,33	33,32	0,54
	22,88	5,38	11,91	0,16	29,93	0,19
	21,32	5,30	11,67	0,13	28,6	0,26

Таблица 25
 Результаты карбонатного анализа прослоев и линз мергелей

Разрез по реке	Количество образцов	Минеральный нерастворимый остаток (МНО)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
С преобладанием СаО				
Урух	6	18,49	0,87	1,16
Суадаг-Дон	5	27,65	0,60	3,98
Фортанга	2	31,34	0,35	1,68
Малая Рошня	1	12,33	1,09	1,43
Элистанжи	4	24,81	1,07	2,08
Ярык-су	2	13,34	0,03	3,32
Сулак	1	4,28	0,11	0,29
С преобладанием FeO				
Фортанга	1	11,52	Нет	3,37
Элистанжи	5	36,58	1,83	0,07
С преобладанием СаО и MgO				
Урух	2	11,75	1,06	0,55
Суадаг-Дон	1	17,44	Нет	3,72
Фортанга	3	12,97	"	2,56
Элистанжи	3	13,28	"	3,17
Ярык-су	1	14,86	0,54	1,79
С преобладанием FeO и MgO				
Фортанга	1	18,59	0,87	2,35
Элистанжи	7	32,1	1,55	0,7
Ярык-су	1	12,62	Нет	1,73

ного внутри стяжений. Как это следует из данных табл. 24, почти во всех группах конкреций между количеством нерастворимого остатка и $C_{орг}$ наблюдается обратная связь: увеличение содержаний органического углерода чаще всего сопровождается падением содержания нерастворимого остатка. Это означает, по-видимому, что и в нашем случае наиболее полно явления метасоматического замещения осуществлялись в пластах осадков, существенно обогащенных органическим веществом.

Любопытно при этом поведение СаО, MgO и FeO. Что касается первых двух компонентов, то оно довольно определено. По мере развития процессов метасоматоза в этом процессе все большую роль наряду с кальцием играет магний. Иначе говоря, на фоне довольно стабильного содержания СаО по мере усиления процессов диагенетического замещения ила содержания MgO растут весьма интенсивно: для первой группы конкреций более чем в 2 раза, для третьей — в 1,5, для второй и четвертой — на 1,5–2%.

Таким образом, магнизиальность карбонатов, участвующих в процессах метасоматического замещения ила, возрастает симбатно с усилением интенсивности процессор метасоматоза.

Менее отчетливо в процессы замещения вовлекается FeO. Судя по данным табл. 24, в конкрециях первой и четвертой групп закисное железо является аналогом магния и ведет себя сходно. Его содержания возрастают параллельно увеличению остаточной органики ($C_{орг}$). Однако эта зависимость совсем не проявляется себя в конкрециях третьей и второй групп, причем в последнем случае соотношения между Fe и $C_{орг}$ особенно сложны. Возможно, что на поведении закисного железа, кроме его геохимических особенностей, сказывается дефицит органического вещества в исходных илах. Действительно, количество $C_{орг}$ в конкрециях второй и третьей групп относительно понижено.

В табл. 25 приведены результаты изучения химического состава прослоев и линз мергелей. Исследуемые породы, так же как и в предыдущем случае, разбиты на четыре группы; для построения табл. 25 использовано 46 карбонатных анализов. Очевидно, что в целом здесь наблюдается весьма сходная картина, хотя типичные для карбонатных конкреций закономерности в мергельных прослоях и линзах выражены менее четко.

Так же как и в случае карбонатных конкреций, в пластах и линзах мергелей хорошо проявлен карбонатный метасоматоз. Его можно наблюдать в прозрачных шлифах, но он подтверждается также стабильным содержанием нерастворимого остатка в

FeO	CaO	MgO	MnO	CO ₂	C _{орг}
С преобладанием CaO					
1,75	36,5	2,38	0,31	32,08	0,14
2,83	29,7	2,84	0,2	27,16	0,41
6,96	19,12	7,53	0,17	25,85	0,47
9,63	26,37	8,05	0,35	33,65	0,24
4,62	26,41	6,20	0,25	28,74	0,69
6,58	26,24	10,76	0,14	35,08	0,31
3,88	34,65	10,91	0,14	41,75	0,2
С преобладанием FeO					
32,62	6,5	7,39	0,49	31,55	0,68
19,67	4,36	8,56	0,12	23,17	0,34
С преобладанием CaO и MgO					
0,94	27,61	15,29	0,08	38,5	0,24
2,02	23,36	14,6	0,14	33,6	0,14
5,74	25,5	11,99	0,14	35,57	0,54
3,43	26,34	13,42	0,08	36,83	0,45
6,65	23,45	12,15	0,14	33,9	0,24
С преобладанием FeO и MgO					
23,15	6,27	11,95	0,14	30,1	0,81
19,52	4,69	9,87	0,08	23,67	0,34
28,34	2,95	15,21	0,14	35,45	0,45

образцах четырех выделенных групп пород (4,28–31,34; 11,52–36,58; 11,75–17,44; 12,62–32,10%).

Из данных табл. 25 в отличие от табл. 24 также заметна менее очевидная связь метасоматических явлений с содержанием C_{орг}, хотя обратная зависимость между поведением MgO и нерастворимого остатка выражена довольно определенно.

В целом сходство между таблицами 24 и 25 позволяет считать, что в формировании пластов и линз карбонатных пород среднего миоцена большую роль играли диагенетические явления. При этом необходимо отметить, что имеется ряд геологических данных, однозначно указывающих на седиментационную природу карбонатных пластов.

Так, например, еще в работах Н.Б. Вассоевича [1958] подчеркивалось, что именно пласты мергелей в отличие от песчаников и глин имеют наибольшее стратиграфическое значение и могут быть использованы в качестве надежных реперов, позволяющих сопоставлять между собой разрезы Черных гор и Дагестана. Если вспомнить, что диагенетические накопления часто располагаются в смежных разрезах глин на разных стратиграфических уровнях, то можно считать, что подобное поведение свидетельствует скорее о седиментационной природе выдержанных прослоев.

В предыдущих главах было показано, что некоторые пласты мергелей (например, *i-i*, π и др.) распространяются на площади конседиментационных впадин в полном соответствии с их конфигурацией. Эта особенность распределения пластов лучше всего объясняется с позиции их седиментационного генезиса.

При рассмотрении генезиса "конгломератовидного" мергеля β было показано, что его формирование началось с размыва и переотложения водорослевых известняков, образывавших биогермные постройки вблизи от кавказского берега миоценового моря.

Все эти факты хорошо гармонируют с распределением карбонатных конкреций, а также пластов и линз на изученном нами профиле. Специально проведенные расчеты показали, что, как правило, в любом из изученных разрезов суммарная мощность карбонатных прослоев и линз мергелей почти на порядок превышает суммарную мощность карбонатных конкреций. Если распределение карбонатных конкреций в разрезах чокрака и карагана никак не связано с поведением рассеянных карбонатов, а определяется главным образом поведением органического вещества, то залегание пластов и линз мергелей в меньшей степени зависит от содержания C_{орг} в породах,

Т а б л и ц а 26
Содержания химических элементов в образцах карбонатных пород на натуральную породу
в пересчете на бескарбонатное вещество из разреза по р. Буйволиная

№ обр.	%							CaCO ₃ + + FeCO ₃ + + MnCO ₃
	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}			
3050/а, конкреция	15,07	0,61	0,18	0,76	0,13	0,87	3,65	76,16
3055/а, конкреция	2,79	0,66	0,13	0,6	0,28	Нет		78,51
С р е д н е е	8,93	0,64	0,16	0,68	0,21	0,44	1,83	77,34
3030, мергель	6,14	0,09	0,33	0,55	0,24	1,55	2,6	40,42
3051, мергель	18,48	0,65	0,17	0,75	0,07	0,19	0,84	77,27
3070/б, мергель	2,23	0,33	0,08	0,81	0,13	0,33	3,33	90,09
3093, мергель	4,02	0,11	0,18	0,67	0,07	0,27	1,01	73,24
С р е д н е е	7,72	0,3	0,19	0,7	0,13	0,59	1,95	70,26

П р и м е ч а н и е. Цифры в пересчете на бескарбонатное вещество приводятся в правой части таблицы для Ti, C_{орг} и других элементов.

Т а б л и ц а 26 (окончание)

№ обр.	$n \cdot 10^{-4}\%$									
	Ni		Co		Ge		Mo		Zr	
3050/а, конкреция	~ 10	42	<10	<42	<1	<4,2	<1,5<6,3		48	201
3055/а, конкреция	<10	<47	<10	<47	<1	<4,7	<1,5<7		36	168
С р е д н е е	<10	<47	<10	<47	<1	<4,7	<1,5<7		42	185
3030, мергель	28	47	12	20	1	1,7	3,9 6,5		115	193
3051, мергель	<10	<44	<10	<44	<1,5	<6,6	<1,5<6,6		39	172
3070/б, мергель	11	111	<10	<101	<1	<10,1	<1,5<15,1		46	464
3093, мергель	14	52	<10	<37	<1	<3,7	<1,5<5,6		76	284
С р е д н е е	<15	<63	<10	<50	<1,1	<5,5	<2,1<8,4		69	278

а их количество и мощность обычно сопряжены с поведением рассеянных в глинах карбонатов.

Действительно, суммарные мощности пластов и линз мергелей значительно выше в караганских, чем в чокракских отложениях. Между тем по среднему содержанию C_{орг} эти толщи на профиле мало отличаются друг от друга [Холодов, Недумов, 1979]. Зато они заметно различны по содержанию рассеянных карбонатов, средние количества которых всегда несколько выше в карагане. Можно предполагать, что это обстоятельство обусловлено усиленным поступлением карбонатного материала в караганский палеоводоем.

Любопытно также, что относительное количество и мощность прослоев мергелей в разрезах среднего миоцена возрастают с востока на запад, причем особенно ярко эта закономерность выражена в карагане. Подсчеты, основанные на достаточно представительном материале [Холодов, Недумов, 1979], показали, что средние содержания C_{орг} в глинистых частях разрезов увеличиваются в направлении с запада на восток, тогда как средние содержания рассеянных в глинах карбонатов растут в противоположном направлении. Очевидно, что и в данном случае сильнее проявилась седиментационная природа прослоев мергелей.

$n \cdot 10^{-4}\%$										
V		Cr		Pb		Cu		Ga		
28	117	20	84	<10	<42	<20	<84	<5	<21	
18	84	16	74	<10	<47	<20	<93	<5	<23	
23	101	18	79	<10	<47	<20	<93	<5	<23	
81	136	38	64	17	29	22	37	7	12	
43	189	20	88	<10	<44	<40	<176	<5	<22	
20	202	12	121	<10	<101	<20	<202	<5	<50	
34	127	22	82	<10	<37	<20	<75	<5	<19	
45	164	23	89	<11	<52	<25	<121	<5	<25	

Сказанное позволяет думать, что главное отличие между карбонатными конкрециями и пластообразными карбонатами заключается в том, что первые представляют типичные диагенетические образования, возникшие на разных этапах уплотнения илов при непосредственном влиянии разлагающегося органического вещества, тогда как вторые являются многостадийными образованиями. Их формирование началось еще на стадии седиментации, когда на дне палеоводоёма отлагались прослой карбонатных илов, содержащих биогенные и, возможно, даже хемогенные карбонаты, и продолжалось на стадии диагенеза, когда благодаря процессам перераспределения карбонатов и метасоматоза первично рыхлые отложения-затравки оказались частично переработанными, надстроенными и уплотненными.

Рассмотренный выше сложный генезис мергельных прослоев и линз хорошо объясняет многие противоречивые особенности их строения, залегания и химического состава.

Геохимические особенности карбонатных пород

Состав элементов-примесей в карбонатных породах (конкрециях и мергелях) был изучен лишь в шести образцах, отобранных в районе р. Буйволиная. На основе этих довольно ограниченных данных была составлена табл. 26 с результатами пересчета тех же анализов на бескарбонатное вещество. При рассмотрении табл. 26 прежде всего обращает на себя внимание, что содержания большинства элементов в конкрециях и мергелях довольно устойчивы; исключение составляет поведение Fe и Mn. Как было показано ранее, эти элементы обычно принимают активное участие в процессах конкрециеобразования и карбонатного метасоматоза, причем очень часто входят в состав сидеритов (мангано-сидеритов), магнизиальных кальцитов и других карбонатов.

Поскольку железо и марганец являются породообразующими элементами, их следует рассматривать отдельно от элементов-примесей. Кроме того, необходимо учесть, что цифры, характеризующие поведение этих элементов в пластах мергелей и в конкрециях, сильно варьируют и поэтому среднеарифметические количества не могут считаться надежными. Что касается остальных элементов-примесей, то их распределение довольно стабильно, причем различия содержаний в конкрециях и пластах мергелей в большинстве случаев ничтожны, только фосфор и цирконий (см. табл. 26) отличаются по своим средним значениям, причем фосфор относительно накапливается в карбонатных конкрециях, а цирконий в мергелях.

При пересчете на бескарбонатное вещество (см. табл. 26) средние содержания почти всех элементов-примесей возрастают в 4–5 раз и еще больше сближаются между собой.

**ТИПЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЙОНА**

Общеизвестно, что в ряде работ Н.М. Страхова [1941, 1947, 1950, 1968; Страхов и др., 1955, 1959] был разработан метод идеального геохимического профиля, позволяющий оценить поведение рассеянных химических элементов в основных петрографических типах пород, представляющих осадки палеоводоема от берега до пелагиали. В результате, оставляя в стороне ряд усложняющих деталей, оказалось возможным не только выделить главные типы распределения химических элементов в ряду песчаники — алевролиты — глины (аргиллиты) — мергели — известняки, но и связать их с типом выветривания на прилегающих водосборах. Было показано, что интенсивность химического выветривания на водосборных площадях и в современных и в древних отложениях непосредственно отражается на поведении химических элементов в конечных водоемах стока. Чем интенсивнее разложен осадочный материал, тем большую роль в миграции элементов играют истинные растворы, тем в более глубоководные зоны сдвигаются максимумы их накопления и тем более согласованными между собой оказываются кривые распределения разных химических элементов на профиле. Наиболее интенсивному разложению пород на суше отвечает у п о р я д о ч е н н ы й тип распределения химических элементов в водоеме, наиболее слабому — п е с т р ы й. Оба главных типа распределения элементов осложняются многочисленными модификациями.

Следует здесь же отметить, что метод идеального геохимического профиля дает лишь общую статистическую картину геохимического процесса. Действительно, в палеоводоемах, в которых интегрировалось влияние нескольких областей питания, да еще расположенных в разных климатических зонах, такой анализ позволяет оценить лишь суммарный эффект их воздействия на осадок. Все осложняется еще и тем, что длительность и интенсивность сортировки материала на водосборах, а также в самом палеоводоеме, часто обусловленная особенностями тектонического режима, наряду с выветриванием в областях сноса оказывает сильное влияние на формирование типов распределения элементов на профиле [Страхов, 1960]. Более того, составляя идеальный ряд петрографических типов пород в древних осадочных толщах мы обычно существенно упрощаем схему осадкообразования в палеоводоеме, невольно игнорируя литологические изменения во времени и произвольно подменяя их фашиальными.

Наконец, большое влияние на поведение химических элементов в разных типах пород могут оказать разнообразные поздние процессы, такие, например, как катагенез или выветривание. Это особенно возможно в тех районах, где образцы типов пород отбирались на обнажениях.

Сознавая всю условность рассмотренных построений, мы все же попытались установить общие закономерности распределения химических элементов в ряду пород: песчаники — алевролиты — глины — мергели. С этой целью нами были ис-

Т а б л и ц а 27
Распределение элементов в среднемиоценовых породах Восточного Предкавказья

Тип породы	%						V
	Fe	Mn	Ti	P	Сорг.	CaCO ₃	
А — на натуральную породу							
Пески	0,77	0,02	0,15	0,006	0,06	1,20	22
Алевролиты	2,35	0,03	0,32	0,03	0,23	3,23	84
Глины	4,45	0,09	0,42	0,07	1,41	8,53	142
Мергели	—	—	0,19	0,13	0,59	70,26	45
Б — на бескарбонатную породу							
Пески	0,77	0,02	0,15	0,006	0,06	—	22
Алевролиты	2,42	0,03	0,32	0,03	0,23	—	87
Глины	4,86	0,09	0,46	0,07	1,5	—	155
Мергели	—	—	0,70	0,43	1,95	—	164
В — относительные концентрации на бескарбонатную породу							
Пески	1	1	1	1	1	1	1
Алевролиты	3,14	1,5	2,13	5,0	3,84	—	3,95
Глины	6,31	4,5	3,06	11,67	25	—	7,05
Мергели	—	—	4,67	71,67	32,5	—	7,45

пользованы многочисленные анализы, приведенные в предыдущих разделах данной главы. Они сведены в табл. 27, по данным которой построены графики, изображенные на фиг. 28. При анализе графиков видно, что в данном случае мы имеем дело с упорядоченным типом распределения химических элементов. В расчете на натуральную породу (фиг. 28, А) содержания большинства элементов явно понижены в песках и песчаниках, но заметно растут к алевролитам и особенно к глинам. В мергелях они снова уменьшаются, и единственное исключение в этом отношении составляет фосфор.

Обращает на себя внимание удивительно согласованное поведение различных химических элементов, даже сильно отличающихся между собой по геохимическим свойствам.

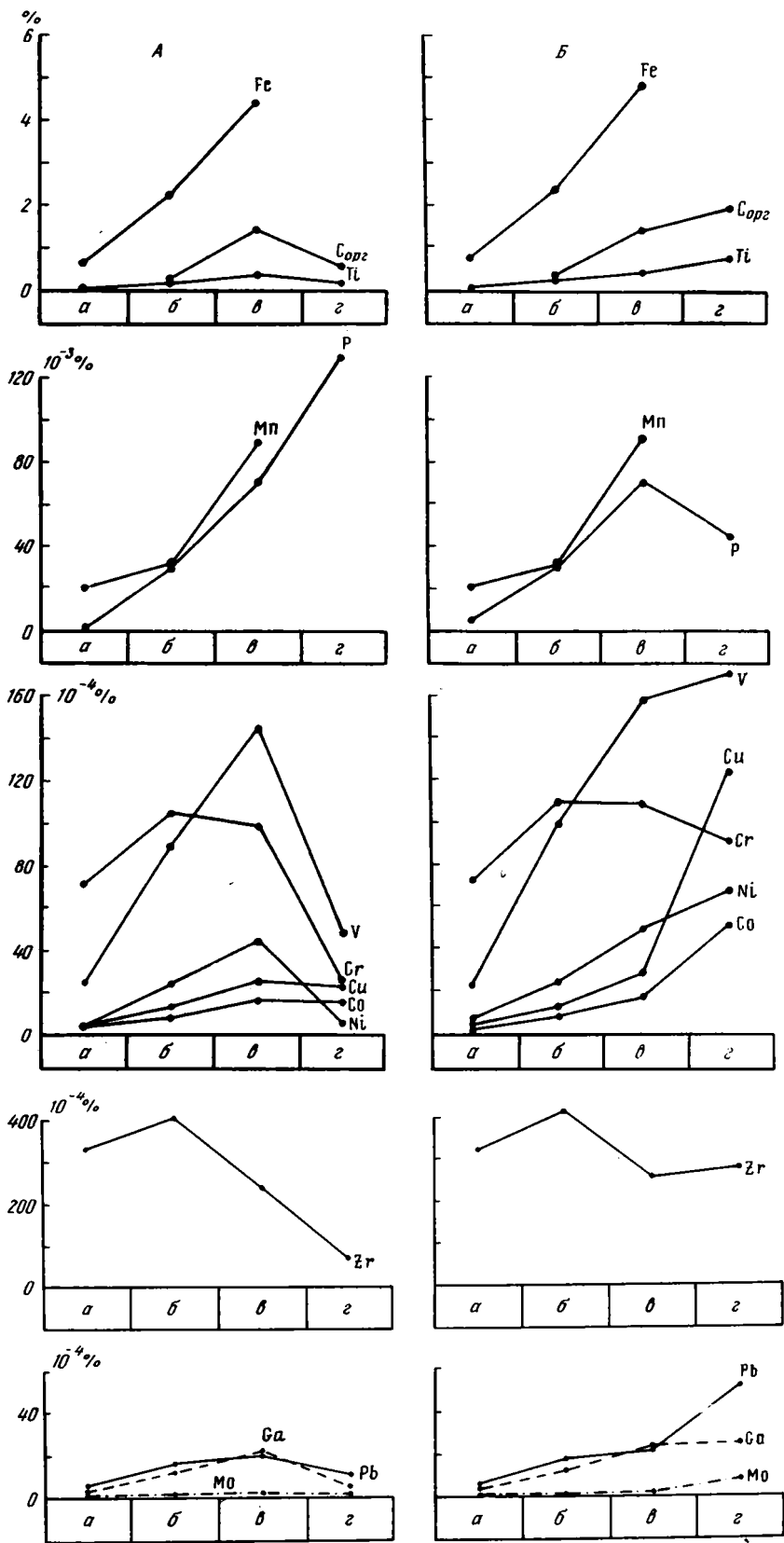
При пересчете на бескарбонатное вещество (фиг. 28,Б), освободившись от разбавляющего влияния карбонатов, мы получаем несколько иную картину. Содержание подавляющего большинства элементов, за исключением Zr, Cr и P, неуклонно возрастает в ряду пород от песков к мергелям (см. фиг. 28).

Намечается довольно крупный пелагический сдвиг масс элементов в сторону глин и мергелей, т.е. в сторону наиболее глубоководных отложений. Чтобы оценить его величину, содержания всех изученных химических элементов были сначала пересчитаны на бескарбонатное вещество и затем отнесены к их количеству в песчаниках (табл. 27). По полученным цифрам построена диаграмма (фиг. 28, В), на которой в с е л е м е н т ы (за исключением циркония и хрома) *однообразно показывают увеличение относительных содержаний от песчаников к мергелям.* При этом максимальное увеличение относительных концентраций отмечено для P и $C_{орг}$, меньшее — для Cu, Mo, Ni, Co, Ge, Pb и минимальное — для Fe, V, Ga, Ti, Cr, Zr. Как мы увидим ниже, четкое деление элементов на две главные группы — гидролизаты и халькофилы — вообще типично для геохимии пород исследуемого профиля. Здесь же для нас важно отметить, что характер распределения химических элементов в нашем случае ближе всего к модификации с резким пелагическим сдвигом упорядоченного типа.

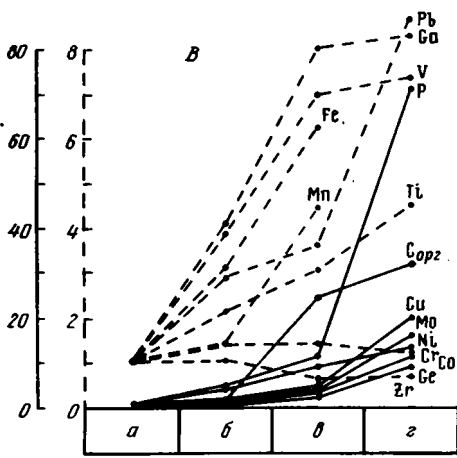
В соответствии с представлениями Н.М. Страхова [1960] подобные закономерности наиболее типичны для всех областей, где особенно резко проявилось химическое выветривание на водосборах (франские отложения Второго Баку, нижневизейские толщи Московской синеклизы и др.). Петрографически это отразилось в преобладании олигомиктового кварцевого состава среди песчаников, накоплении относительно небольших мощностей осадков и повышенной сортировке терригенных образований.

Однако, объясняя причины, вызывающие особенно сильный занос химических элементов в пелагические части нижневизейского палеобассейна, Н.М. Страхов [1960] наряду с усиленной химической денудацией суши отличал, что "водосборная площадь в сталиногорско-тульское время обладала уже мощной наземной растительностью, фомировавшей обширные торфяники. Поэтому речные воды в сталино-

$n \cdot 10^{-4}\%$									
	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
А — на натуральную породу									
	71	6	6	3	5	4	0,6	0,5	324
	104	16	12	12	22	9	1,1	0,7	399
	98	20	25	22	44	15	1,3	1,7	235
	23	<11	<25	<5	<15	<10	<1,1	<2,1	69
Б — на бескарбонатную породу									
	71	6	6	3	5	4	0,6	0,5	324
	107	18	12	12	23	9	1,1	0,7	411
	106	22	27	24	48	16,4	1,4	1,9	256
	89	<52	<121	<25	<63	<50	<5,5	<8,4	278
В — относительные концентрации на бескарбонатную породу									
	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	1,50	3	2	4	4,6	2,25	1,83	1,4	1,26
	1,49	3,67	4,5	8	9,3	4,1	2,34	3,8	0,79
	1,25	<8,67	<20,17	<8,34	<12,6	<12,5	<9,16	<16,8	0,85



Фиг. 28



Фиг. 28 (окончание)

Фиг. 28. Распределение химических элементов в отложениях среднего миоцена

А — на натуральную породу; Б — на бескарбонатное вещество; В — в условных единицах
а — пески; б — алеволиты; в — глины; г — мергели

горско-тульское время были, вероятно, гораздо богаче растворенной гумусовой органикой, чем речные воды раннефранкской эпохи. А так как гумусовые вещества, как известно . . . благоприятствуют переносу многих соединений (Fe, Fп, Cu и др.) в растворенном состоянии, то можно полагать, что ранневизейская эпоха была даже более благоприятна для миграций многих элементов в форме растворов, чем эпоха "раннефранкская" [с. 121].

Таким образом, дополнительным, но очень важным условием для возникновения пелагического сдвига Н.М. Страхов [1960] считал широкое развитие лесных гумидных ландшафтов в областях питания древних палеоводоемов.

Рассмотрение палеогеографических особенностей исследуемых среднемиоценовых бассейнов определенно подтверждает выводы Н.М. Страхова [1960].

Действительно, интересующие нас чокракский и караганский палеоводоемы имели две области питания, относительное значение которых не было равноценным. На севере располагалась огромная Восточно-Европейская равнина, которую дренировали мощные реки, впадавшие в среднемиоценовые моря, на юге находился относительно небольшой Кавказский остров, также поставлявший в бассейны разнообразный осадочный материал.

Геохимические особенности всего среднемиоценового палеоводоема в целом бесспорно определяли те физико-географические ландшафты, которые господствовали в пределах Восточно-Европейской равнины.

По материалам А.Н. Криштофовича [1933, 1941], А.И. Толмачева [1943], К.К. Маркова [1951] и других исследователей, в третичное время леса были распространены на Восточно-Европейской равнине гораздо шире, чем в настоящее время. Они занимали и территории нынешних степей и значительные пространства в Арктике.

Большинство исследователей считают, что огромные лесные массивы Европы в верхнемеловое время были гораздо более монолитны и однообразны, нежели сейчас. С конца мелового периода (датский век) под влиянием неуклонно развивающихся ксерофитизации и похолодания климата происходит расщепление монолитной лесной флоры на две части: полтавскую вечнозеленую тропическую и тургайскую листопадную.

Полтавская зона была представлена вначале типично тропическими формами растений; здесь преобладали лавры, мирты, пальмы, среди которых встречались гигантские хвойные секвойи, тисс, тропические дубы и папоротники. Позднее к ним все более начинают присоединяться представители более умеренного климата — сережкоцветные деревья с опадающей листвой и хвойные. Так, например, находки богатой ископаемой флоры миоценового возраста в Силезии и Таганроге дали возможность определить массу камышей, грабов, лещину, два вида платана, болотный кипарис, тисс, сосну, ольху, тополь, каштан, дуб, бук, березу, ильм, клен, боярышник и сливу, к которым примешиваются выше упомянутые тропические формы.

Тургайская зона имела все признаки растительности умеренных широт; в ней преобладали дуб, бук, каштан, магнолия, береза, вяз, калина и тополь, с которыми ассоциировались хвойные — секвойя, тисс, гинкго, реже — ель. Среди этих форм известны редкие находки пальмы *Sabal*.

В палеогене граница между листопадной и вечнозеленой растительностью пересекла восточную часть Европы по диагонали от Южной Англии к Башкирии и далее в Северный Казахстан. Иначе говоря, полоса вечнозеленого леса суживалась с удалением от Атлантического океана.

В неогеновое время площади, занятые тургайской флорой, продолжают сокращаться; тропические формы отступают еще дальше на юг, на побережье миоценовых морей.

На рубеже, разделяющем миоцен и плиоцен, в эволюции растительности Восточной Европы произошли два новых крупных события. На юго-востоке началось развитие зоны степей, а на северо-востоке обособилась подзона тайги. По представлениям М.М. Ильина [1948] и К.К. Маркова [1951], ксерофитизация климата в Средней Азии началась еще в меловое время. В палеогене здесь уже преобладали саванны, которые в миоценовое время перерождаются в зону степей, а в верхнем плиоцене в зону пустынь. Начиная с плиоцена формирование лесостепного, а позднее степного ландшафта распространяется на южные районы Восточной Европы, где также возникают степи на местах, ранее покрытых лесом.

Все сказанное заставляет думать, что именно миоценовое время было последним периодом глобального распространения лесов на Русской платформе. Могучая лесная растительность, местами по составу приближающаяся к тропической, сопровождалась, по-видимому, развитием больших заболоченных пространств. Поэтому реки Русской платформы должны были бы поставлять в морские палеоводоемы юга СССР большое количество гумусового растворенного вещества. Под его прикрытием осуществлялась усиленная миграция многих малых элементов в форме растворов.

Более сложная ландшафтная обстановка царила в пределах Кавказского острова. О ней отчасти можно судить по данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного А.Н. Гладковой, С.Р. Самойловичем и В.А. Гроссгеймом и обобщенным Н.Б. Вассоевичем [1958]. В соответствии с их материалами в чокракское время флора юго-восточного Кавказа отличалась большим разнообразием. В составе пыльцы, бесспорно, преобладают реликты рода *Pinus*, по-видимому, значительные площади региона были покрыты сосновым лесом. Широко были развиты также сережкоцветные породы, принадлежащие к тургайской флористической провинции. Здесь обнаружена пыльца ореховых деревьев, бука, дуба, граба, лещины, березы. Особый интерес представляет распространение тропических форм — магнолий, падуба, сумаха, самшита; в болотных низинах встречались заросли плаунов и папоротников. В верхнечокракское время характерно широкое развитие травянистых и кустарниковых растений, особенно маревых (*Chenopodiaceae*). Их присутствие указывает на некоторую аридизацию климата, возможно связанную с усилением климатического влияния среднеазиатских степей.

В целом караганская флора мало отличается от чокракской, хотя в это время в юго-восточных районах Кавказского острова замечено усиление тропического элемента флоры, появление в растительном покрове фисташки и некоторых родов крапивоцветных наряду с широким развитием маревых (*Chenopodiaceae*) кустарников, особенно характерных для областей степей и пустынь. Все это свидетельствует о продолжающейся ксерофитизации климата на восточной стороне острова.

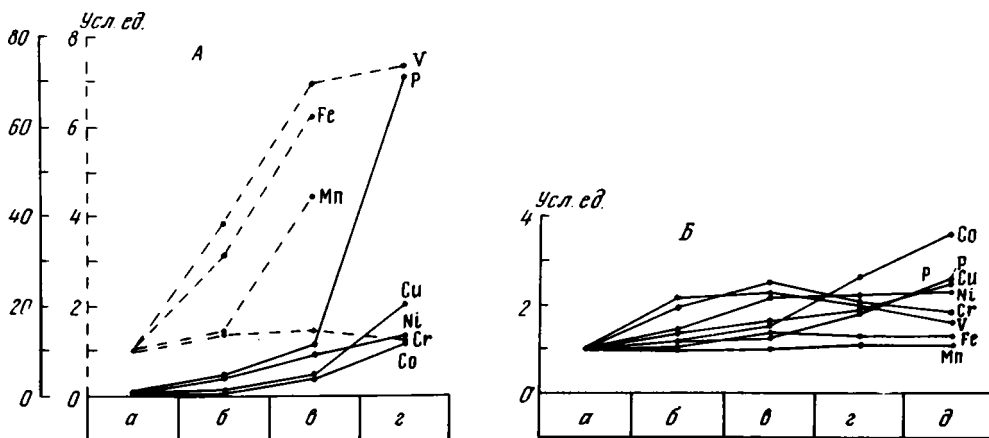
Нельзя не отметить, что и в чокракское и в караганское время для флоры Кавказской суши характерно уже большое разнообразие экологических типов, что, по-видимому, указывает на некоторую расчлененность рельефа, различное количество осадков и разную освещенность участков, породивших формирование разных сообществ [Гладкова, 1950].

Следует, однако, подчеркнуть, что в соответствии с многочисленными геологическими данными [Милановский, 1968; Холодов и др., 1976] общее воздымание Кавказского острова на раннеорогенном этапе олигоцена—среднего миоцена было весьма умеренным, рельеф—низкогорным, само поднятие представляло собой остров, шириной от десятков до сотни километров.

Если вспомнить, что в настоящее время зона лесов на Северном Кавказе простирается вплоть до высот в 1500—2000 м от уровня моря, то можно считать, что в пределах Кавказской миоценовой суши лесные ландшафты гумидного типа преобладали и кавказские реки также вносили в среднемиоценовые моря массы гумусовой органики. Прямое доказательство этого — большое количество углефицированных древесных остатков, особенно часто встречающихся в глинах и песчаниках среднего миоцена Осетинской впадины.

Итак, происхождение пелагического сдвига для большинства химических элементов на фиг. 28 находит свое объяснение в геолого-географических особенностях водосборных площадей.

Весьма любопытные выводы можно сделать, если сравнить распределение химических элементов в разных типах среднемиоценовых отложений с их поведением в современных осадках Черного моря (фиг. 29). На графике приведен упрощенный вариант полученной нами схемы (фиг. 29, А). Он сравнивается с диаграммой распределения тех же химических элементов в осадках Черного моря, заимствованной из работы Н.М. Страхова [1960].



Фиг. 29. Сравнение распределения химических элементов в отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья (А) и в современных осадках Черного моря (Б), по Н.М. Страхову [1960]

а — пески; б — алевролиты; в — глины; г — мергели (для А), глинисто-известковистые илы (для Б); д — известково-глинистые илы

Прежде всего обращает на себя внимание то, что сходным образом в идеальном профиле обоих водоемов распределяется только хром, все остальные семь элементов среднемиоценовых отложений существенно накапливаются в мергелях по сравнению с песчаниками: Р — в 70 раз, Cu, Ni, Co — в 10–20 раз; V — в 7–8 раз. Что касается железа и марганца, то их концентрации в глинах в 4–6 раз превышают содержание в песках.

В современных осадках Черного моря картина менее контрастная. Превышения в карбонатных осадках здесь редко достигают величины в 3–4 раза (фиг. 29, Б). При этом Н.М. Страхов [1960] выделил здесь три группы элементов. Среди них Р, Cu, Co показывают непрерывный рост от песков к карбонатным илам, V и Cr сначала возрастают от песков к глинам, а затем резко падают в сторону известковых илов, а Fe, Mn и Ni ведут себя на профиле наиболее стабильно.

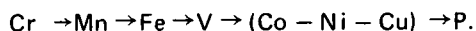
Очевидно, что главные изменения в поведении химических элементов в нашем случае осуществляются направленной эволюцией ландшафтов питающих провинций. Действительно, сравнение обстановок, господствовавших в области питания палеоводоемов в миоценовое время и современной питающей провинции Черноморского бассейна, позволяет увидеть две новые особенности.

Во-первых, на водосборе Черного моря существенно уменьшились площади, занятые лесными ландшафтами, и возросло относительное значение зоны сухих степей (Крым, Южная Украина). Последние занимают около трети суммарной площади водосбора, а это означает, что значительная часть области питания Черного моря в настоящее время находится в зоне аридного климата.

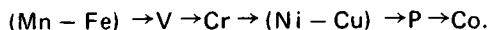
Во-вторых, ныне в пределах альпийской зоны к Черному морю примыкают молодые горные страны с очень большими и колеблющимися высотами (200–4500 м и более). Эти возникшие в постмиоценовый период поднятия (Кавказ, Крым, Карпаты) серией небольших, но бурных рек начиная с сармата усиленно питали Черноморский водоем обломочным материалом [Страхов, 1954; Холодов, 1975].

Естественно, что обе указанные новые черты вызвали изменения в общем поведении химических элементов на профиле (фиг. 29). Значительная доля всего поступающего в водоем материала стала подаваться в виде обломков. Соответствующее падение относительной роли растворов определило меньшую контрастность в накоплении элементов в разных частях черноморского профиля.

Любопытно, что одновременно заметно трансформировался ряд геохимической подвижности элементов в осадках. При образовании миоценовых пород он был представлен в порядке увеличения геохимической подвижности следующим образом:



Если взять за основу использованные нами выше данные Н.М. Страхова [1960], то в условиях современного Черноморского бассейна он трансформируется так:



Любопытно, что в обоих случаях обособляются две группы элементов, из которых одна включает Fe, V, Cr и отличается слабой геохимической подвижностью, тогда как вторая с Ni, Co, Cu и P характеризуется довольно высокой подвижностью и всегда поэтому тяготеет к более глубоководным осадкам. Однако конкретная последовательность элементов внутри каждой группы заметно варьирует.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ПРОФИЛЕ

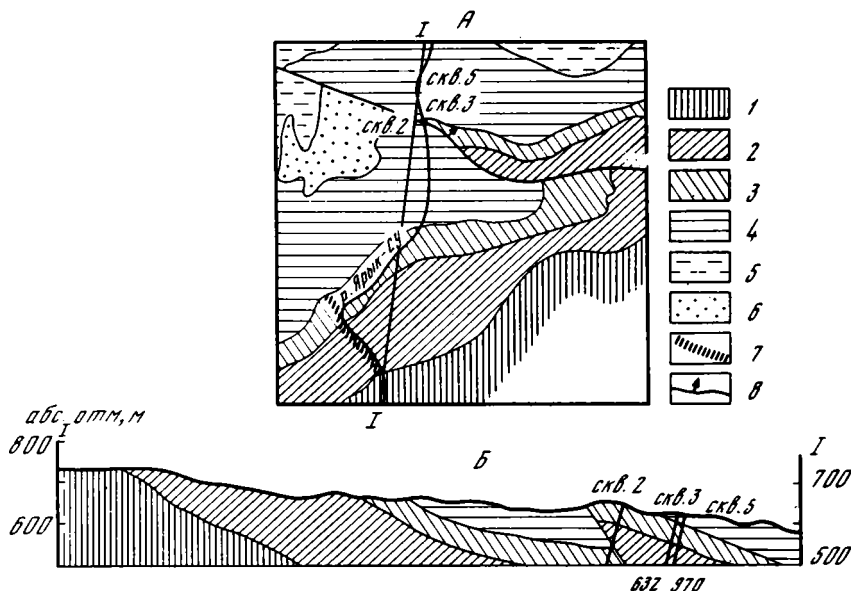
ВЛИЯНИЕ ГИПЕРГЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОВЕДЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗРЕЗЕ

Для того чтобы оценить воздействие вторичных процессов, и в первую очередь гипергенного выветривания, на поведение 16 изученных нами химических элементов, нами были детально опробованы чокракско-караганские отложения, обнаженные в среднем течении р. Ярык-су, а также скважины 3 и 5, вскрывающие те же толщи севернее, в том месте, где в районе села Байтарки р. Ярык-су пересекает Гилянский разлом.

Геологическое строение района [Холодов, Гаврилов, 1974] изображено на фиг. 30, где приводится схематическая геологическая карта и профиль.

Как это видно на схеме, центральная тектоническая структура района — крупное субширотное нарушение типа взброса, известное в литературе под наименованием "Гилянский надвиг". Это нарушение хорошо прослеживается в среднем течении р. Ярык-су, где вдоль него отчетливо сдвигается разрез миоцена. В восточной части района амплитуда разрыва достигает 1500 м. К западу она, по-видимому, уменьшается. Плоскость нарушения круто падает на север и вдоль него северный блок приподнят и надвинут на южный. В долине р. Ярык-су разлом подсечен скв. 2 на глубине 610–620 м. В целом для всего района исследования характерно моноклиналиное падение третичных толщ на север под углом 30–40°.

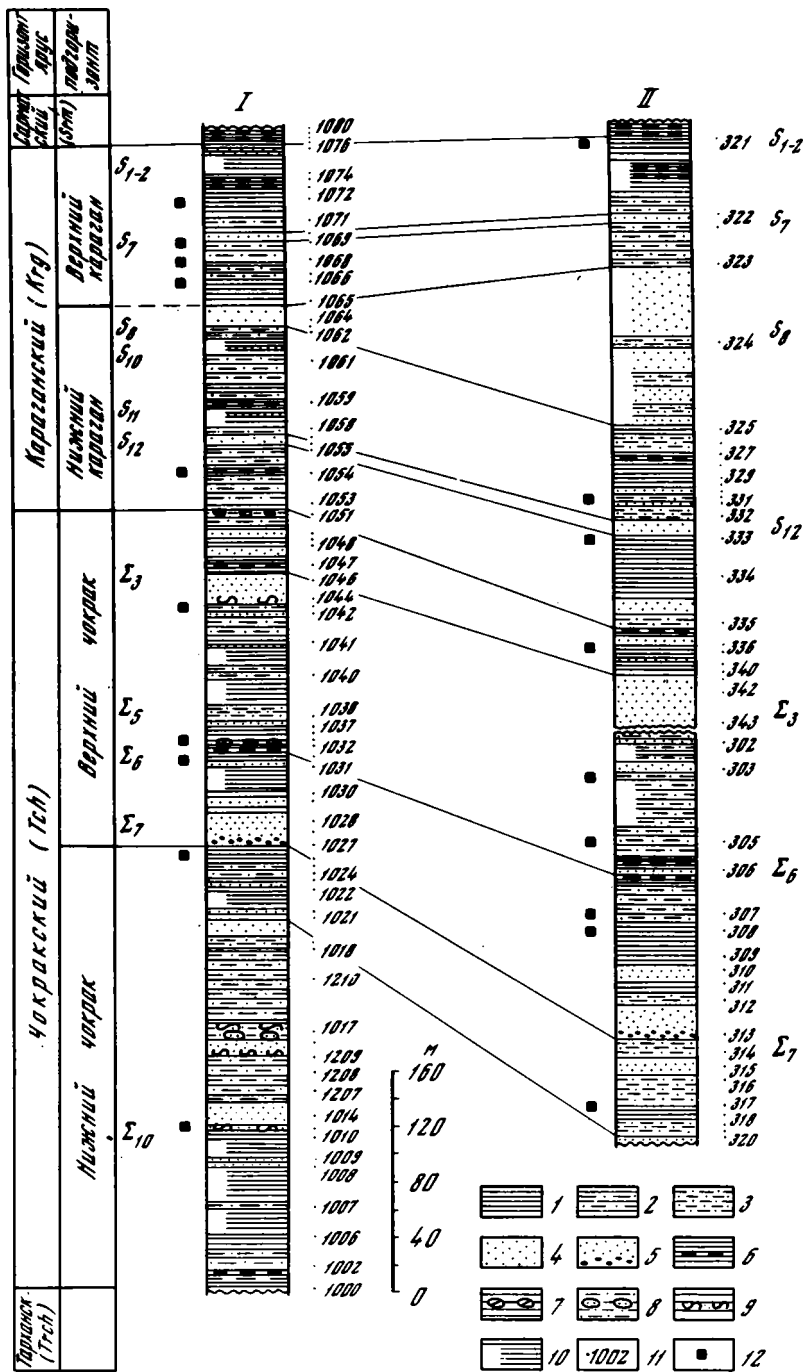
Полный разрез чокракско-караганских отложений был нами изучен в районе пос. Симсыр, в месте слияния рек Большая и Малая Ярык-су, в естественных



Фиг. 30. Геологическое строение района среднего течения р. Ярык-су

А — схематическая геологическая карта; Б — геологический разрез по линии I—I

1 — майкопские глинистые отложения с конкрециями сидерита; 2 — чокракские песчано-глинистые отложения; 3 — караганские песчано-глинистые отложения; 4 — сарматские глины с прослоями мергелей, песчанистые вверху; 5 — нерасчлененные песчано-глинистые отложения сармата-меотиса; 6 — пески, песчаники и глины с конгломератом в основании, относимые к акчагылу; 7 — линия описания разреза; 8 — разлом



Фиг. 31. Литолого-стратиграфические колонки чокракско-караганских отложений

I — разрез, описанный по естественным обнажениям; II — разрез, изученный по кернам скважин 3 и 5

1 — глины; 2 — алевритовые глины или глинистые алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — гравийные и галечные включения в песчаниках; 6 — мергели; 7 — мергелистые конкреции; 8 — глыбы, "боллы", "закрутыши" и блоки песчаников; 9 — дисгармоничные складки в песчаниках и алевролитах; 10 — осыпь, в которой скрыты коренные породы, по-видимому, представлены глиной; 11 — место взятия образца и его номер; 12 — прослои, существенно обогащенные конкрециями пирита

обнажениях речной долины. Его строение и стратиграфические подразделения по схеме Н.Б. Вассоевича [1959] приведены на фиг. 31.

В сильно обобщенном виде изученный нами разрез выглядит следующим образом (снизу вверх).

Непосредственно на черных, плотных и однородных глинах тарханского горизонта, содержащих массу мелких округлых конкреций, с постепенным переходом залегают чокракско-караганские песчано-глинистые отложения.

Махакалинская свита

Мощность, м

Слой 1—8. Толща буровато-черных глин с подчиненными прослоями алевролитов и с редкими и маломощными линзами песчаников. В глинах в среднем содержится около 2% $S_{орг}$. В основном оно входит в состав разнообразных битумоидов, иногда тонко рассеяны среди глинистого материала, а иногда залегающих в виде сгустков и прожилков.

При переходе в алевролиты или песчаники глины часто обогащаются глауконитом, а также обломочным кварцем, мусковитом, биотитом, и сильно разрушенными полевыми шпатами. В тяжелой фракции породы преобладают циркон и гранат, в подчиненном количестве встречаются рутил, турмалин и ставролит.

В нижней части толщи встречены мергелистые конкреции до 0,5 м в диаметре и тонкие прослои мергеля. Снизу вверх содержание карбонатов быстро падает и в середине толщи глина бескарбонатна. В кровле встречен двухметровый пласт черной алевроитовой глины, существенно обогащенной органическим веществом (более 5% $S_{орг}$). В ней обнаружены мелкие (до 3 мм в диаметре) стяжения сульфидов (пирит, марказит), прожилки, выполненные сульфидами, и рассеянная сульфидная минерализация (I горизонт, обогащенный органическим веществом). В этом же интервале повышена карбонатность глин. Обр. 1000—1010. 110

Слой 9—12. Выше залегают пачка чередования мощных пластов кварц-глауконитовых песчаников серого и желтовато-серого цвета (горизонт Σ_{10}) и буровато-серых алевролитов; в подчиненном количестве встречены прослои темных алевролитовых глин. Для толщи в целом очень характерны разнообразные деформации — кластические дайки, глыбовые отдельности, смятия. Песчаники обычно сложены остроугольными обломками кварца, сильно окатанными зернами циркона с примесью округлых зерен глауконита; вся эта терригенная масса слабо цементируется глинистыми минералами. Алевролиты состоят из кварца, глауконита, чешуек мусковита, обломков полевых шпатов. Обломочный материал цементируется глинистым веществом. Обр. 1011—1017; 1207—1209 77

Слой 13—20. Толща коричневатобурых алевролитов с прослоями светло-серых песчаников и шоколадно-черных глин. В нижней трети преобладают алевролитовые глины, затем примерно в средней части распространены чередующиеся песчаники и алевролиты, а завершает разрез мощная пачка алевролитов и глин с подчиненными прослоями песчаников. По петрографическому составу породы чрезвычайно сходны с описанными выше. В верхней части выделяется 15-метровый горизонт черных алевроитовых карбонатных глин, существенно обогащенных битумами (до 3—4% $S_{орг}$). Здесь же распространены сгустки, прожилки и микроконкреции сульфидов (пирит-марказит), а среди кварца, глауконита и мелких чешуек слюд очень часто встречаются обломки раковинок птеропод рода *Spirialis*, сложенные карбонатным материалом (II горизонт, обогащенный органическим веществом). Обр. 1018—1026; 1210. 128,5

Серноводская свита (Tch₂)

Михайловская подсвита

Слой 21. Светло-серый или желтовато-серый рыхлый грубозернистый кварцевый песчаник, иногда косослоистый (горизонт Σ_7). Под микроскопом видно, что порода почти нацело слагается округлыми зернами кварца, размеры которых достигают 0,5 мм в диаметре; только в верхней части пачки в ней появляются крупные зерна глауконита и окатанные зерна циркона.

В основании толщи наблюдаются следы слабого размыва — здесь часто в песчанике встречаются гальки кварца и обнаруживаются линзовидные включения гравия. Нижний контакт волнист.

В средней и верхней частях встречаются частые текстуры оползневого происхождения. Здесь же песчаник сильно пропитан коричневатобурыми битумами. Обр. 1027—1029; 1211 38

Шуринско-гяуртапинская толща

Слой 22—31. Переслаивание черных глин, глинистых алевролитов и алевролитов с подчиненными пластинами желтовато-белых и зеленоватых кварцевых песчаников горизонтов Σ_6 , Σ_5 .

Терригенная часть в основном состоит из окатанных обломков кварца, полевых шпатов, чешуек мусковита и зерен глауконита. Из минералов тяжелой фракции в породах распространены циркон, а также хромит; последний встречается особенно часто в пластах грубообломочных пород.

Примерно в 20—25 м от подошвы толщи в ней залегают 20-метровая пачка черных глин с прослоями алевролитов, существенно обогащенная органическим веществом. Содержание $S_{орг}$ в них достигает 6—7% (III горизонт битуминозных глин). В глинах распространены обломки карбонатных раковинок птеропод рода *Spirialis*, иногда содержатся крупные карбонатные конкреции, а также разнообразная сульфидная минерализация в виде конкреций, включений неправильной формы и прожилков.

В кровле толщи залегают полуметровый прослой черной жирной наощупь алевроитовой глины, содержащей 3—4% $S_{орг}$. Порода смята в сложные оползневые складки, содержит многочисленные мелкие конкреции пирита, обильны карбонатные раковины пеллеципод и птеропод и их обломки (IV горизонт, обогащенный органическим веществом). Снизу вверх в пачке переслаивания заметно возрастает роль песчаников. Обр. 1030—1043; 1213. 138

Слой 32—34. Светло-серые и желтовато-бурые косослоистые слабосцементированные кварцевые песчаники с многочисленными следами высачивания нефти, принадлежащие горизонту Σ_3 . Обломочная часть породы слагается крупными (0,2—0,6 мм в диаметре), хорошо окатанными

обломками кварца с незначительной примесью халцедона; присутствуют редкие зерна глауконита. Из тяжелых минералов типичны сильно окатанный циркон, турмалин и хромит. Цемент карбонатный, реже — глинистый. Обр. 1045—1048. 30

Слои 35—38. Чередувание черных алевритовых глин и алевролитов с желтовато-серыми песчаниками. В глинах битуминозное вещество обогащает отдельные прослойки, и это придает породе тонкослоистую текстуру. Обломочный материал представлен кварцем, чешуйками мусковита и мелкими зернами глауконита. Чем крупнозернистей порода, тем больше в ней обломков кварца.

В 1,5—2 м от кровли толщи в ней встречен еще один пласт черной битуминозной глины, содержащей мелкие включения сульфидов, многочисленные карбонатные конкреции и линзы мергелей, буквально переполненные обломками раковин пелеципод. Содержание органического углерода в глине достигает 3—4% (V пласт, обогащенный органикой). Обр. 1049—1053. 26

Нижний караган (Сунженская свита, Krg₁)

Слои 39—46. Переслаивание черных алевритовых глин, алевролитов и светло-серых кварц-дистеновых песчаников, причем мощность и количество пластов песчаников возрастают снизу вверх (пласты S₁₂, S₁₁, S₁₀).

Глины содержат равномерно рассеянное органическое вещество; количество углерода в них достигает 2—3%. В породах распространены стяжения и вкрапленники сульфидов. В нижней части толщи среди глин залегают прослои мергелей, содержащих многочисленные органические остатки пелеципод рода *Spaniodontella*, редких птеропод офиур и другую фауну. Выше по разрезу встречаются лишь рассеянные кристаллики кальцита в глинистой массе. Обломочная часть пород представлена кварцем, чешуйками мусковита и зернами глауконита. В песчаниках обычно преобладают окатанные обломки кварца, наряду с которыми получают распространение зерна дистена. Только в самых нижних слоях толщи наряду с дистеном встречается циркон.

Разрез свиты завершается мощным пластом косослоистых песчаников белого и желтовато-белого цвета (пласт S₈). Обр. 1054—1063. 139

Манасская свита (Krg₂)

Слои 47—56. Глины черного или зеленовато-серого цвета, местами алевритовые, с подчиненными прослоями песчаников и мергелей. Глины существенно обогащены битумами, образующими сгустки, стяжения, линзовидные тела и тонкие слойки. Содержание C_{орг} варьирует от 2 до 3%; однако снизу вверх по разрезу количество органики постепенно уменьшается. Очень тесно с битуминозной частью породы связаны мелкие округлые стяжения сульфидов (пирит и марказит), реже встречаются прожилки, выполненные сульфидами, и рассеянные кубики пирита. Весьма типично почти постоянное присутствие в породе рассеянных зерен кальцита; нередко карбонатным материалом слагаются плохо определимые фаунистические остатки. В глинах очень часто встречается фосфатная чешуя рыб.

Редкие пласты песчаников, встреченные среди глин, сложены хорошо окатанными обломками кварца с незначительной примесью глауконита, халцедона и полевых шпатов. Повсеместно присутствуют также дистен и гранат и только в верхней части разреза получают распространение зерна циркона (пласты S₇, S₆, S₄, S₂, S₁). В толще глин изредка встречаются прослои мергелей до 20 см толщиной; снизу вверх число таких прослоев возрастает. Обр. 1065—1077. 121

Выше залегают голубовато-серые алевритовые глины сармата, относимые уже к верхнему миоцену.

В изученном нами разрезе был опробован 71 образец. Схема их размещения изображена на фиг. 31 (I). В каждом отобранном образце в химической лаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э.С. Залманзон были определены содержания C_{орг}, CO₂, Fe, Mn, Ti, Zr, P; полярографически изучалось содержание Zn и посредством количественного спектрального анализа охарактеризовано поведение V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo (И.Ю. Лубченко). Всего, таким образом, было выполнено определение содержания 17 элементов в 69 пробах; это отвечает 1173 частным определениям.

Для того чтобы более наглядно представить себе распределение редких и малых элементов в изученном разрезе, нами была построена литогенетическая колонка (фиг. 32, см. вкл.). На ней слева охарактеризована литология чокракско-караганских отложений в разрезе р. Ярык-су, а справа построены кривые поведения изученных элементов в отобранных пробах. При этом следует иметь в виду, что результаты анализа при построении кривых относились к той мощности толщи, которую представлял испытуемый образец, т.е. кривая учитывала и данные аналитики, и данные приведенного выше описания.

При рассмотрении кривых фиг. 32 прежде всего обращает на себя внимание то, что в глинистой части разреза среднего миоцена очень часто накапливаются относительно высокие количества редких и малых элементов. Для того чтобы оценить степень их концентрации, на диаграмму были нанесены в виде вертикальных линий величины кларков для каждого элемента (в глинах и сланцах), установленные А.П. Виноградовым [1962].

Оказалось, что весьма значительно по сравнению с кларком в глинистых породах земной коры в нашем случае накапливаются Fe, Mn, Zr и Zn; их средние содержания обычно в два с лишним раза превышают кларк. Менее интенсивно концентрируются V, Pb, Mo, Ti и Cr. Количества этих элементов в глинах чокракско-караган-

ского возраста находятся на уровне кларка, лишь изредка на отдельных участках превышая его. Наконец, заметно уступают кларку содержания Ni, Co, Ga, Ge, Cu, P.

В чокракских отложениях пласты алевролитов и глин, содержащие повышенное количество органического вещества, чередуются с пластами тех же в петрографическом отношении пород, но содержащими незначительное количество органики. Горизонты глинистых пород, относительно обогащенные битумоидным органическим веществом, мы будем условно называть "черными" сланцами. Именно с ними обычно связываются в разрезе и концентрации малых элементов.

Всего в разрезе чокрака р. Ярык-су выделяются пять пластов "черных" сланцев, причем количество $C_{орг}$ в них обычно колеблется от 2—3 до 5—6%. Эти пласты на фиг. 32 обозначены римскими цифрами I—V слева от литологической колонки. Мощности их колеблются от 2 до 20 м. Битумоидное, по-видимому, сапропланктонитовое вещество либо образует обособленные слойки, либо формирует микрогустки, заполнение трещинок или линзовидные скопления.

Как это было показано в предыдущей главе, битумоидное вещество, несомненно, имеет гетерогенное происхождение; наряду с измененными планктогенными битумоидами часто встречаются углефицированные остатки растительной ткани.

Состав органического вещества (ОВ) миоценовых "черных сланцев" изучали Н.Б. Вассоевич [1958], В.А. Успенский и др. [1958], Д.В. Жабрев и Л.С. Ларская [1966] и др. Было показано, что 0,5—0,8% от всей массы ОВ слагают битумы, 40—60% — гуминовые кислоты и 35—60% — нерастворимый остаток. II, III и IV пласты сланцев слагаются черной тонкослоистой глиной, при выветривании легко образующей "книжную" отдельность; для них типичны прослои карбонатных конкреций и многочисленные стяжения сульфидов. I и V пласты более маломощны и слагаются темной алевритовой глиной с характерным раковистым изломом; карбонатные конкреции в них сравнительно редки.

В отличие от чокрака в карагане трудно выделить какие-либо самостоятельные пласты, богатые органическим веществом. Здесь вся глинисто-алевролитовая часть разреза довольно равномерно содержит 1,5—2,5% $C_{орг}$ и по многим своим геохимическим особенностям напоминает богатые органикой пласты I и IV.

В.А. Успенский со своими соавторами [1958] показал, что в караганских отложениях содержание гуминовых кислот несколько возрастает. Авторы данной работы предполагают, что такое изменение группового состава ОВ может быть обусловлено общим опреснением палеоводоема [Жижченко, 1940; Страхов 1957], вымиранием морской фауны на границе чокрака и карагана и преобладанием поставки ОВ в караганское время с суши.

Возможно, что такое объяснение хорошо гармонирует и с особенностями залегания ОВ в чокраке и карагане. В чокракских отложениях наблюдается неравномерность поступления органики на дно палеоводоема, что отражает сложную (сезонную и вековую) жизнь морского биоса, более тесно связанного с климатом, тогда как в караганских отложениях постоянство поступления ОВ обусловлено скорее всего его континентальным происхождением и более индифферентным отношением растительности суши к локальным климатическим флуктуациям.

С органическим веществом, накапливающимся в разрезе чокракско-караганских отложений, часто ассоциируются высокие содержания Fe, Mn, V, Mo, Pb, Zn; их пики обычно сопутствуют областям максимальных содержаний $C_{орг}$ на фиг. 32. Однако следует подчеркнуть, что эти элементы редко сразу присутствуют в одном и том же интервале, богатом органикой. Чаще всего на одном уровне концентрируются три-четыре рудных элемента, и таким образом, по вертикали наблюдается некоторая их дифференциация. В схеме концентрации элементов в выделенных горизонтах можно представить так, как это изображено на табл. 28.

Очевидно, что полного набора рудных элементов не встречено ни в одном пласте, обогащенном органическим веществом.

По составу накапливающихся элементов пласты глинистых пород весьма напоминают "черные" горючие и углеродисто-кремнистые ванадиеносные сланцы, однако, бесспорно, отличаются от них степенью накопления рудных компонентов [Холодов, 1968, 1970, 1973]. Так, ранее было показано, что в вендско-кембрийских фтанитах хр. Кара-тау содержания ванадия и молибдена обычно в 10 раз превышают кларк, никеля — в 20 раз, а свинца — даже в 60 с лишним раз. Между тем в битуминозных глинах чокрака содержания ванадия, молибдена и свинца лишь изредка достигают полуторакларковой концентрации, железо и марганец в 2—2,5 раза превышают кларк, а остальные элементы по существу даже не концентрируются.

Весьма характерная особенность пластов глинистых пород, существенно обогащенных органическим веществом, — широкое развитие в них мелких, обычно не превышающих нескольких миллиметров в диаметре конкреций пирита, мар-

Таблица 28

Распределение элементов в пластах "черных" сланцев на дневной поверхности

Пласт	Элемент	$S_{орг.}$ %	$CaCO_3$ %
V	V, Zn, Fe, Mn	2,8–3	4–5
IV	Zn, Mo, Fe, Mn	3–3,2	12–14
III	V, Pb, Zn, Fe	5,6–5,8	8–10
II	V, Zn, Fe	3,8–4	4
I	Zn, Fe, Mn	5–5,5	15–18

Таблица 29

Распределение элементов в пластах "черных" сланцев в скважинах

Пласт	Элемент	$S_{орг.}$ %	$CaCO_3$ %
V	V, Zn, Fe, Mn	3–3,5	15
III	V, Ni, Co, Cu, Zn, Mo, Fe, Mn	4–4,5	10–15
II	Zn, Fe, Mn	2–2,5	10–15

Таблица 30

Содержание $S_{орг.}$ в глинистых толщах среднего миоцена Восточного и Западного Предкавказья [Вассоевич, 1958; Архангельский, 1929; Успенский и др., 1958]

Стратиграфическое положение пробы	Количество проб		Среднее взвешенное содержание $S_{орг.}$ %		Медиана, Md	
Нижний чокрак	96	13	2,19	2,06	1,9	—
Средний и верхний чокрак	99	28	2,17	2,19	1,85	—
Чокрак	185	130	1,95	2,12	1,54	2,03
Караган	369	240	1,73	1,68	1,63	1,59

Примечание. Слева указываются данные по скважинам, справа — по обнажениям.

казита и других сульфидов. Распространена также рассеянная минерализация и даже трещинки, заполненные сульфидами. Очевидно, что минеральные формы концентрации элементов в битуминозных глинах также роднят их с черными рудными сланцами. Таким образом, можно предположить, что в случае черных битуминозных глинистых пород среднего миоцена мы имеем дело с эмбриональным рудным "сланцевым" процессом, который только намечился, но не создал настоящих рудных скоплений.

Обычным для пластов "черных" сланцев чокракских толщ следует считать несколько повышенное общее содержание карбонатного материала. Об этом свидетельствуют данные, приведенные в табл. 28. Любопытно, что под микроскопом карбонатный материал часто представлен кальцитом, слагающим обломки раковин и раковины птеропод, пелеципод и другой фауны. Это обстоятельство позволяет думать, что вообще повышенная карбонатность битуминозных пластов может рассматриваться как результат накопления в осадках чокракского палеоводоема раковин морских организмов; вполне вероятно, что именно с этим частично связано и появление весьма значительных масс битумоидного органического вещества в разрезе.

На фоне общей симбатности кривых распределения $S_{орг.}$ и рассеянного $CaCO_3$ местами проявляется обратная зависимость. По всей вероятности, она обусловлена тем, что в слоях "черных" сланцев часто встречаются шаровидные, реже — линзовидные карбонатные конкреции, количество которых обычно увеличивается одновременно с ростом содержания $S_{орг.}$, а это, в свою очередь, вызывает уменьшение содержания рассеянного $CaCO_3$ [Гаврилов, 1978]. Иначе говоря, кривая $CaCO_3$ отражает не только интенсивность седиментационного поступления карбонатного

Таблица 31

Среднее содержание элементов в глинах чокракско-караганских отложений разреза по р. Ярык-су

Образец из	%		$n \cdot 10^{-4}$ %							
	Сорг		V		Cr		Ga		Ge	
обнажения	1,99	1,14	167	153	116	137	26	23,5	1,6	1,4
скважины	1,82	1,71	175	172	136	145	25,6	25	1,4	1,4

Примечание. Слева данные для отложений чокрака, справа — для карагана.

Таблица 31(окончание)

Образец из	%								$n \cdot 10^{-4}$ %	
	Fe		Mn		P		Ti		Zr	
обнажения	4,91	4,85	0,16	0,18	0,04	0,06	0,5	0,48	328	243
скважины	4,79	4,67	0,18	0,12	0,06	0,04	0,51	0,5	293	314

раковинного материала, но и степень перераспределения карбонатного вещества в диагенезе, а этот процесс в сильнейшей степени обусловлен поведением ОВ в разрезе.

При рассмотрении фиг. 32 следует отметить, что некоторые элементы, и в первую очередь марганец, а также никель, кобальт и цинк, не особенно интенсивно концентрируются в чокракских отложениях, но зато в карагане образуют довольно определенные максимумы. Типично ли это явление только для отложений изученного района? или оно имеет более широкое, региональное значение, можно выяснить при более широких фашиально-литологических исследованиях. Пока не установлены более региональные закономерности распределения марганца и других элементов, говорить о происхождении их скоплений в карагане трудно.

Анализируя поведение различных элементов во всей песчано-глинистой толще среднего миоцена (фиг. 32), следует отметить, что конфигурации большинства кривых изученных элементов очень схожи между собой. Это находит свое объяснение в главной особенности строения разреза чокракско-караганских отложений, который в целом представляет контрастное чередование пластов кварцевых песчаников, с одной стороны, и глинистых алевролитов и глин — с другой. Среди песчаников преобладают олигомиктовые разности в самом грубозернистом варианте почти нацело сложенные обломками кварца. Как было показано в предыдущей главе, они являются прекрасным разбавителем, поскольку содержат минимальные количества элементов-примесей. Ранее было также установлено, что поступенный переход грубозернистых песчаников в мелкозернистые, а далее в алевролиты и глины сопровождается все большей концентрацией некоторых породообразующих и элементов-примесей. Наконец, глины, существенно обогащенные органическим веществом ("черные" сланцы), являются главным концентратором железа и малых элементов.

Поэтому, естественно, что чередование пластов разного литологического состава вызывает довольно резкие и согласованные колебания в содержании всех 17 изучаемых компонентов.

Для того чтобы получить представление о литолого-геохимических особенностях строения чокракско-караганских отложений на некотором удалении от дневной поверхности, нами были отобраны образцы из ядра скважин 3 и 5 в тех участках, где они вскрывают интересующий нас стратиграфический интервал (см. фиг. 30). Эти скважины были пробурены в долине р. Ярык-су несколько севернее Гилянского надвига.

Геологическое описание обеих скважин и ядерный материал были представлены нам сотрудниками "Грознефть". По этим данным составлена сводная литологическая колонка, изображенная на фиг. 31 (II). Верхняя ее часть построена по материалам скв. 3, а нижняя — по данным скв. 5; в том месте колонки, где сбиваются между собой материалы разных скважин, изображен разрыв.

В обеих изученных скважинах исследовано 44 образца. Их относительное поло-

$n \cdot 10^{-4} \%$											
Ni		Co		Cu		Pb		Zn		Mo	
49	52,5	14	14	23	12,5	16	16	103	139	1	0,8
44	45	13	14	23	18	13	17	97	98	1,6	0,8

жение изображено в правой части фиг. 31. Так как при отборе кернов рыхлые песчаники извлекаются с трудом, то среди отобранных кернов преобладают глинисто-алевритовые породы, и это искажает общее представление о разрезе.

На основе произведенных описаний скважин, каротажных диаграмм и микроскопических исследований было составлено послыное описание и проведено его точное сопоставление с разрезом, изученным ранее в обнажении. Оказалось, что чокракская часть характеризуется удивительным фаціальным постоянством, благодаря которому в скважинах легко обнаруживаются все те же слои, что и на дневной поверхности. В карагане сопоставление усложняется благодаря резкому увеличению мощности песчаников S_8 , залегающих в верхней части сунженской свиты. В скв. 3 эта толща имеет уже мощность 100 м вместо 20 м на поверхности.

Для сравнения с поверхностными отложениями в 46 отобранных по скважинам образцах было проведено определение 17 элементов (782 частных определения). На основании полученных результатов построена литологическая колонка, изображенная на фиг. 33 (см. вкл.). В принципе она мало отличается от колонки, рассмотренной нами выше (см. фиг. 32).

Следует, однако, отметить, что караганские отложения в данном разрезе благодаря редкому отбору керна оказались опробованными довольно фрагментарно. Отрывочность имеющихся данных подчеркнута на фиг. 33 обилием пунктирных линий, которые условно соединяют разрозненные точки опробования. Тем не менее на фиг. 33 в чокракских отложениях, в скважинах довольно четко прослеживаются отдельные пласты глинисто-алевритовых пород, существенно обогащенные органическим веществом. Здесь выделяются II, III и V черносланцевые горизонты. Благодаря тому, что IV горизонт попадает на то место, где прилегают друг к другу колонки разных скважин, он из разреза выпадает.

Характеристика пластов битумоидных сланцев в скважинах приведена в табл. 29. При ее сравнении с данными табл. 28 видно, что набор рудных компонентов в некоторых пластах сланцев неустойчив. Так, например, в III горизонте наряду с V, Pb, Zn и Fe в скважинах присутствуют и Ni, Co, Cu, Mo и Mn.

Однако "черные" сланцы II и V горизонтов характеризуются одинаковым геохимическим составом и изменяющимся в противоположные стороны средним содержанием $S_{орг}$. По-видимому, это свидетельствует в пользу относительно слабого влияния гипергенного выветривания на общий геохимический облик черных глин.

Любопытно, что Н.Б. Вассоевич [1958] и В.А. Успенский с соавторами [1958], изучавшие поведение органического вещества среднемиоценовых глин в процессе его выветривания, установили, что общее количество $S_{орг}$ в обнажениях во всем Предкавказье по сравнению со скважинами меняется незначительно (табл. 30). Тем не менее они показали, что при выветривании в первую очередь уменьшается количество битумоидов, причем падение их содержания незначительно в плотных глинах и весьма существенно в проницаемых песчано-алевритовых пластах.

В целом, по мнению В.А. Успенского с соавторами [1958], изменения ОВ, вызванные процессами выветривания, "не были очень глубокими, если оценивать их в рамках обычной грубой характеристики, ограничивающейся определением элементного состава" [с. 285].

Если учесть неполноту и некоторую дефектность материалов, собранных при опробовании скважин, то, сравнивая между собой фигуры 32 и 33, легко прийти к заключению, что они удивительно похожи. И абсолютные содержания элементов, и главные закономерности их распределения в разрезе свидетельствуют об общности тех геологических процессов, которые оказали решающее влияние на их возникновение.

Еще доказательнее становится этот вывод, если рассчитать средние содержания 16 химических элементов в глинах чокракско-караганских отложений, обнажен-

ных на берегу р. Ярык-су и вскрытых скважинами (табл. 31). Как это хорошо видно из табл. 31, в среднем количества $C_{орг}$, Fe, Mn, P и Ti, а также всех элементов-примесей близки и если и изменяются, то совсем не в связи с рубежом поверхность—скважина.

Таким образом, распределение органического вещества и малых элементов в среднемиоценовых глинисто-алевролитовых отложениях практически не зависит от положения разреза по отношению к дневной поверхности. Иначе говоря, процессы выветривания не оказывают существенного влияния на распределение элементов в интересующих нас глинисто-алевролитовых толщах, и для литолого-геохимических построений в пределах восточной части Предкавказья вполне могут использоваться разрезы, изученные по естественным обнажениям.

Отсутствие явных следов воздействия гипергенных процессов на химико-минералогический состав глинистых толщ правильнее всего связывать с интенсивными неотектоническими поднятиями исследуемого региона и преобладанием процессов механического разрушения горных пород над явлениями их химического разложения. Само собой разумеется, что этот вывод менее категорично приложим к хорошо проницаемым песчаным коллекторам, глубокие геохимические изменения которых на отдельных участках зоны гипергенеза того же региона отмечались нами в предыдущей главе.

И все же думается, что и в этом случае рассчитанные средние содержания химических элементов в большей степени отражают первично-седиментационные особенности, нежели последующие диагенетически-гипергенные изменения.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТДЕЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ СРЕДНЕМИОЦЕНОВОГО ПРОФИЛЯ

В одном из разделов главы третьей была сделана попытка показать, как литологические особенности и мощности отдельных разрезов изученного нами среднемиоценового профиля теснейшим образом связаны с тектоническим строением региона.

Детальные геохимические исследования каждого индивидуального разреза позволили распространить влияние тектоники и на элементарный состав чокракско-караганских толщ.

Общее впечатление о закономерностях распространения химических элементов в пределах профиля было получено путем детального опробования среднемиоценовых отложений в районах рек Урух, Суадаг-Дон, Буйволиная, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак. Оно было выполнено путем отбора почти 500 индивидуальных образцов горных пород; в каждом образце в химлаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э.С. Залманзон, а позднее Д.Я. Чопорова было определено содержание $C_{орг}$, CO_2 , Fe, Mn, Ti, Zr, P. Полярографически изучалось распределение Zn. В спектральной лаборатории (И.Ю. Лубченко) количественным методом было установлено содержание V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo. Всего было выполнено 7775 частных определений различных элементов.

На основе полученных результатов для каждого района по типу ранее описанного разреза р. Ярык-су строилась литогенетическая колонка, на которой в условных обозначениях, принятых для фиг. 11, воспроизводился литологический состав среднемиоценовых отложений, показывалась схема опробования и графически изображались результаты спектральных и химических анализов.

Рассмотрение геохимии разрезов удобнее начать с Кабардинской впадины, в восточной части которой располагается разрез района р. Урух.

Литологическая колонка чокракско-караганских отложений, обнаженных в среднем течении р. Урух, представлена в нижней части фиг. 34. Общее впечатление о литологическом строении разреза дает колонка слева. Более подробные сведения о литологическом составе среднемиоценовых отложений района р. Урух были приведены при описании профиля.

При анализе геохимических графиков прежде всего обращает на себя внимание удивительно низкое содержание $C_{орг}$, значительно уступающее кларковому содержанию $C_{орг}$ в глинах, которое, по данным Н.Б. Вассоевича [1958], равно 1,4%.

Далее, если сравнить содержание 14 других химических элементов в их среднем (кларковом) содержании в осадочных глинистых породах, по А.П. Виноградову [1962], то оказывается, что в породах разреза сильно концентрируется Zr, слабо накапливается Fe, Mn и Ti и близки к среднему содержанию V и Pb. Все остальные химические элементы встречены здесь в количествах, значительно уступающих их кларку.

Повышенные содержания циркония в прибрежных разрезах Кабардинской впадины, по-видимому, обусловлены интенсивным накоплением здесь естественных шлихов, обогащенных цирконом. Последние особенно широко развиты в пределах Ставропольского поднятия. Здесь, по данным Л.Н. Казаринова [1965], а также А.А. Прозоровского, Л.Е. Клигермана, Е.Д. Феоктистовой и многих других геологов, в долинах рек Янкуль и Калаус известны среднемиоценовые чокракские песчаники, содержащие до 40 кг/м^3 циркон-ильменит-рутилового концентрата; в качестве примеси присутствуют хромпикотит и хромогранат.

Любопытно, что высокие содержания циркония в разрезе р. Урух связаны не с пластами песчаников, а с алевролитами, залегающими между пачкой S_{10} и горизонтом Σ_2 , а также ниже горизонта Σ_2 . Такое обогащение цирконом именно алевритовой фракции характерно для россыпей Ставрополя, где рудоносные шлихи часто имеют размерность $0,07-0,15 \text{ мм}$ и обычно бывают сильно глинисты.

По особенностям распределения и по конфигурациям кривых в разрезе выделяют четыре группы элементов. Наиболее сходные кривые распределения образуют $C_{орг}$, V, Ni, Co, Cu, Ge, Mo; вторая группа элементов представлена Cr, Ti, Mn, Fe; третий тип кривой характерен для циркония, а четвертый — для карбонатов.

Переходя к рассмотрению разрезов Осетинской впадины, следует подчеркнуть их геохимическое своеобразие.

Литологическая колонка среднемиоценовых отложений, исследованных в районе р. Суадаг-Дон, изображена в верхней части фиг. 34. В общих чертах она похожа на колонку из района р. Урух. Главное отличие, однако, состоит из несколько более высокого содержания органического углерода, которое в чокракских глинах между горизонтами Σ_6 и Σ_2 почти в 1,5 раза превышает кларковое. Кроме того, в разрезе по р. Суадаг-Дон заметно уменьшается содержание циркония, который совершенно не накапливается уже здесь в алевролитах, но довольно отчетливо концентрируется в пластах караганских песчаников. Особенно значительные количества его связаны с пластом S_{10} , где он находится в виде обломков циркона песчаной размерности.

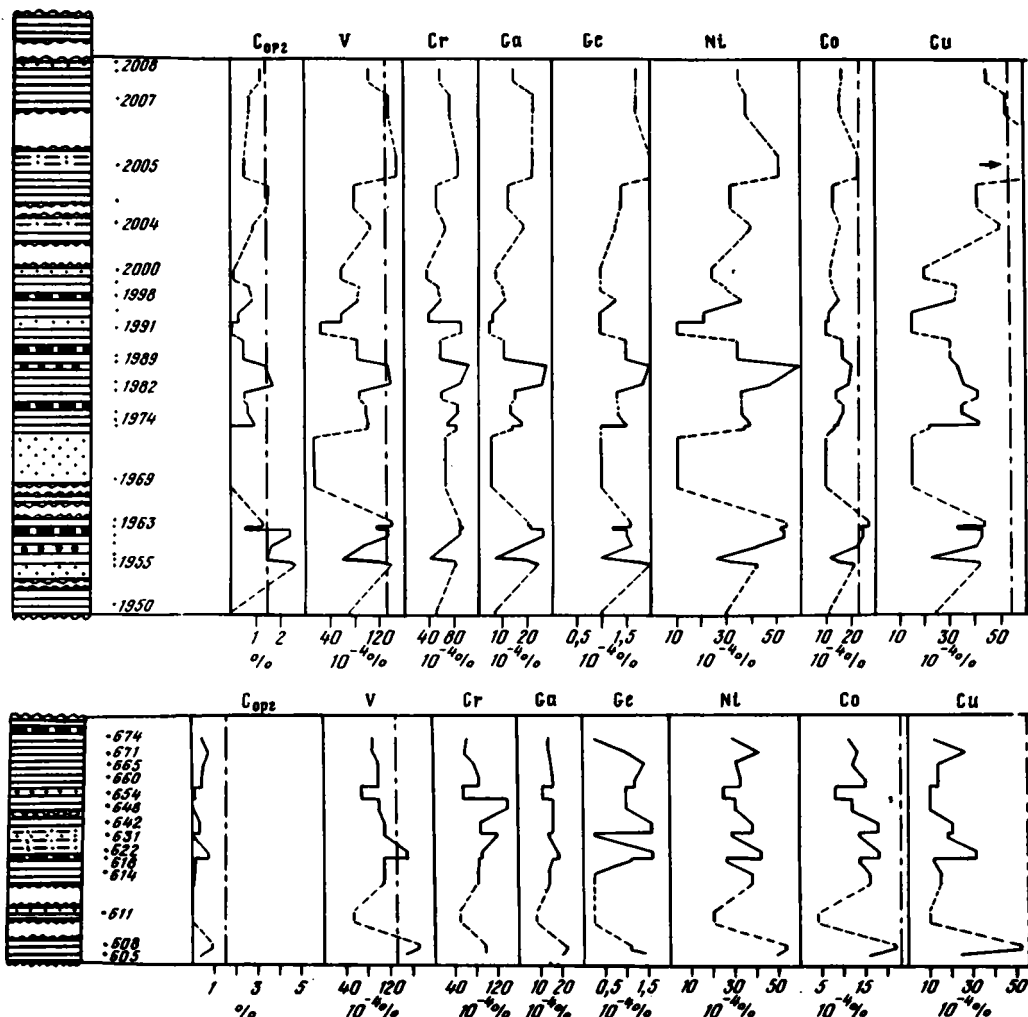
В разрезе по р. Суадаг-Дон слабо концентрируются железо и марганец, sporadически и преимущественно в караганских толщах обнаруживаются повышенные содержания меди и свинца. При этом содержания меди слегка превышают кларк этого элемента в осадочных породах, по А.П. Виноградову [1962].

По характеру распределения в исследуемом разрезе выделяется группа $C_{орг}$, V, Cr, Ga, Ge, Ni, Co, Cu и Pb; несколько другой тип кривых характерен для Fe, Mn, P, Ti. Поведение Mo, Zr и CaCO_3 резко индивидуально и отличается от двух первых групп.

Следующая литогенетическая колонка, принадлежащая разрезу, опробованному в районе р. Буйволиная, изображена на фиг. 35 (см. вкл.). Как это видно, здесь по сравнению с р. Суадаг-Дон местами, и особенно в нижней части чокракских отложений, содержание $C_{орг}$ возрастает довольно интенсивно, в 2—3 раза превышая кларковое. Соответственно увеличивается список тех химических элементов, которые накапливаются в отдельных частях разреза. Действительно, в интересующем нас районе по сравнению со средними содержаниями в глинах заметно концентрируются свинец и молибден. Последние, однако, sporadически обогащают в 1,5—2 раза и те интервалы, где много ОВ, и те, где оно практически не накапливается (караган). Местами превышают средние содержания в глинах ванадий, железо, марганец и титан, однако в среднем они приближаются к кларковым. Повсеместно и весьма заметно уступают среднему содержанию в глинах Cr, Ni, Co, Ga, Ge и P.

Обращает на себя внимание чрезвычайно низкое содержание циркония, хотя последнее скорее всего связано с плохим опробованием песчаников в разрезе по р. Буйволиная, а не с реально существующей геохимической обстановкой. Интересно, что по характеру распределения элементов в исследуемом разрезе рассеянные и концентрирующиеся компоненты мало отличаются друг от друга. При этом поведение их отчетливо стандартизируется. В рассматриваемой колонке довольно определенно различаются группа $C_{орг}$, V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo, группа Fe, Mn, P, Ti, а также резко индивидуальные кривые Zr и CaCO_3 .

Совершенно иначе выглядят литогенетические колонки среднемиоценовых отложений за пределами Осетинской впадины. На фиг. 36 (см. вкл.) приведены геохимические данные, характеризующие разрез, изученный нами по р. Фортанга. Здесь мы уже видим распределение химических элементов, очень напоминающее нам их поведение в ранее описанном разрезе по р. Ярык-су. Действительно, прежде всего обращает на себя внимание то, что $C_{орг}$ (и в первую очередь в чокраке) очень сильно обогащает отдельные горизонты глинисто-алевролитовых отложений, причем в отдельных пластах его содержание достигает $4,29-8,60\%$, т.е. в четыре с лишним раза превышает



Фиг. 34. Литогенетические колонки разрезов р. Урук (внизу) и Суадаг-Дон (вверху)
Условные обозначения см. на фиг. 11

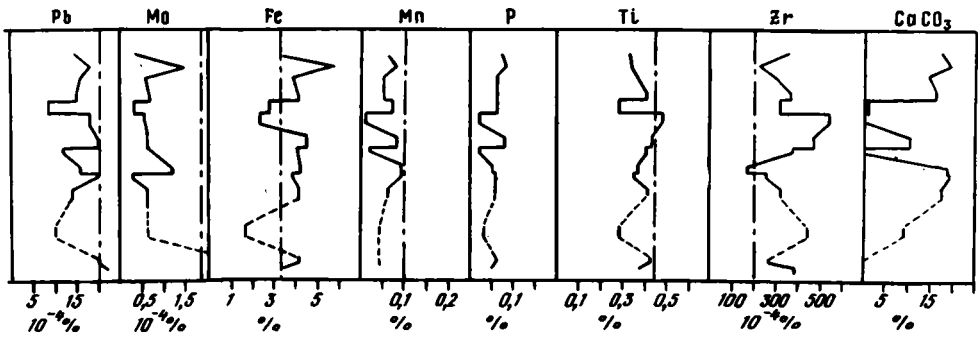
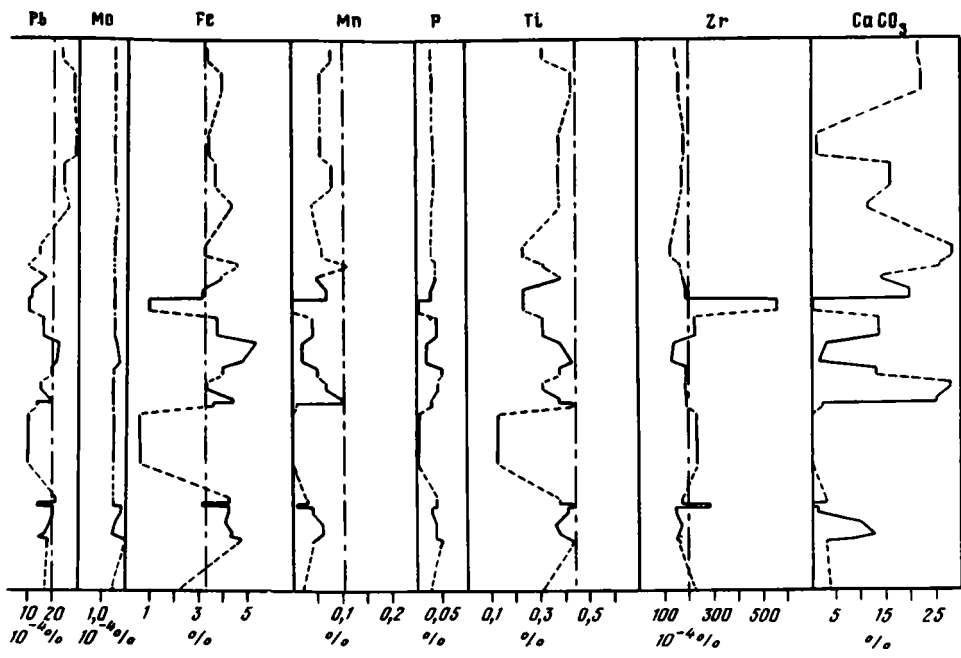
кларк. Чрезвычайно интенсивно в интересующем нас разрезе накапливаются свинец, молибден и железо.

Высокие количества свинца, молибдена и железа связаны главным образом с глинистыми толщами чокрака и карагана, в пластах песчаников содержания этих элементов обычно падают. Особенно большие пики этих элементов фиксируются в глинах, обогащенных органическим веществом, хотя прямой функциональной зависимости между $C_{орг}$ в пластах и содержанием Mo, Pb и Fe не наблюдается. Так, например, количества молибдена, достигающие $1 \cdot 10^{-3} \%$, отмечаются в глинистых толщах карагана, в которых максимальные величины $C_{орг}$ едва достигают 2%, тогда как в проплахах чокракских глин с содержанием 4,64% $C_{орг}$ количество молибдена едва равно $1 \cdot 10^{-4} \%$. При этом каждому максимуму $C_{орг}$ почти точно соответствует максимум молибдена.

Молибден чаще всего образует концентрации в верхней части карагана и нижней части чокрака, тогда как пики свинца довольно равномерно распределены по всему разрезу, а железа ($c_{max} = 16\%$) — локализируются в нижней части чокрака.

В разрезе по р. Фортанга в меньшей степени концентрируются также V, Mn, Ti, и Zr. При этом ванадий, марганец и титан, подобно свинцу, образуют пики, равномерно распределенные по разрезу и в общем симбатные пикам $C_{орг}$, тогда как Zr распределяется согласно с ними лишь отчасти. На графике четко видно, что он образует наиболее крупные максимумы в песчаниках горизонтов $\Sigma_7, \Sigma_6, \Sigma_5, \Sigma_1$ и пачек S_{10}, S_9, S_4 и др.

Итак, сравнивая разрез по р. Фортанга с разрезом по р. Буйволиная, легко прийти к выводу, что в более полном и относительно глубоководном разрезе по р. Фортанга



накапливалось гораздо большее количество химических элементов. Только Cr, Ga и P обычно и повсеместно здесь уступают своим средним содержанием в глинах.

Анализируя общую конфигурацию в распределении всех изученных нами химических элементов в разрезе по р. Фортанга, можно считать, что очень сходные между собой кривые образуют $S_{орг}$, V, Cr, Ga, Ge, Ni, Co, Cu, вторую группу составляют Pb и Mo, а третью — Fe, Mn, P, Ti.

Наконец, Zr и $CaCO_3$, как и во всех других случаях, образуют совершенно особые, отличные от всех кривые.

Характерно, что в одни и те же группы попадают химические элементы, присутствующие в разрезе в количествах, существенно превышающих кларк в глинах и заметно уступающих ему.

Литологическая колонка следующего к востоку разреза по р. Малая Рошня представлена на фиг. 37. Геохимическая ситуация здесь близка к предыдущей. Органическое вещество обогащает отдельные пласты чокракских глин, причем максимальные содержания $S_{орг}$ достигают здесь 20%; в карагане оно распределяется более равномерно, оставаясь почти повсеместно на уровне кларка.

По отношению к своим средним содержаниям в разрезе по р. Малая Рошня особенно интенсивно накапливаются Pb, Mo, Mn и Zr. Три первых элемента, так же как и в предыдущем случае, концентрируются в основном в глинисто-алевритовых пачках, отчетливо отсутствуя в песчаниках. Хотя обычно их повышенные содержания распределяются согласно с распределением $S_{орг}$, точного соответствия между максимумами $S_{орг}$ и Pb, Mo, Mn не наблюдается. По-видимому, между ними нет и корреля-

тивной связи, ибо разные части глинистых пачек содержат примерно равные количества ОВ и заведомо разные количества этих элементов.

В отличие от них цирконий, как правило, концентрируется в песчаниках. В чокракских отложениях его максимальные содержания устанавливаются в михайловском песчанике горизонта Σ_7 и в вышележащих пластах горизонтов Σ_6 , Σ_5 , Σ_1 , а в караганских отложениях он накапливается в пластах S_{12} , S_9 , S_3 , S_2 и S_1 .

В меньшей степени в разрезе по р. Малая Рошня накапливаются V, Cr, Fe и Ti. Эти элементы в глинистых толщах обычно в 1,5–2 раза превышают кларк, но при усилении терригенного начала и особенно при появлении в разрезе песчаников их содержания резко уменьшаются, значительно уступая кларковому.

Спорадически встречаются высокие содержания Ge и Co. Практически находятся ниже кларкового уровня количества Ga, Ni, Cu и P. По распределению элементов в разрезе большое сходство между собой обнаруживают $C_{орг}$, V, Cr, Ga, Ge, Ni, Co, Cu, Pb, составляющие первую группу; ко второй группе принадлежат Mo и Mn, к третьей — Fe, P, Ti, к четвертичной и пятой — Zr и $CaCO_3$.

На фиг. 38 (см. вкл.) показана литологическая колонка разреза по р. Элистанжи. Здесь характер распределения органического вещества еще больше напоминает разрез по р. Ярык-су. Действительно, в чокракских толщах спорадически встречаются прослой глины, содержащие до 7–8% $C_{орг}$, тогда как в карагане распределение органики становится более монотонным и в среднем опускается до уровня кларка.

Как хорошо видно при сравнении колонки р. Элистанжи со всеми предыдущими колонками, в Чечено-Грозненской впадине этот район отличается самым высоким содержанием органики в глинах. С этим хорошо гармонирует то обстоятельство, что роль глинистой составляющей в этом разрезе максимальна (см. фиг. 27), тогда как относительное значение песчаников и алевролитов сведено к минимуму. Можно, по-видимому, утверждать, что среднемиоценовые отложения района р. Элистанжи формировались в наименее гидродинамически активной обстановке по сравнению с разрезами по рекам Фортанга и Малая Рошня. Это, бесспорно, наложило отпечаток на их геохимическую характеристику.

Действительно, как можно видеть из фиг. 38, здесь зафиксированы очень высокие концентрации Pb, Mo, Mn, Zr, причем количество молибдена в отдельных пиках достигает рекордной величины $1,5 \cdot 10^{-3}\%$, почти на порядок превышая кларк. Три первых элемента по всему разрезу довольно четко тяготеют к глинистым пачкам и отсутствуют в песчаниках. Поэтому они образуют в общих чертах сходные между собой кривые, в целом симбатные также кривым $C_{орг}$. В данном случае, как и ранее, между разными компонентами нет коррелятивных связей, и каждый химический элемент образует свои собственные максимумы, типичные только для него. Свинец, так же как и $C_{орг}$, образует пики максимальных содержаний, тяготеющие преимущественно к чокракским толщам глин; молибден дает максимумы в нижнем и верхнем чокраке и верхнем карагане, а накопления марганца, как правило, преобладают в верхнем карагане. В отличие от них цирконий повсеместно накапливается в песчаниках горизонтов Σ_8 , Σ_7 , Σ_5 , Σ_3 , Σ_1 , а также пачек S_{12} , S_{6-9} , S_4 и S_1 . Таким образом, хорошо видно, что стратиграфический диапазон распространения акцессорного циркона в песчаниках среднего миоцена увеличивается по мере передвижения с запада на восток.

Более устойчиво в разрезе ведут себя ванадий, железо и титан, которые концентрируются в глинах почти повсеместно и отсутствуют в песчаниках; благодаря этому их кривые распределения постоянно "колеблются" вокруг средних. Спорадически и на самых различных стратиграфических уровнях в исследуемом разрезе обнаруживаются очень высокие содержания меди, никеля, кобальта, германия, фосфора.

Уступают кларковому только содержания двух химических элементов — хрома и галлия.

Что касается распределения элементов по мощности среднего миоцена, то в основных чертах оно напоминает особенности предыдущих колонок. Сходные конфигурации кривых обнаруживают $C_{орг}$, V, Cr, Cu, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, отличаются от них кривые Fe, P, Ti, особняком от других компонентов располагаются Mo, Zr и $CaCO_3$.

За пределами Чечено-Грозненской впадины, в районе Сулакского прогиба литологический состав среднемиоценовых отложений вновь заметно меняется в сторону усиления роли грубозернистых осадков. Об этом однозначно свидетельствуют, например, данные табл. 3, в которой показано, что содержание песчано-алевролитовых пластов р. Элистанжи едва составляет 31% от суммарной мощности среднего миоцена, тогда как в районе р. Ярык-су оно возрастает до 40%. Кроме того, на фиг. 37 можно видеть, как в том же направлении, от р. Элистанжи к р. Сулак, падает участие глинистой составляющей в самих терригенно-глинистых толщах.

На р. Элистанжи переслаивание глин с песчано-глинистыми породами достигает 40% от мощности терригенных отложений, а на р. Сулак они практически отсутствуют.

В полном соответствии с усилением роли седиментационных гидродинамических факторов в Сулакском прогибе меняется геохимическая характеристика разрезов. Литогенетическая колонка разреза по р. Ярык-су была уже нами рассмотрена в предыдущем разделе этой главы (см. фиг. 32). На ней хорошо видно, что в целом содержание $C_{орг}$ здесь несколько меняется; оно убывает количественно и становится более монотонным.

В разрезе по р. Ярык-су наиболее интенсивно концентрируются лишь железо, цинк и цирконий, причем первые два четко приурочены к пластам различных глин и отсутствуют в песчаниках. Цирконий, наоборот, широко распространен среди олигомиктовых кварцевых песчаников; он накапливается в горизонтах Σ_{10} , Σ_{8-9} , Σ_6 , Σ_3 , Σ_2 , Σ_1 чокрака и пластах S_{12} , S_1 карагана.

Менее контрастны, но довольно устойчивы, накопления ванадия, титана и марганца, причем первые два распространены в глинах всего разреза, а марганец довольно определенно тяготеет к глинам карагана.

Наконец, спорадически и на разных уровнях встречаются концентрации германия, свинца и хрома. Последний накапливается в песчаниках пачки S_{12} , возможно в форме хромпикотита или хром-граната. Таким образом, в разрезе по р. Ярык-су, кроме OB , встречены высокие содержания девяти элементов: Fe, Zn, Zr, Ti, V, Mn, Ge, Pb и Cr. Остальные элементы, т.е. Ga, Ni, Co, Cu и P, обнаружены в количествах, не превышающих кларк. Очевидно, что общая металлоносность разреза здесь явно падает.

На фиг. 39 показана литогенетическая колонка разреза по р. Сулак. На ней хорошо видно, что намеченная еще в районе р. Ярык-су тенденция уменьшения высоких содержаний OB и рудных компонентов в направлении с запада на восток, по-видимому, продолжается и здесь. Действительно, прежде всего обращают на себя внимание весьма низкие содержания $C_{орг}$. По существу во всем разрезе встречены лишь три уровня, где количество углерода в 1,5–3 раза превышает его кларк.

Далее обращает на себя внимание отсутствие очень высоких содержаний элементов-примесей. Относительно и довольно ровно по отношению к кларку в глинистых толщах накапливаются V, Pb, Fe, Ti. В песчаниках караганских отложений S_3 , S_4 , S_5 , S_8 , а также в чокраком горизонте S_7 концентрируется цирконий, в горизонте S_5 — обломочный хром. Спорадически встречаются высокие содержания Co. Что же касается остальных химических элементов, таких, как Ga, Ge, Ni, Cu, Mn, P, то они встречены повсеместно в количествах, не превышающих кларковые.

Любопытно, что общее падение содержаний различных химических элементов в разрезе существенно стандартизирует кривые распределения, которые как бы теряют индивидуальность и становятся удивительно похожими одна на другую. С трудом различаются при этом по конфигурации кривых первая группа элементов с $C_{орг}$, V, Cr, Ga, Ni, Co, Cu, Pb, Fe, Ti, вторая группа с Mn, P, третья — с Zr и четвертая — с $CaCO_3$.

Итак, анализ литогенетических колонок Сулакского прогиба показывает, что по степени концентрации и "набору" малых элементов они заметно уступают разрезам Чечено-Грозненской впадины.

В целом результаты анализа литогенетических колонок среднемиоценового профиля можно представить в виде табл. 32. Из данных табл. 32 видно, что поведение химических элементов теснейшим образом связано с литологическим типом разреза и, таким образом, с его положением в структурно-фациальной зоне.

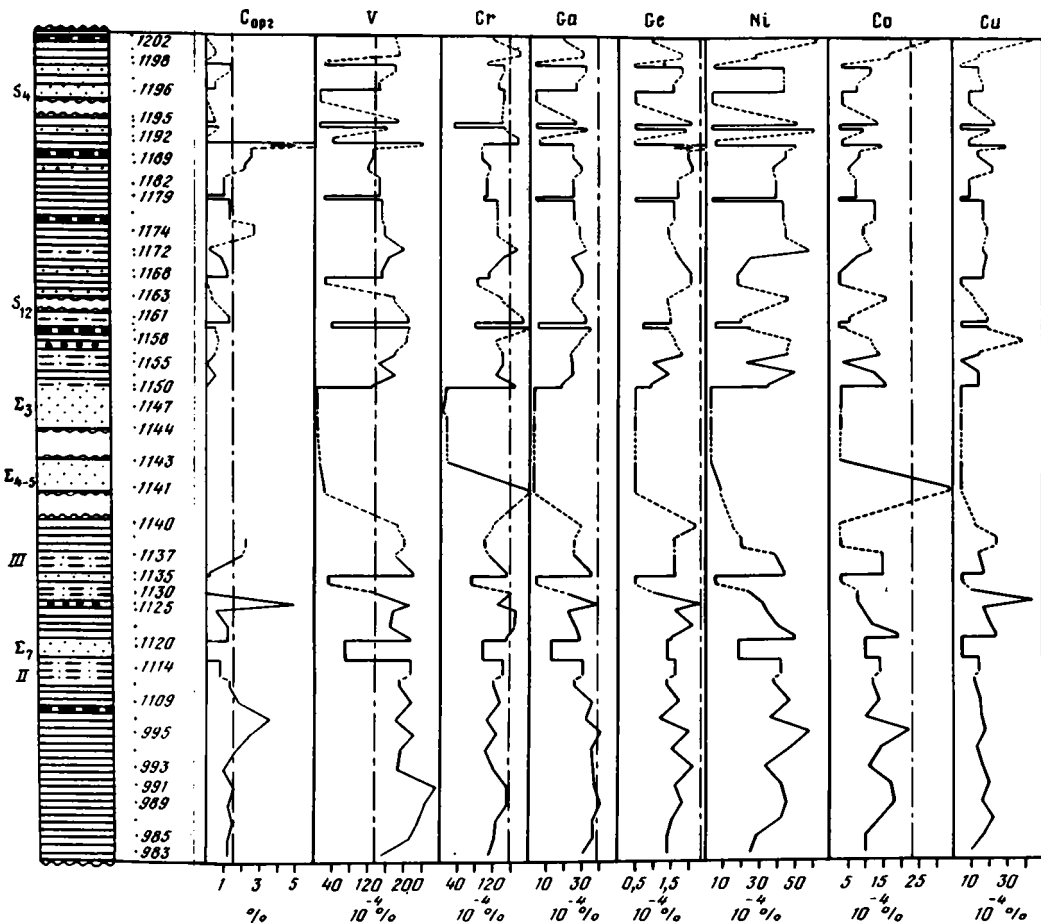
Разрезы Кабардинской и Осетинской впадин довольно заметно обеднены большинством химических элементов. Только накопление циркона по р. Урух и спорадические концентрации OB в разрезах по рекам Суадаг-Дон и Буйволиная позволяют геохимически различать между собой отложения этих двух депрессий.

Высокие содержания органического вещества, а также свинца, молибдена и, возможно, марганца — характерный признак Чечено-Грозненской впадины. Для ее разрезов также свойственно минимальное количество химических элементов, содержание которых практически не достигает величины кларка.

Разрезы Сулакского прогиба отличаются менее высокими содержаниями $C_{орг}$ и соответственным уменьшением содержаний Pb, Mo и Mn, но в них заметно возрастает списочный состав элементов, значения которых не достигают кларковых величин.

В геохимии разрезов Чечено-Грозненской впадины и Сулакского прогиба есть и некоторые сближающие их особенности. Во всех пяти разрезах эти их структур постоянно концентрируются V, Ti и Zr.

Рассматривая данные табл. 32, следует также отметить, что, несмотря на общую неустойчивость геохимических ассоциаций, все же есть элементы, которые ведут



Фиг. 39. Литогенетическая колонка разреза р. Сулак
Условные обозначения см. на фиг. 11

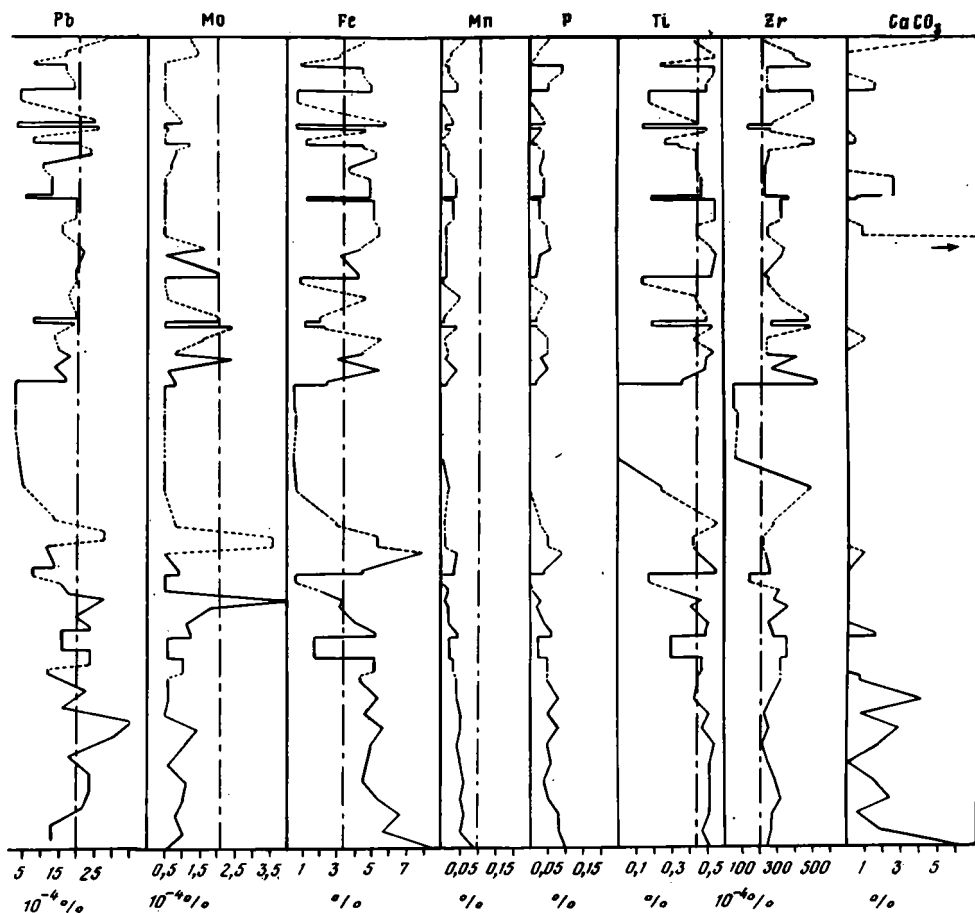
себя довольно постоянно во всех выделенных структурно-фациальных зонах. К ним прежде всего принадлежит железо, которое довольно постоянно накапливается во всех разрезах, а также галлий, фосфор и никель, которые почти повсеместно встречаются в количествах, уступающих кларковым.

Характерная черта Чечено-Грозненской впадины и Сулакского прогиба — так же как в районе р. Ярык-су, в отложениях чокрака здесь почти повсеместно выделяются горизонты черных, богатых органикой глин, которые прослеживаются во всех изученных нами разрезах. Такие горизонты "черных" сланцев почти совсем не встречаются в западных разрезах Осетинской и Кабардинской депрессий.

В караганских отложениях восточных разрезов распределение органического вещества обычно стабилизируется, и эти отложения представляют здесь единую пачку черных глин, местами разделенную песчано-алевролитовыми пластами. Так же как это было сделано в разрезе р. Ярык-су, во всех восточных разрезах профиля (от р. Фортанга на западе до р. Сулак на востоке) нами выделены и сопоставлены между собой отдельные горизонты чокракских "черных" сланцев. Их нумерация проставлена римскими цифрами на всех соответствующих литогенетических колонках (см. фиг. 36—39).

Горизонт I А прослеживается в разрезах Чечено-Грозненской впадины непосредственно над тарханским мергелем. В разрезе по р. Фортанга от него отделяется верхняя часть — горизонт I В. Он представлен мощной пачкой черных "книжных" глин с многочисленными карбонатными и сульфидными конкрециями, среди которых иногда проявляются прослой черных алевролитов. В разрезе по р. Ярык-су последние фациально замещают глины, а в районе р. Сулак этот горизонт оборван разломом. Содержание $S_{орг}$ в глинах в среднем колеблется в пределах 6—7%; мощность его в разрезах Чечено-Грозненской впадины достигает 50—60 м.

Горизонт I залегает в разрезах Сулакского прогиба ниже пачки песчаников 136



горизонта Σ_{10} . Он складывается пачкой черных алевролитовых глин мощностью 2–3 м. В разрезах Чечено-Грозненской впадины не прослеживается.

Горизонт II подстилает песчаники горизонта Σ_7 михайловской свиты и распространен повсеместно. В большинстве разрезов, за исключением разреза по р. Ярык-су, он представлен неслоистой черной глиной 15–40 м с прослоями карбонатных конкреций. В районе р. Ярык-су он фациально замещается тонкослоистыми "книжными" глинами.

Горизонт II А прослеживается только в районе разрезов по рекам Фортанга и Малая Рошня, где подстилает гипсоносные отложения датыхской свиты. Он представлен тонкослоистой черной глиной с прослоями мергелей и многочисленными сульфидными конкрециями. Мощность его достигает 10–15 м.

Горизонт II В также встречен только в западных разрезах района, в разрезах по рекам Фортанга и Малая Рошня, где он подстилает песчаники горизонта Σ_6 и сложен 10–15-метровой пачкой тонкослоистых черных глин с характерной "книжной" отдельностью с многочисленными сульфидными конкрециями и редкими прослоями ангидрита.

Горизонт III пользуется очень широким распространением и повсеместно заключен между песчаниками горизонтов Σ_6 и Σ_5 . Он представлен обычно 10–20-метровой пачкой черных тонкослоистых глин с хорошо выраженной "книжной" отдельностью. Много включений раковинок птеропод рода *Spirialis*. В породе распространены карбонатные шаровидные и лепешковидные конкреции сульфидов. Содержание органического углерода достигает 6–7% в западных разрезах и 4–5% на востоке. Иногда внутри пачки появляются пласты алевролита, разделяющие ее на два горизонта, которые в разрезе по р. Элистанжи получили нумерацию III и III А.

Горизонт IV повсюду на профиле подстилает песчаную толщу горизонта Σ_3 . В разрезах по рекам Фортанга и Малая Рошня он представлен чередованием черных и черно-бурых неслоистых глин с раковинистым изломом и зеленовато-серых глин и алевролитов; в породах широко развиты ракушечники из раковинки *Spaniodontella*. Содержание органического вещества колеблется в широких пределах – от 1%

Т а б л и ц а 32
Поведение химических элементов в отдельных разрезах
среднемиоценового профиля

Разрез по реке	Сильно концентрируются	Слабо концентрируются	Концентрируются спорадически	Не накапливаются
Урух	Zr	Fe, Mn, Ti	V, Pb, Mo (?)	C _{орг.} Cr, Ga, Ge, Ni, Co, Cu, P
Суадаг-Дон	—	Fe, Mn	C _{орг.} Cu, Pb, Zr	Cr, Ga, Ge, Ni, Co, P, Ti
Буйволиная	—	Pb, Fe, Mn, Ti	C _{орг.} V, Cu, Mo, Zr	Cr, Ni, Co, Ga, Ge, P
Фортанга	C _{орг.} Pb, Mo, Fe	V, Mn, Ti, Zr	Ge, Ni, Co, Cu,	P
Малая Рошня	Pb, Mo, Mn, Zr	C _{орг.} V, Cr, Fe, Ti	Ge, Co	Ga, Ni, Cu, P
Элистанжи	C _{орг.} Pb, Mo, Mn	V, Fe, Ti	Cu, Ni, Co, Ge, P	Cr, Ga
Ярык-су	Fe, Zn, Zr	C _{орг.} V, Ti, Mn	Ge, Pb, Cr	Ga, Ni, Co, Cu, P
Сулак	—	V, Pb, Fe, Ti, Zr	C _{орг.} Cr, Co	Ga, Ge, Ni, Cu, Mn, P

C_{орг.} до 5–7%. Встречаются карбонатные и сульфидные конкреции, залегающие в виде правильных прослоев. В разрезе по р. Элистанжи горизонт слагается черно-бурыми неслоистыми глинами, среди которых встречаются пачки тонкослоистых черных глин; широко развиты карбонатные и сульфидные стяжения. Содержание C_{орг.} увеличивается до 7–8%. В пределах р. Ярык-су в интересующем нас интервале появляются черные алевритовые глины с характерным раковистым изломом, а содержание C_{орг.} при этом падает до 2–3%. В районе р. Сулак интервал оказался задернованным.

Г о р и з о н т V в сущности объединяет два горизонта глин, подстилающие песчаники горизонтов Σ_1 и Σ_2 . В районе р. Фортанга нижняя его часть сложена 15-метровой толщей тонкослоистых черных глин с карбонатными и сульфидными конкрециями, тогда как верхняя 10-метровая пачка представлена алевролитовыми глинами с характерным раковистым изломом. В них широко распространены прослои ракушечников. Содержание C_{орг.} редко превышает 2–3%.

В разрезе по р. Малая Рошня встречена только верхняя пачка, сложенная коричневаточерными тонкослоистыми глинами с многочисленными фаунистическими остатками пелеципод и спириалисов с прослоями карбонатных конкреций. Мощность пачки 7–8 м.

В разрезе по р. Элистанжи обе пачки представлены темно-бурыми слабо слоистыми алевролитовыми глинами, кверху постепенно переходящими в тонкослоистые разности, содержащие разнообразную фауну, а также сульфидные и карбонатные конкреции. C_{орг.} в них достигает 4–5%.

В пределах р. Ярык-су встречена одна 15-метровая пачка черных слабослоистых алевритовых глин с многочисленными карбонатными конкрециями, подстилающая песчаники горизонта Σ_2 . Наконец, в разрезе по р. Сулак интересующий нас горизонт глин полностью замещается алевролитами.

Г о р и з о н т IV обособляется от караганских глин только в пределах разреза по р. Малая Рошня. Он представлен здесь 10-метровой пачкой коричневаточерных тонкослоистых глин с включениями коричневого битумоида, которая залегает над пачкой S₁₃. Содержание C_{орг.} в ней достигает 26%. В других разрезах этот горизонт четко не выделяется.

Геохимическая характеристика перечисленных горизонтов "черных" сланцев" приводится в табл. 33. Здесь обозначены только те элементы, которые существенно обогащают участки сапропланктонитовых глин в каждом разрезе, причем эти данные были сведены воедино на основе приведенных нами выше литогенетических колонок (см. фиг. 36–39).

Обращает на себя внимание и то, что ассоциации концентрирующихся в пластах глин элементов явно меняются от одного разреза к другому. Там, где общее содержание C_{орг.} возрастает, увеличивается и списочный состав накапливающихся компонентов. Объяснить такую геохимическую ситуацию правильнее всего не тем, что органическое вещество само привнесило извлеченные им из морской воды компоненты в осадок, а тем, что и накопление ОВ и концентрация элементов-примесей на стадии седиментации осуществлялись главным образом путем механического осаждения взвесей. Причем там, где создавались наиболее затишные условия, там осаждались и сапропланктогенное ОВ и наиболее тонкая взвесь, состоящая из коллоидных сгустков железа, марганца и элементов-примесей.

Ассоциации элементов-примесей в эмбрионально-рудноносных горизонтах
среднемиоценового профиля

Горизонт "черных" сланцев	р. Фортанга	р. Малая Рошня	р. Элистанжи	р. Ярык-су	р. Сулак
VI		V, Ge, Pb, Mo, Fe, Mn			
V	Ge, Pb, Fe	Mn	Ni, Co, Pb, Fe (?)	V, Zn, Fe, Mn	
IV	Pb, Fe	Pb, Fe	V, Pb, Mo, Fe	Zn, Mo, Fe, Mn	
III A			V, Co, Pb, Mo, Fe, Mn		
III	Fe	V, Cr, Fe	V, Pb, Mo, Fe	V, Pb, Zn, Fe	V, Co, Mo, Fe
II B	Pb, Mo, Fe, Mn	V, Mo, Fe, Mn			
II A	Pb, Fe	Pb, Mo, Mn			
II	Pb, Fe	Co, Mn	V, Pb, Ge, Fe	V, Zn, Fe	Pb, Fe
I			V, Pb, Mo, Fe	Zn, Fe, Mn	
I B	Mo, Fe				
I A	Ni, Co, Mo, Fe	Mo	V, Cu, Mo, Fe		

Конкретный же состав накапливающихся элементов определялся условиями их поставки в данный участок палеоводоёма, а не геохимическими свойствами ОВ, Fe, Mn и других сорбентов.

Концепция механического фракционирования автохтонных и аллохтонных взвесей в морях и океанах, высказанная Н.М. Страховым [1954, 1960, 1976], хорошо объясняет и общую картину распределения химических элементов на профиле. Действительно, в условиях повышенной гидродинамической активности, в которой формировались разрезы Кабардинской и Осетинской котловин (реки Урух, Суадаг-Дон, Буйволиная), а также разрезы Сулакского прогиба (реки Ярык-су, Сулак), накопление значительных концентраций химических элементов не могло иметь место вследствие разбавления их терригенным материалом. Наоборот, в затишных обстановках Чечено-Грозненской впадины и особенно в пределах р. Элистанжи, как в огромных отстойниках, накапливались органическое вещество и ряд сопутствующих ему химических элементов (Pb, Mo, Fe и др.).

АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ПРОФИЛЕ
С ПОМОЩЬЮ МЕТОДА АБСОЛЮТНЫХ МАСС

При исследовании современных морских и океанических осадков давно уже выяснилось, что процентный метод, которым обычно пользуются для получения представлений о механизме накопления элементов в том или другом участке дна водоёма, не даёт однозначного ответа на этот вопрос. По сути своей этот метод отражает не абсолютное количество элемента в осадке, а соотношение его с остальными сопутствующими компонентами [Страхов, 1947]. Повышение или понижение процентного содержания элемента часто совсем не означает усиления или ослабления его привноса, а в значительной мере зависит от уменьшения или усиления подачи других, сопровождающих его и "разбавляющих" компонентов.

Поэтому на примере Чёрного, отчасти Каспийского и Аральского морей, а также Тихого и Атлантического океанов Н.М. Страхов [1947, 1951] разработал метод абсолютных масс, существенно дополняющий процентный. Подсчёт абсолютных масс позволяет избавиться от влияния сопутствующих "разбавителей" и представить поступление элемента на дно водоёма в его реальных количествах.

Метод абсолютных масс быстро получил права гражданства среди океанологов и в наше время становится обычным рабочим приемом при исследовании геохимии осадков современных морей и океанов [Лисицын, 1975].

Сложнее обстоит дело в области изучения геохимии древних бассейнов осадочных толщ. Здесь благодаря пересчётам на "бескарбонатное" и "бескремнистое" вещество, предложенным Н.М. Страховым и др. [1955, 1959], дефекты процентного метода были несколько сглажены, однако в основном геохимические исследования осуществлялись на базе определения процентного содержания элементов: метод абсолютных масс к древним бассейновым отложениям применялся редко [Архангельский, 1927; Страхов и др., 1968].

Между тем, поскольку главной задачей при изучении геохимии древних толщ является не констатация закономерностей распределения элементов в разрезе и на площади, а их истолкование, переход к методу абсолютных масс в этой области становится актуальным.

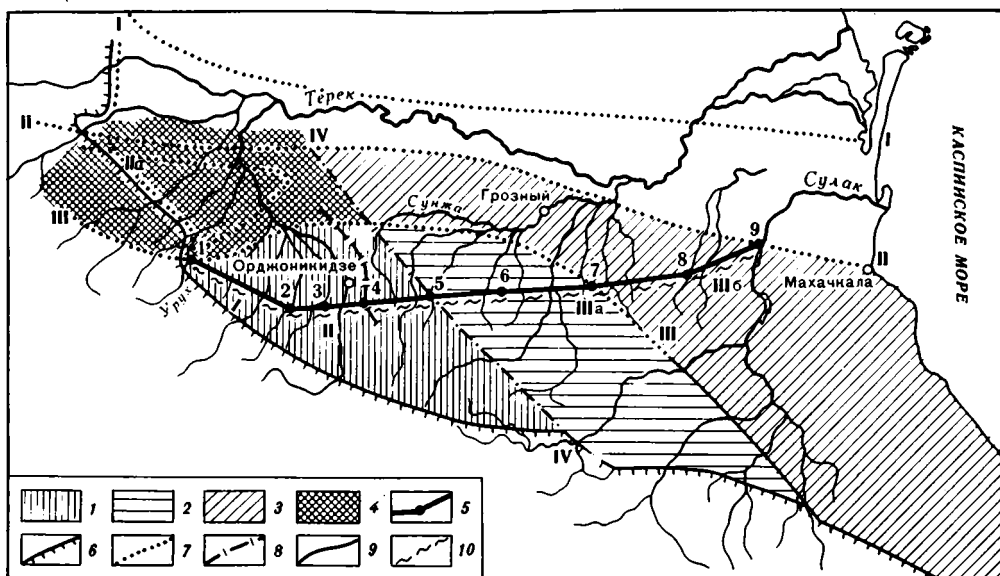
Следует также иметь в виду, что изученные нами чокракско-караганские отложения, как это хорошо видно на предложенных вниманию читателей литогенетических колонках (см. фиг. 34—39), принадлежат к толщам, в которых вертикальная изменчивость значительно превосходит фаціальную (латеральную). В них чередуются эпохи, когда в условиях усиления гидродинамической активности на огромных площадях исследуемого палеоводоема откладывались терригенные песчано-алевритовые осадки с эпохами относительного затишья, когда почти повсеместно шло медленное накопление тонких глин и карбонатов. Поэтому нам пришлось в данной работе попытаться оценить поведение химических элементов не во всем объеме исследуемых отложений среднего миоцена, а в отдельных его частях, искусственно расчленив чокракско-караганские отложения профиля на два однородных литолого-петрографических комплекса: песчаный и алевритово-глинистый.

Ранее нами было показано, что среднемиоценовые отложения Восточного Предкавказья представляют очень благоприятный объект именно для геохимических построений (среднемиоценовые отложения очень мало изменились в ходе более позднего выветривания [Холодов, Гаврилов, 1974]). Кроме того, изученные нами толщи никогда не погружались на большие глубины, и это исключает здесь существенное влияние более позднего катагенетического перераспределения утверждать, что общая картина геохимического распределения элементов в интересующих нас глинистых отложениях была создана в седиментационно-диагенетическую стадию, причем интенсивно проявленные здесь диагенетические преобразования (уплотнение глинистых осадков, конкрециеобразование, формирование диагенетических пластов и линз) носили характер местных перегруппировок элементов в замкнутой системе и в целом только несколько усложнили закономерности распределения, заложенные на стадии седиментации. Все сказанное позволяло надеяться, что применение метода абсолютных масс к интересующему нас объекту позволит глубже понять поведение различных элементов в ходе седиментации и более полно охарактеризовать геохимическую обстановку в чокракском и караганском палеоводоемах. Такая попытка, кроме того, помогла бы сравнить закономерности, установленные при изучении древних среднемиоценовых отложений Предкавказья, с закономерностями поведения в современных осадках эпиконтинентальных морей, и в первую очередь родственного им Черного моря.

Вышеперечисленные соображения заставили нас предпринять те трудоемкие расчеты, изложение которых и составляет главное содержание данного раздела. При анализе всего имеющегося геохимического материала (500 индивидуальных проб, 7775 частных определений химических элементов) основой для расчетов служило структурно-фаціальное районирование Восточного Предкавказья, изображенное на фиг. 40. На диаграмму нанесено относительное положение крупных глубинных и региональных разломов в соответствии с особенностями современного тектонического строения, и, по данным литолого-фациального анализа миоценовых отложений, на ней выделены единые в тектоническом отношении блоки, а также реконструирована предполагаемая береговая линия чокракского палеоводоема в эпоху максимальной трансгрессии моря. Очевидно, что линия литолого-фациального профиля пересекает разные фациальные области; его западная часть лежит в наиболее прибрежной, мелководной части палеобассейна, тогда как восточная соответствует более глубоководным обстановкам древнего устойчивого прогиба.

Как видно из фиг. 40, в пределах профиля четко выделяются три структурно-фациальные зоны, довольно резко различающиеся между собой по литолого-петрографическому составу, мощности и фациальной обстановке формирования среднемиоценовых отложений (более подробно разрезы этих зон были нами описаны ранее) [Холодов и др., 1977].

Зона I на западе представлена разрезом среднего течения р. Урух. Этот разрез типичен для всего Ставропольского поднятия и Кабардинской впадины, заметно отличаясь от субсинхронных отложений Осетинской котловины. Чокракские отложения в этом районе с глубоким размывом залегают на нижележащих майкопских отложениях; при этом в нижней части чокрака из разреза выпадает вся махачкалинская свита, а также михайловская и часть шуринской подсвит серноводной свиты, а общая мощность чокракско-караганских отложений едва составляет 100 м. В разрезе р. Урух преобладают карбонатные гидрослюдисто-монтмориллонит-хлоритовые



Фиг. 40. Структурно-фациальное районирование Восточного Предкавказья

Структурно-фациальные зоны: 1 — Осетинская, 2 — Чечено-Грозненская, 3 — Терско-Сулакская, 4 — Ставропольско-Кабардинская; 5 — расположение литолого-фациального профиля с разрезами (цифры на схеме): 1 — р. Урух, 2 — р. Суадаг-Дон, 3 — р. Кодахджин, 4 — р. Буйволиная, 5 — р. Фортанга, 6 — р. Малая Рошня, 7 — р. Элистанжи, 8 — р. Ярык-су, 9 — р. Сулак; 6 — береговая линия среднемиоценового моря в эпоху максимальной трансгрессии; 7 — зоны глубинных разломов (по А.И. Летавину и др. [1975]): I—I — герцинский, возрожденный в альпийском орогенном этапе Змейско-Притеречный; II—II — герцинский, возрожденный в альпийском этапе Малко-Терский; III—III — герцинский, возрожденный в альпийском этапе Сунженско-Тырныаузский; I—II — догерцинский, возрожденный в альпийском этапе Лысогорско-Марьинский; IIIа — герцинский, возрожденный в альпийском этапе Баксан-Чегемский; 8 — альпийские региональные разломы; 9 — предполагаемые участки альпийского разлома; 10 — совпадение линии профиля с альпийским разломом

глины с многочисленными линзами и прослоями ракушечников; широко развиты раковины разнообразных пелеципод (*Spaniodontella*, *Cardium*, *Arca*, *Dosinia* и др.); при резко подчиненном распространении спириалисов, теряющих здесь свое стратиграфическое значение; много пресноводных гастропод родов *Hydrobia* sp., *Paludina* sp., *Planorbis*, остатков углефицированной древесины. Встречаются включения водорослевых известняков, описаны биогермные прослои строматолитов [Холодов, Радионова, 1978]. Фауна свидетельствует об опреснении в прибрежных, водоемах.

З о н а II соответствует южному борту Осетинской впадины. Здесь несколько уменьшается размыв майкопских отложений, а мощность чокрака и карагана возрастает до 230—430 м. К этой зоне принадлежат разрезы рек Суадаг-Дон, Кодахджин, Буйволиная; все они слагаются более глубоководными фациями по сравнению с разрезом р. Урух, но, в свою очередь, более мелководными фациями, нежели их стратиграфические аналоги на востоке. Очень характерны литофации морского мелководья, в пределах которого шло накопление аллохтонной углефицированной древесины, вплоть до образования настоящих буроугольных пластов (рудопоявление Тарское). В разрезе встречаются ракушечники, строматолитовые известняки. В основании чокрака в районе р. Терек, по данным Л.И. Пламеневского, встречены линзы пляжевых конгломератов; здесь же в средней части чокракских отложений широко распространены остатки пресноводных гастропод рода *Planorbis*. С запада на восток в пределах этой зоны чокракские отложения все больше надстраиваются снизу; в разрезе р. Камбилеевка (р. Буйволиная) шуринская подсвита уже присутствует в полном объеме, а размыв нижежающего майкопа заметно уменьшается в амплитуде.

З о н а III располагается на южном борту Чечено-Грозненской впадины и Терско-Сулакского прогиба. В разрезах рек Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи, Ярык-су и Сулак среднемиоценовые отложения представлены чередованием глинисто-алевролитовых пачек и кварцевых олигомиктовых песчаников; суммарная мощность их колеблется от 760 до 1000 м. В чокракских отложениях выделяются 12 песчаных горизонтов ($\Sigma_1 - \Sigma_{12}$), в карагане — 13 ($S_1 - S_{13}$). Обычно в разрезах преобладают глины, причем состав глинистых минералов здесь заметно меняется — вместо "хлори-

товой составляющей" наряду с гидрослюдой и монтмориллонитом большую роль играет каолинит.

В чокракских отложениях широким распространением пользуются птероподы рода *Spirialis* — типичные представители фауны палеоводоема нормальной солёности, для карагана характерны более пресноводные пелециподы *Spaniodontella* и *Barnea*. Здесь полностью отсутствуют мелководные водорослевые известняки и строматолиты, в фациальном отношении преобладают либо литофации затишных участков и донных течений нормального морского палеоводоема, либо прибрежно-морские литофации ватт и лагун [Холодов и др., 1979].

В зоне III довольно определенно различимы две подзоны — IIIa и IIIб (фиг. 40). Для первой подзоны характерно широкое распространение глин и песчаников, слагающих значительные интервалы разрезов; в отложениях шуринской подсветы в западной части палеобассейна появляются типичные лагунные литофации (гипсоносно-соленосная свита), отражающие частичное обособление чокракского палеобассейна. Для второй подзоны типично более широкое распространение алевролитовых пород и заметное увеличение относительной роли кварцевых песчаников, что, по всей вероятности, объясняется хорошей связью с северными частями среднемиоценового моря, прилегающими к Русской платформе, с которой и поступал терригенный олигомиктовый материал.

Итак, трем фациальным зонам профиля, изображенного на фиг. 40, соответствуют Ставропольское поднятие и Кабардинская котловина на западе, Осетинская впадина в центре и Чечено-Грозненская впадина с Терско-Кумским (Сулакским) прогибом на востоке. Каждая из этих тектонических структур отделяется от соседней крупным тектоническим швом.

Таким образом, анализ фациальных особенностей отложений среднего миоцена позволяет считать, что впадины, осложняющие северо-восточный склон Кавказа, были заложены еще в нижнетретичное время. Во время отложения чокрака и карагана они представляли систему тектонических ступеней, разделенных конседиментационными глубинными разломами. Наименее интенсивно прогибался Кабардинский тектонический блок, который непосредственно примыкал к Ставропольскому поднятию. В его пределах были развиты наиболее мелководные фации среднемиоценовых морей. Более подвижен был Осетинский блок, где отлагались осадки большей мощности и глубины. Наконец, еще более мобильными в среднемиоценовое время были Чечено-Грозненский и Терский блоки, на площади которых шли наиболее интенсивные прогибание и осадконакопление. При этом относительное положение Грозненского и Терского блоков также не оставалось постоянным: в чокракское время более восточный Терский блок был значительно больше опущен, нежели западный Грозненский, а в караганское время между ними устанавливаются обратные пространственные соотношения.

Очень важным представляется еще одно обстоятельство: анализ палеогеографических карт позволяет утверждать, что в пределах Передовых хребтов некоторые глубинные разломы в среднемиоценовое время были трассированы системой крупных конседиментационных складок, активно влияющих на процессы осадконакопления и морфологически выраженных в рельефе дна. Вследствие активных тектонических поднятий некоторые антиклиналы в чокракское и караганское время неоднократно превращались в острова, частично отгораживающие южную часть исследуемых водоемов от его пелагиали. В таких условиях островного архипелага шли довольно своеобразные процессы морского осадконакопления, нередко сменявшиеся формированием солеродных лагун, застойных проливов, прибрежных ватт и мангровых зарослей.

Другая особенность строения чокракско-караганских отложений хорошо видна на фиг. 11 и заключается в том, что они представляют трансгрессивно-регрессивную серию; на протяжении всего чокракского времени палеоводоем непрерывно продвигался с востока на запад, захватывая все новые районы. При этом максимум трансгрессии падает на гяуртапинское время; в этот момент геологической истории море занимало самую большую площадь в пределах Восточного Предкавказья.

В последующий караганский этап палеоводоем у берегов Кавказского острова переживает регрессивный цикл и постепенно покидает западные районы; отложения шауданской свиты, венчающие разрез карагана, четко развиты лишь в разрезах восточнее р. Малая Рошня.

Типично также, что трансгрессивно-регрессивные перемещения береговой линии среднемиоценового палеобассейна в изучаемых районах происходили на фоне сложных и дифференцированных тектонических движений, непрерывно изменявших палеорельеф дна.

Наиболее расчлененный рельеф дна палеоводоема существовал в нижнечокракское время; в этот момент приподнятые на разную высоту тектонические блоки

Таблица 35

Соотношение различных типов пород в отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья (в процентах от общей мощности)

Разрез по реке	Песчаники			Алевролитоглинистая порода		
				Алевролит		
Урух	7	4,4	9,6	12,7	16,4	10,3
Зона I	7	4,4	9,6	12,7	16,4	10,3
Суадаг-Дон	21,4	32,6	15	16,4	22,2	12,4
Кодахджин	11	19,1	1,9	8,5	5,5	10,4
Буйволиная	5,9	4,5	8,2	5,6	5,4	6,1
Зона II	12,8	18,7	8,4	10,2	11	9,6
Фортанга	14	15,3	11,6	8,1	6,3	10,7
Малая Рошня	19,6	20,1	18,9	10,5	10,2	11
Элистанжи	13,8	10,8	19,9	17	19,1	12,3
Зона IIIa	15,8	15,4	16,8	11,9	11,9	11,3
Ярык-су	22,6	25	17,5	16,7	22,8	8,1
Сулак	19,5	18,9	20,6	11,9	15,1	5,9
Зона IIIb	21,1	22	19,1	14,3	19	7

Примечание. Для каждой породы первая цифра — для нерасчлененных отложений чокрака-карагана, следующие две — для чокрака и карагана.

Таблица 35 (окончание)

Разрез по реке	Алевролитоглинистая порода					
	Глина			Всего		
Урух	80,3	79,2	80,1	93	95,6	90,4
Зона I	80,3	79,2	80,1	93	95,6	90,4
Суадаг-Дон	62,1	45,2	72,5	78,5	67,4	84,9
Кодахджин	80,5	75,6	87,7	89	81,1	98,1
Буйволиная	88,5	90,1	85,7	94,1	95,5	91,8
Зона II	77	70,3	82	87,2	81,3	91,6
Фортанга	77,9	78,4	77,7	86	84,7	88,4
Малая Рошня	69,9	69,6	70,2	80,4	79,8	81,2
Элистанжи	69,2	70,1	67,7	86,2	89,2	80
Зона IIIa	72,3	72,7	71,9	84,2	84,6	83,2
Ярык-су	60,6	52,2	74,4	77,3	75	82,5
Сулак	68,5	66	73,4	80,4	81,1	79,3
Зона IIIb	64,6	59,1	73,9	78,9	78,1	80,9

стали значительной преградой на пути наступающего палеоморя. В результате развивающаяся трансгрессия была на некоторое время остановлена на границе между Чеченской и Осетинской впадинами. Первая была покрыта водами чокракского моря, тогда как в Осетии, западнее р. Терек, в это время осуществлялся, по-видимому, размыв тархана и майкопских отложений.

Вероятно, море долго оставалось на рубеже между разными блоками, о чем свидетельствует появление гипсоносных отложений в западной части Чеченской впадины в шуриновское время. Затем трансгрессия распространяется к западу и захватывает районы Осетии и часть Кабардинской депрессии, где чокракские отложения с размывом и угловым несогласием ложатся на среднюю часть майкопа. Однако в дальнейшем разница между погружением отдельных блоков нивелируется и вещественных следов миграции береговой линии становится все меньше. Караганское время характеризуется значительно более сглаженным рельефом дна, хотя распределение разных литофаций и мощностей на профиле свидетельствует о существовании тех же тектонических блоков, по-прежнему активно влияющих на осадконакопление.

Соотношения различных типов терригенных пород в чокракско-караганских отложениях изучаемого профиля, выраженные в процентах от общей мощности, представлены в табл. 35. Из нее следует, во-первых, что в строении исследуемых толщ

Т а б л и ц а 36

Средние содержания химических элементов по зонам профиля

Зона	Содержание элементов, %						
	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CaCO ₃	V
Чокракские отложения							
I	4,06	0,07	0,39	0,06	0,39	13,14	134
	1,6	0,04	0,28	0,03	Нет	8,75	55
II	4,05	0,05	0,46	0,05	1,42	4,78	139
	0,76	0,01	0,2	0,001	Нет	0,09	25
III а	4,58	0,06	0,45	0,07	1,80	5,98	149
	1,12	0,02	0,18	0,01	0,17	0,95	38
III б	4,45	0,07	0,48	0,05	1,35	1,7	175
	0,66	0,02	0,13	0,007	0,12	0,47	21
Караганские отложения							
I	4,06	0,05	0,4	0,06	0,43	12,47	100
	2,78	0,07	0,28	0,06	0,03	0,68	68
II	3,92	0,06	0,4	0,03	0,90	10,30	131
	2,92	0,03	0,24	0,05	0,05	6,36	65
III а	4,18	0,12	0,41	0,06	1,38	7,10	142
	0,93	0,02	0,18	0,003	0,05	Нет	29
III б	4,51	0,14	0,44	0,06	1,74	3,44	158
	0,83	0,02	0,19	0,004	0,06	0,93	25

П р и м е ч а н и е. В числителе — значения для глин, в знаменателе — для песчаников.

наибольшую роль, бесспорно, играют глины (64–80% мощности), меньшее значение имеют алевролиты (10–14% мощности) и песчаники (7–21% мощности). Во-вторых, отчетливо видно, что глины и песчаники по распространению на профиле выступают как антагонисты; относительная роль глин в строении миоценовых отложений возрастает с востока на запад (64% в зоне IIIб и 80,3% в зоне I), тогда как для песчаников наблюдается обратная зависимость (21,1% в зоне IIIб и 7% в зоне I). Количество алевролитов на протяжении всего профиля меняется незначительно и слабо колеблется в пределах 10–14%.

Такое своеобразие распределения песчаников и глин находит свое объяснение, если вспомнить, что происхождение кварца и сопутствующего ему ставролита в песчаниках среднего миоцена Восточного Предкавказья многие исследователи связывают с поступлением их из районов, расположенных на северо-востоке, в дельте Палеоволги [Шатский, 1929; Жиженко, 1940; Гроссгейм, Гмид, 1951; Вассоевич, 1958] (в этом процессе огромную роль играли, по-видимому, подводные течения). Что же касается минералов глин, то, как это было недавно обосновано нами [Холодов и др., 1976, 1977], их накопление было обусловлено и поступлением со стороны палео-Кавказа и сносом с Русской платформы.

Так как группа алевролитов с трудом разграничивается от алевролитовых глин и сравнительно чистых глин, а в алевролитах в пределах изученного профиля всегда преобладают глинистые разности, мы в дальнейшем все геохимические подсчеты будем проводить для двух главных разновидностей — алевролито-глинистых отложений (глина + алевролиты) и песчаников.

Вначале изучение закономерностей распределения химических элементов на профиле сводилось к вычислению их средневзвешенных содержаний по разрезам и зонам. Для этого в каждом изученном разрезе отдельно для глинистых отложений и песчаников были суммированы произведения содержаний 16 исследованных химических элементов и соединений (Fe, Mn, Ti, P, C_{орг}, CaCO₃, V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Ge, Mo, Zr) на их мощность; сумма была поделена на соответствующие им мощности тех же отложений в данном разрезе, что позволило вычислить среднее содержание элемента в различных группах пород каждого разреза. Затем для каждой из четырех выделенных выше литолого-фациальных зон было вычислено

Содержание элементов. 10 %

Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
Чокракские отложения								
88	18	26	17	39	17	1	1,2	274
48	10	10	8	20	4	0,5	0,6	442
93	24	38	21	45	18	1,6	2,1	179
87	11	18	4	10	9	0,8	1	224
110	22	23	26	45	16	1,5	1,8	249
77	10	7	7	9	4	0,9	0,6	384
127	19	18	28	37	11	1,5	1,1	312
65	6	5	4	7	7	0,6	0,5	253
Караганские отложения								
87	17	16	15	34	14	1,1	0,7	372
58	12	10	11	24	8	1	0,5	311
90	24	45	20	50	17	1,7	2,4	170
74	14	19	7	22	7	0,8	1	200
103	20	19	23	47	16	1,6	1,6	269
76	8	8	5	10	4	0,6	0,9	362
131	18	19	24	46	14	1,9	1,1	299
112	7	8	6	8	5	0,7	0,6	371

среднеарифметическое содержание любого из 16 исследованных химических элементов отдельно для глин и песчаников; результаты расчетов представлены в табл. 36.

Изучение средних содержаний химических элементов дополнялось путем расчета их абсолютных масс. Для изучения абсолютных масс осадочных пород в разрезе необходимо знать мощность и объемный вес отложений; тогда искомая абсолютная масса может быть рассчитана по формуле: $m = V \cdot P$, где V — средний объемный вес породы, P — мощность изучаемого стратиграфического интервала в данном районе.

В связи с тем что максимальная мощность чокракских отложений достигает 636,5 м, а караганских — 431,5 м, удобнее абсолютные массы пород выражать в т/м^2 .

Объемный вес сухих осадочных пород, слагающих исследуемую толщу, определялся методом гидростатического взвешивания; для этого в шести опробованных разрезах профиля было изучено 57 образцов. Результаты исследования, суммированные в виде средних значений объемного веса, а также распределение отобранных проб по типам пород и разрезам показаны в табл. 37.

Любопытно, что минимальные объемные веса типичны для песчаников, средние — для глин и алевролитов, а максимальные значения установлены в карбонатных породах. Последнее на первый взгляд несколько неожиданно, поскольку объемный вес карбонатных черноморских илов, по Н.М. Страхову [1947], был значительно меньше объемных весов остальных типов современных черноморских осадков (1,27—1,8) и достигал величины 0,92. Н.М. Страхов объяснял это тем, что в составе изученных им карбонатных илов огромную роль играют рыхлые раковинные скопления, очень легкие и пористые, тогда как в остальных случаях большое значение имеют плотно упакованные глинистые частицы.

Как было установлено в одной из предыдущих глав, в нашем случае микроскопическое изучение пластообразных мергелей, очень широко распространенных в разрезах чокрака и карагана, показывает, что здесь мы, по-видимому, имеем дело с какими-то первичными скоплениями биогенных, терригенных или, что менее вероятно, хемогенных карбонатов, полностью измененными и частично замещен-

Т а б л и ц а 37
Средние значения объемного веса в различных типах пород

Разрез по реке	Тип породы			
	Глины	Песчаники	Алевролиты	Карбонатные породы:
Суадаг-Дон	$\frac{2,05}{15}$	$\frac{2,03}{4}$	$\frac{2,02}{6}$	$\frac{2,7}{2}$
Кодахджин	$\frac{2,06}{10}$	—	—	—
Фортанга	$\frac{2,26}{5}$	$\frac{1,94}{1}$	$\frac{2,29}{1}$	—
Элистанжи	$\frac{2,25}{6}$	—	—	—
Ярык-су	$\frac{2,24}{4}$	$\frac{1,94}{1}$	$\frac{2,27}{1}$	—

П р и м е ч а н и е. В числителе — среднеарифметическое значение объемного веса, в знаменателе — количество изученных проб.

ными более поздними карбонатами диагенетического происхождения. Таким образом, процессы диагенетического карбонатообразования приводили к заметному сокращению первичной пористости пород, их уплотнению и перекристаллизации, что и определяло резкое увеличение величины объемного веса, достигающего 2,7 (табл. 37).

Обсуждая цифры в табл. 37, нельзя также не заметить, что однотипные породы западных и восточных разрезов профиля заметно различаются между собой по плотности. Поскольку в предыдущей работе было показано, что глубина диагенетически-катагенетического погружения с востока на запад несколько возрастает (фиг. 22, глава третья), именно на западе можно было ожидать максимального вторичного уплотнения глин. Однако объемный вес глинистых пород уменьшается с востока (2,24–2,26) на запад (2,05–2,06), что, по-видимому, обусловлено в большей мере фациальными изменениями состава глинистых отложений, подробно описанными ранее [Холодов и др., 1977]. Можно предполагать, что широкое распространение более мелкой и хлоритовой составляющей и повышение содержания рассеянных карбонатов в виде раковин в разрезах рек Урух, Суадаг-Дон и Кодахджин обусловило здесь большую пористость и меньший объемный вес глин. Плохая отсортированность песчаников и уменьшение преобладающих размеров зерен к западу очень хорошо объясняют увеличение объемного веса от р. Ярык-су к р. Суадаг-Дон.

Таким образом, изменение объемного веса осадочных пород по профилю правильно всего связывать с фациальными изменениями чокракско-караганских отложений, а не с их постседиментационным уплотнением.

Данные, приведенные в табл. 37, были в дальнейшем использованы для вычисления абсолютных масс пород в каждом изученном разрезе. Для этого в литологических колонках разреза были выделены интервалы с преобладающим типом породы; зная мощность каждого интервала и объемный вес типа породы, слагающего этот интервал, можно было вычислить абсолютную массу породы в каждом выделенном отрезке мощности. Сумма таких абсолютных масс в каждом разрезе подсчитывалась для чокракских и караганских отложений отдельно; результаты подсчетов представлены в табл. 38. В случае, если в изученном разрезе объемные веса не определялись непосредственно, на него интерполировались значения, полученные при определении объемных весов в смежных разрезах профиля.

Как это следует из табл. 38, величины абсолютных масс минимальны на западе, в среднем течении р. Урух (109,22 т/м² для чокрака и 111,63 т/м² для карагана); восточнее они непрерывно возрастают, достигая в крайнем разрезе р. Сулак максимальной величины (1285,28 т/м² для чокрака и 734,44 т/м² для карагана). Следует также отметить, что интенсивность роста значений абсолютных масс наиболее простая в чокракских отложениях, несколько усложняется в некоторых разрезах карагана (реки Суадаг-Дон, Фортана и Малая Рошня); в целом кривые абсолютных масс хорошо согласуются с величинами мощностей среднемиоценовых отложений, повторяя их до малейших деталей.

Таблица 38

Мощности и абсолютные массы среднемиоценовых отложений по профилю

Разрез по реке	Чокракские отложения		Караганские отложения	
	Абсолютная масса, т/м ²	Мощность, м	Абсолютная масса, т/м ²	Мощность, м
Урух	109,22	53,3	111,63	54,5
Суадаг-Дон	174,93	85,6	307,46	150,2
Кодахджин	344,91	167,9	306,03	148,6
Фортанга	1189,82	537,7	785,77	354,2
Малая Рошня	1151,45	524,9	947,79	430,9
Элистанжи	1159,06	523,9	557,55	254,8
Ярык-Су	1210,31	559	555,61	254
Сулак	1285,28	634,5	734,44	337,2

Таблица 39

Средние абсолютные массы среднемиоценовых отложений по зонам профиля, т/м²

Возраст отложений	I	II	IIIa	IIIb
Чокрак	109,22	259,92	1167,11	1247,8
Караган	111,63	306,75	763,7	645,03

Как было отмечено в предыдущем разделе, мощности среднемиоценовых отложений на профиле тесно связаны с движениями различных тектонических блоков фундамента; поэтому можно утверждать, что и распределение абсолютных масс чокракско-караганских отложений диктовалось главным образом движениями крупнейших конседиментационных блоков — Кабардинской котловины, Осетинской впадины, а также Чечено-Грозненской впадины с Терско-Кумским прогибом — и ростом антиклинальных складок, ограничивающих эти структуры.

По данным табл. 38, нами были вычислены средние абсолютные массы чокракских и караганских отложений по зонам; они позволяют еще более наглядно связать среднемиоценовое осадконакопление с конседиментационной тектоникой. Результаты расчетов представлены в табл. 39.

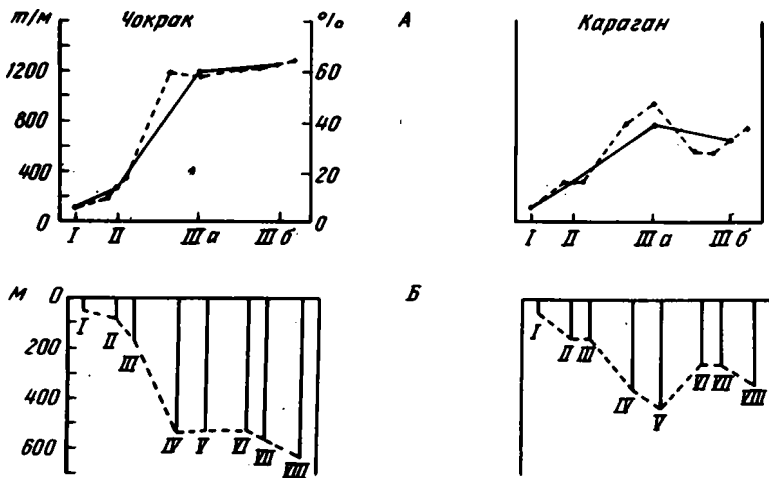
На фиг. 41 сделана попытка наглядно сопоставить распределение абсолютных масс на исследованном профиле с мощностями и чокракских и караганских отложений. В нижней части фиг. 41 приводится диаграмма мощностей чокрака (слева) и карагана (справа) в каждом из изученных разрезов, построенная таким образом, что кровля отложений каждого яруса взята за линию отсчета; тогда линия изменения мощностей (пунктир) в случае компенсированного прогиба будет воспроизводить рельеф дна палеоводоема.

В верхней части фигуры пунктиром нанесено значение абсолютных масс пород, рассчитанное для каждого разреза; хорошо видно, что эти величины образуют кривые, зеркально отражающие диаграммы мощностей. Здесь же сплошной линией нанесены кривые изменения абсолютных масс по зонам профиля.

Очевидно, что все исследуемые величины тесно связаны между собой, что подтверждает наши выводы о конседиментационном характере тектоники района и тесной зависимости, существующей между составом осадков и вертикальными движениями дна палеоводоема.

Средние абсолютные массы, вычисленные по зонам профиля, в дальнейшем послужили основой для подсчета абсолютных масс каждого из 16 изученных нами химических элементов; для этого среднее процентное содержание химического элемента в глинистых отложениях или в песчаниках умножалось на абсолютную массу тех же отложений в данной зоне профиля; полученные цифры сведены в табл. 40.

Дальнейшая работа сводилась к тому, чтобы сравнить между собой поведение химических элементов по двум главным показателям: среднему процентному содержанию в разных литолого-фациальных зонах (см. табл. 36) и абсолютным массам (табл. 40). Когда эта часть исследований была выполнена, то оказалось, что по поведению в различных комплексах пород, слагающих разрезы среднего миоцена, среди изученных химических элементов выделяется несколько групп. К первой принадле-



Фиг. 41. Распределение абсолютных масс отложений (А) и мощностей (Б) на профиле

I — р. Урух, II — р. Суадаг-Дон, III — р. Кодахджин, IV — р. Фортанга, V — р. Малая Рошня, VI — р. Элистанжи, VII — р. Ярык-су, VIII — р. Сулак

жат Fe, V, Cr, Ti, Ga, Zr, Mn, P; процентные содержания этих элементов в песчаниках и глинистых отложениях распределяются резко различно, можно сказать обратно друг другу. Во вторую группу входят Co, Pb, Mo, Cu, Ge, отчасти Ni. Эти элементы ведут себя чрезвычайно похоже как в песчаниках, так и в глинистых отложениях. Наконец, третью, очень условную группу составляют CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$; эти компоненты в песчаниках ряда районов образуют заведомо более поздние вторичные скопления: органика в них присутствует в виде пятнистой битумоидной пропитки, а карбонаты цементируют терригенную массу породы, образуя диагенетические конкреции и линзы. В то же время в глинисто-алевролитовых толщах основная масса органического вещества и карбонатов находится в рассеянном состоянии, а это обстоятельство

Таблица 40

Абсолютные массы (в кг/м^2) химических элементов по зонам профиля

Зона	Fe	Mn	Ti	P	$\text{C}_{\text{орг}}$	CaCO_3	V
Чокракские отложения							
I	4237	73	407	62,6	407	13712	14
	78	1,9	14	1,5	Нет	426	0,3
II	12398	163,9	1432	175,9	4759	16629	43,4
	284	2,7	69	0,6	Нет	51	0,9
III a	46149	601,9	4497	675,8	18176	60283	149,9
	1719	26,5	291	13,3	257	1245	5,7
III б	44467	627,7	4781	498	13385	16531	175
	1655	47,6	333	17,1	311	1272	5,3
Караганские отложения							
I	4103	50,5	404	60,6	435	12603	10,1
	294	7,4	30	6,3	3	72	0,7
II	11419	164,6	1160	85,7	2643	29137	38,4
	800	8,2	66	13,7	14	1743	1,8
III a	27735	811,5	2623	395,8	9035	47902	91,4
	1006	16,1	244	3,1	50	Нет	3,1
III б	24141	653,1	2315	284,2	9333	16560	85
	910	20	213	3,8	52	832	2,7

П р и м е ч а н и е. В числителе — значения для глин, в знаменателе — для песчаников.

позволяет считать, что более поздние диагенетично-катагенетические преобразования не смогли сильно нарушить первичную седиментационную картину их распределения. Исходя из сказанного, мы в следующих разделах сможем обсудить поведение этих компонентов лишь в глинистых отложениях; истолкование поведения $S_{орг}$ и $CaCO_3$ в песчанниках требует специально поставленного изучения диагенетических преобразований.

Прежде чем начать анализ распределения процентного содержания и абсолютных масс химических элементов разных групп, необходимо решить один вопрос, в каких гранулометрических фракциях накапливались разные химические элементы в среднемиоценовых палеоводоемах? Для решения этой задачи нами в различных частях исследуемого профиля были отобраны пять наиболее типичных образцов — по одному из разрезов рек Урух, Фортанга, Сулак и два из разреза р. Суадаг-Дон. Они были специально изучены с помощью фракционирования и химико-спектрографического анализа отдельных фракций [Холодов и др., 1979]. Два из пяти образцов имели существенно глинисто-алевролитовый состав, остальные три — песчанистый.

Все отобранные пробы были дезинтегрированы без применения кислот, а затем подвергнуты комбинированному гранулометрическому анализу; для анализа использовались навески в 50–100 г для песчаных разностей и 140–150 г для глинисто-алевролитовых. По методу Сабанина, отмучиванием удалялась фракция $< 0,01$ мм с ее разделением на две части: $< 0,001$ мм и $0,01–0,001$ мм. После окончания отмучивания частицы крупнее $0,01$ мм рассеивались на наборе сит с наименьшими отверстиями $0,1$ мм. Полученные таким образом шесть гранулометрических фракций взвешивались, а затем относились к общему весу исходной навески.

Полная характеристика гранулометрического состава изученных проб приведена в табл. 41; из нее следует, что образцы 770, 1969 и 1132 представляют алевритовые песчаники, обр. 660 ближе всего отвечает глинистому алевролиту, а обр. 2001 является сравнительно чистой глиной с небольшой примесью фракций $> 0,01$ мм.

В выделенных фракциях всех проб изучалось распределение 12 химических элементов. В химлаборатории Геологического института АН СССР аналитиками Е.В. Шурьгиной и З.В. Жигальцовой определялось содержание Fe, Mn, Ti. В спектральной лаборатории количественным методом было установлено содержание Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Ga, Ge, Mo.

Результаты изучения выделенных гранулометрических фракций приводятся в табл. 42. При ее анализе прежде всего обращает на себя внимание существенное

Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo	Zr
Чокракские отложения								
9,2	1,9	2,7	1,8	4,1	1,8	0,1	0,13	18,6
0,2	0,05	0,05	0,04	0,1	0,02	0,002	0,003	2,2
28,1	7,9	12,2	6,4	13,7	5,3	0,48	0,68	53,3
3,1	0,43	0,66	0,18	0,4	0,37	0,036	0,05	9,1
110,5	22,5	22,8	26,2	45	16,4	1,48	1,81	250,4
11,8	1,43	1,11	1	1,4	0,67	0,132	0,089	61,1
126,9	18,5	17,4	28,1	36,8	11	1,5	1,06	309,4
16,4	1,38	1,12	1,01	1,7	1,59	0,138	0,126	65
Караганские отложения								
8,8	1,7	1,6	1,5	3,4	1,4	0,11	0,07	37,6
0,6	0,13	0,11	0,12	0,3	0,08	0,011	0,005	3,3
26,5	7,1	13,3	8,8	14,9	4,9	0,50	0,7	49,1
2	0,38	0,52	0,19	0,6	0,19	0,022	0,027	5,5
67,7	12,9	12,8	14,9	31	10,1	1,01	1,02	176
8,6	0,80	0,85	0,57	1	0,41	0,071	0,094	42,6
70	9,5	10,2	12,8	24,5	7,4	1,03	0,55	160
12,6	0,74	0,89	0,62	0,8	0,53	0,074	0,06	42,3

Таблица 41

Гранулометрический состав песчаников, алевролитов и глин чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья

№ образца, горизонт, разрез	Гранулометрическая фракция, мм						Сумма
	<0,001	0,001–0,01	0,01–0,1	0,1–0,25	0,25–0,5	>0,5	
1969, чокрак, р. Суадаг- Дон	0,1314 0,26	0,9981 2,01	12,1190 24,36	33,2600 66,85	3,2107 6,45	0,0366 0,07	49,7558 100
770, чокрак, р. Фортанга	0,5097 0,39	1,0380 0,80	23,1767 17,95	97,5875 75,59	6,7375 5,22	0,0451 0,03	129,0945 99,98
1132, чокрак, р. Сулак	0,6365 0,87	0,9242 1,27	19,1392 26,30	45,5842 62,65	5,7515 7,90	0,7312 1,00	72,7656 99,99
660, караган, р. Урух	18,8460 11,30	39,6210 23,70	81,7690 49,00	24,4950 14,70	2,2240 1,30	12,5190 –	179,4740 100
2001, караган, р. Суадаг- Дон	73,5850 54,10	53,3130 39,20	5,9950 4,40	2,3330 1,70	0,6000 0,40	0,1230 0,10	135,9490 99,90

Примечание. В числителе – вес фракции в граммах, в знаменателе – процентное содержание.

отличие в геохимической характеристике песчаников (образцы 770, 1132, 1969) и глинисто-алевролитовых пород (образцы 660, 2001).

Действительно, в песчаниках максимальные содержания химических элементов обычно локализируются в тонкопелитовой фракции (< 0,001 мм); в ней же встречено и наибольшее количество накапливающихся элементов. В связи с недостатком выделенного материала во многих пробах не удалось определить содержание железа, титана и марганца, но все же в табл. 42 хорошо видно, что именно с тонкопелитовой фракцией почти всегда связаны концентрации V, Cr, Pb, Ga, Ni, Co, Mo.

Кроме тонкопелитовой фракции, некоторые элементы в песчаниках заметно обогащают грубопелитовую (0,01–0,001 мм) и алевритовую (0,01–0,1 мм) фракции. К числу таких элементов в первую очередь принадлежат Fe, V, Ti, Cu, Pb, отчасти Cr. Менее типичны для грубых фракций высокие содержания Ni, Co, Ge и Mo.

Характерно, что в алевритовой фракции песчаников очень интенсивно накапливается хром; кроме того, спорадически в ней обнаруживаются высокие содержания Ti и Fe. В грубообломочной фракции > 0,25 мм иногда также встречаются повышенные количества Fe, V, Ti, Cr и даже Pb, однако это, по-видимому, явление локальное.

Для более полной характеристики изученных проб нами была сделана попытка оценить распределение тех же 12 химических элементов по фракциям не в процентах, а в массах на 100 г вещества. При этом рассчитывалось процентное содержание данной фракции в 100 г породы, а затем вычислялось содержание элемента в этой гранулометрической фракции в граммах; результаты представлены в табл. 43.

Из табл. 43 следует, что хотя подавляющая часть химических элементов, сосредоточенных в песчаниках, заключена во фракции 0,1–0,25 мм, значительная часть хрома, титана, железа и марганца во всех пробах, а также ванадия, свинца и галлия в обр. 1132 находится во фракции 0,01–0,1 мм. При этом главным носителем хрома и титана в песчаных породах миоцена в большой степени является алевритовая фракция, нежели песчаная.

Возвращаясь к рассмотрению табл. 42, следует отметить, что в изученных нами глинисто-алевролитовых породах наблюдается несколько иная картина. Прежде всего видно, что распределение элементов по фракциям здесь заметно сглаживается, делается более ровным.

В алевролите (обр. 660) наибольшие содержания перемещаются в грубопелитовую и алевритовую фракции; в них заметно концентрируются Fe, Mn, Ti, V, Cr, Pb,

Cu, Ga, Ni, Co, Ge, причем к фракции 0,001–0,01 мм тяготеют Fe, V и Cu, а к фракции 0,01–0,1 мм – Cr, Ge и Mo. В глине (обр. 2001) распределение элементов по фракциям осредняется в еще большей степени; большинство элементов примерно в равных количествах встречаются в тонкопелитовой, грубопелитовой, алевритовой и песчаной фракциях. Только содержания Fe, V; Cr и Cu несколько возрастают в грубопелитовой и алевритовой части породы, Pb предпочтительно накапливается в песчано-алевритовых фракциях, а Ni и Mo обнаруживают некоторое (правда, незначительное) увеличение содержаний в пелитовой составляющей.

В соответствии с данными табл. 43 в алеврититах (обр. 660) главным носителем большинства элементов является преобладающая фракция 0,01–0,1 мм и только часть их заключена в грубопелитовой фракции (0,001–0,01 мм). В глинах (обр. 2001) главная масса изученных химических элементов равным образом распределяется между грубо- и тонкопелитовой фракциями (0,001–0,01 и < 0,001 мм).

Итак, при оценке распределения химических элементов по гранулометрическим фракциям изученных проб (см. табл. 42) определенно выявляются две четкие тенденции. Во-первых, для большинства элементов содержания заметно возрастают по мере уменьшения размерности несущих их обломочных частиц. Во-вторых, на этом фоне сравнительно ограниченная группа химических элементов (Fe, Ti, Cr, V) обнаруживает тесную связь с алевритовой обломочной фракцией, в которой их содержания нередко также увеличиваются.

Любопытно, что по характеру своего распределения 12 изученных химических элементов довольно явно распадаются на две группы. К первой принадлежат уже упомянутые нами Fe, V, Cr, а также Pb и Cu. Обычно их содержания в разных гранулометрических фракциях изменяются чрезвычайно контрастно; они сильно накапливаются в одной или двух фракциях и почти полностью отсутствуют в остальных. Распределение их содержаний показывает значительную дисперсию. Вторая группа включает Co, Ge, Mo и Mn; они обычно весьма равномерно или монотонно распределяются в разных фракциях, причем содержания их чаще всего слабо возрастают от грубых фракций к тонким.

Следует подчеркнуть, что состав двух выделенных групп химических элементов непостоянен и несколько варьирует в песчаниках и глинисто-алевритовых породах. Действительно, в песчаниках к первой группе элементов присоединяются Ti, Ga и Ni, которые ведут себя здесь сходно с Fe, V, Cr, Pb и Cu. А поведение Ti, Ga и Ni в глинисто-алевритовых разностях резко меняется; здесь они весьма равномерно обогащают различные гранулометрические фракции, напоминая этим поведение Co, Ge, Mo и Mn.

В целом особенности поведения химических элементов в разных гранулометрических фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья можно представить в виде следующей схемы.

	Контрастное распределение	Монотонное распределение
Песчаники	Fe, V, Cr, Ti, Ga, Pb, Cu, Ni	Co, Ge, Mo, Mn
Глинисто-алевритовые породы	Fe, V, Cr, Pb, Cu	Ti, Ga, Ni, Co, Ge, Mo, Mn

Нельзя не отметить, что предлагаемая группировка химических элементов относится к осадочным отложениям, прошедшим уже стадию седиментации и диагенеза, причем именно диагенетические преобразования в нашем случае могли несколько изменить формы нахождения некоторых элементов и, таким образом, исказить их первичное положение в гранулометрическом спектре фракций. Для того чтобы реконструировать распределение химических элементов во фракциях среднемиоценовых осадков, необходимо выявить те диагенетические процессы, которые могли существенно повлиять на формы нахождения изученных нами элементов и внести в нашу схему соответствующую поправку.

Из диагенетических процессов, реализованных в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья, хорошо изучены глауконитообразование, формирование сульфидных конкреций и формирование разнообразных карбонатных конкреций. Среди них для нас наибольшее значение может иметь именно формирование диагенетических сульфидов.

Действительно, в песчаниках и глинах миоценового профиля очень широким распространением пользуются диагенетические сульфидные стяжения, реже – прожилки, сложенные пиритом. Размеры их широко варьируют от 1 мм до 1 см и даже до 3–5 см в диаметре, а количество крупных стяжений на некоторых интервалах разрезов рек Элистанжи и Фортанга достигает 50 кг на 1 м³; кроме того, в породе присут-

Таблица 42

Распределение химических элементов в различных гранулометрических фракциях изученных образцов

№ образца, литологический состав	Фракция, мм	Содержание элемента, %			Содержание элемента, 10 ⁻⁴ %								
		Fe	Mn	Ti	V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo
1969, песчаник	>0,25	0,34	Нет	Сл.	<15	~ 10	≤10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,1–0,25	0,39	0,005	0,05	<15	<10	≤10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,01–0,1	0,67	0,01	0,26	18	200	20	<30	<5	<10	≤10	<1,5	<1,5
	0,001–0,01	2,46	0,01	0,24	70	127	307	>500	9	31	11	<1,5	<1,5
1132, песчаник	>0,5	1,12	Нет	0,15	31	103	13	30	<5	13	<10	<1,5	<1,5
	0,25–0,5	0,61	0,005	0,14	18	78	11	<30	<5	11	<10	<1,5	<1,5
	0,1–0,25	0,56	0,005	0,15	18	87	10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,01–0,1	0,95	0,01	0,36	58	215	30	<30	12	11	<10	<1,5	<1,5
	0,001–0,01	4,02	0,01	0,51	155	120	262	~500	28	52	11	2,2	1,9
	<0,001				237	150	330	335	40	66	15	2,6	2,6
770, песчаник	>0,25	0,34	0,005	0,03	<15	<10	<10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,1–0,25	0,28	0,005	0,03	<15	11	<10	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,01–0,1	1,45	0,01	0,19	19	135	13	<30	<5	<10	<10	<1,5	<1,5
	0,001–0,01	1,90	0,005	0,33	45	53	190	500	8	20	<10	<1,5	<1,5
	<0,001				81	77	210	427	14	43	16	<1,5	2,5
660, алеврит глинистый	>0,25	5,02	0,04	0,26	33	32	29	24	<5	20	10	<1,0	1,8
	0,1–0,25	2,90	0,06	0,26	38	28	22	28	5	20	10	<1,0	1,8
	0,01–0,1	3,07	0,07	0,51	86	76	40	68	16	42	19	1,8	2,2
	0,001–0,01	4,19	0,07	0,51	91	67	44	90	16	40	12	1,4	1,7
	<0,001	3,91	0,05	0,41	75	64	36	63	12	36	14	1,0	1,5
2001, глина	>0,1	2,79	0,05	0,41	86	66	56	61	12	34	14	1,0	2,0
	0,01–0,1	3,35	0,06	0,41	90	71	50	79	12	33	14	1,0	1,8
	0,001–0,01	3,91	0,05	0,41	70	58	40	78	12	39	14	<1,0	1,8
	<0,001	2,79	0,05	0,38	56	62	38	45	11	32	14	1,0	2,5

Примечание. Для образцов 770, 1132, 1969 фракция <0,001 мм не определялась.

Таблица 43

Массы химических элементов в различных гранулометрических типах изученных проб

№ образца, литологический состав	Фракция, мм	Содержание элемента, 10 ⁻³ г			Содержание элемента, 10 ⁻⁴ г								
		Fe	Mn	Ti	V	Cr	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Ge	Mo
1969, песчаник	>0,25	2,22	Нет	Сл.	<0,98	~ 0,65	<0,65	<1,96	<0,33	<0,65	<0,65	<0,1	<0,1
	0,1-0,25	26,07	0,33	3,34	<10,03	<6,69	<6,69	<20,06	<3,34	<6,69	<6,69	<1	<1
	0,01-0,1	16,32	0,24	6,33	4,38	48,72	4,87	<7,31	<1,22	<2,44	<2,44	<0,37	<0,37
	0,001-0,01	4,94	0,02	0,48	1,41	2,55	6,17	>10,05	0,18	0,62	0,22	<0,03	<0,03
1132, песчаник	>0,5	1,12	Нет	0,15	0,31	1,03	0,13	0,3	<0,05	0,13	<0,1	<0,02	<0,02
	0,25-0,5	4,82	0,04	1,11	1,42	6,16	0,87	<2,37	<0,4	<0,87	<0,79	<0,12	<0,12
	0,1-0,25	35,08	0,31	9,40	11,28	54,51	6,27	<18,8	<3,13	<6,27	<6,27	<0,94	<0,94
	0,01-0,1	24,99	0,26	9,47	15,25	56,55	7,89	7,89	3,16	2,89	<2,63	<0,39	<0,39
	0,001-0,01	5,11	0,01	0,65	1,97	1,52	3,33	6,35	0,36	0,66	0,14	0,03	0,02
<0,001	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,06	1,31	2,87	2,91	0,35	0,57	0,13	0,02	0,02	
770, песчаник	>0,25	1,79	0,03	0,16	<0,79	<0,53	<0,53	<1,58	<0,26	<0,53	<0,53	<0,08	<0,08
	0,1-0,25	21,17	0,38	2,27	<11,34	8,31	<7,56	<22,68	<3,78	<7,56	<7,56	<1,13	<1,13
	0,01-0,1	26,03	0,18	3,41	3,41	24,23	2,33	<5,39	<0,90	<1,8	<1,8	<0,27	<0,27
	0,001-0,01	1,52	0,01	0,26	0,36	0,42	1,52	4	0,06	0,16	<0,08	<0,01	<0,01
<0,001	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,32	0,3	0,82	1,67	0,05	0,17	0,06	<0,01	0,01	
660, алевролит глинистый	>0,25	6,5	0,05	0,34	0,43	0,42	0,38	0,31	0,07	0,26	0,13	<0,01	0,02
	0,1-0,25	42,6	0,88	3,82	5,59	4,12	3,23	4,12	0,74	2,94	1,47	<0,15	0,26
	0,01-0,1	150,4	3,43	25	42,14	37,24	19,6	33,32	7,84	20,58	9,31	0,88	1,08
	0,001-0,01	99,3	1,66	12,09	21,57	15,88	10,43	21,33	3,79	9,48	2,84	0,33	0,40
<0,001	44,2	0,57	4,63	8,48	7,23	4,07	7,35	1,36	4,07	1,58	0,11	0,17	
2001, глина	>0,1	6,14	0,11	0,9	1,89	1,45	1,23	1,34	0,26	0,75	0,31	0,02	0,04
	0,01-0,1	14,74	0,26	1,8	3,96	3,12	2,2	3,48	0,53	1,45	0,62	0,04	0,08
	0,001-0,01	153,3	1,96	16,07	27,44	22,74	11,68	30,58	4,7	15,29	5,49	<0,39	0,71
	<0,001	150,9	2,71	20,56	39,3	33,54	20,56	24,35	5,95	17,31	7,57	0,54	1,35

Примечание. Для обр. 1969 фракция <0,001 мм не определялась.

Таблица 44
Средние содержания Ni, Co, Pb, Mo в сульфидных конкрециях чокаракско-караганских отложений Восточного Предкавказья, 10⁻⁴%

Содержание элемента	Ni	Co	Pb	Cu	Mo
в конкрециях пирита	540	100	350	150	Нет
во вмещающих глинистых породах	44	18	30	30	3,1
Коэффициент концентрации	12,3	5,6	17,5	5	Нет

ствуется масса мелких микроскопических включений сульфидов, которые количественно учесть очень трудно. Как показали стадийные исследования [Гаврилов, 1977], рассеянные в пластах сульфидные конкреции образовались на самых ранних стадиях диагенеза в результате разложения органического вещества, микробиологического восстановления сульфатов, формирования сероводорода в илах и диффузионного стягивания элементов к центрам конкрециеобразования еще в верхних пластах ила. Значительно позднее начали формироваться карбонатные стяжения.

Кроме железа, в образовании диагенетических сульфидов, по-видимому, активное участие принимали Pb, Ni, Cu, отчасти Co и Mo; об этом свидетельствует прямое определение интересующих нас элементов в 10 образцах вмещающих глинистых пород, а также в девяти образцах заключенных в них пиритовых стяжений, выполненное в спектральных лабораториях ГИН АН СССР (И.Ю. Лубченко) и ИГЕМ АН СССР (В.Г. Хитров).

Среднее содержание некоторых элементов-примесей в сульфидных стяжениях, выделенных из разрезов рек Суадаг-Дон и Элистанжи, вмещающих их глин, а также коэффициенты их концентрации приведены в табл. 44, из данных которой видно, что Ni, Co, Pb и Cu, а возможно, и другие элементы заметно накапливались вместе с железом в процессах формирования сульфидных стяжений, просечек и прожилков.

Само собой разумеется, что образование сульфидных сгустков должно было существенно изменить положение слагающих их элементов в гранулометрическом спектре фракций. Очевидно также, что до диагенетических преобразований основная масса этих химических элементов мигрировала в среднемиоценовый палеобассейн, как и в любой другой гумидный палеоводоем, в форме очень тонкой взвеси и растворов [Страхов, 1968; Холодов, Гаврилов, 1974].

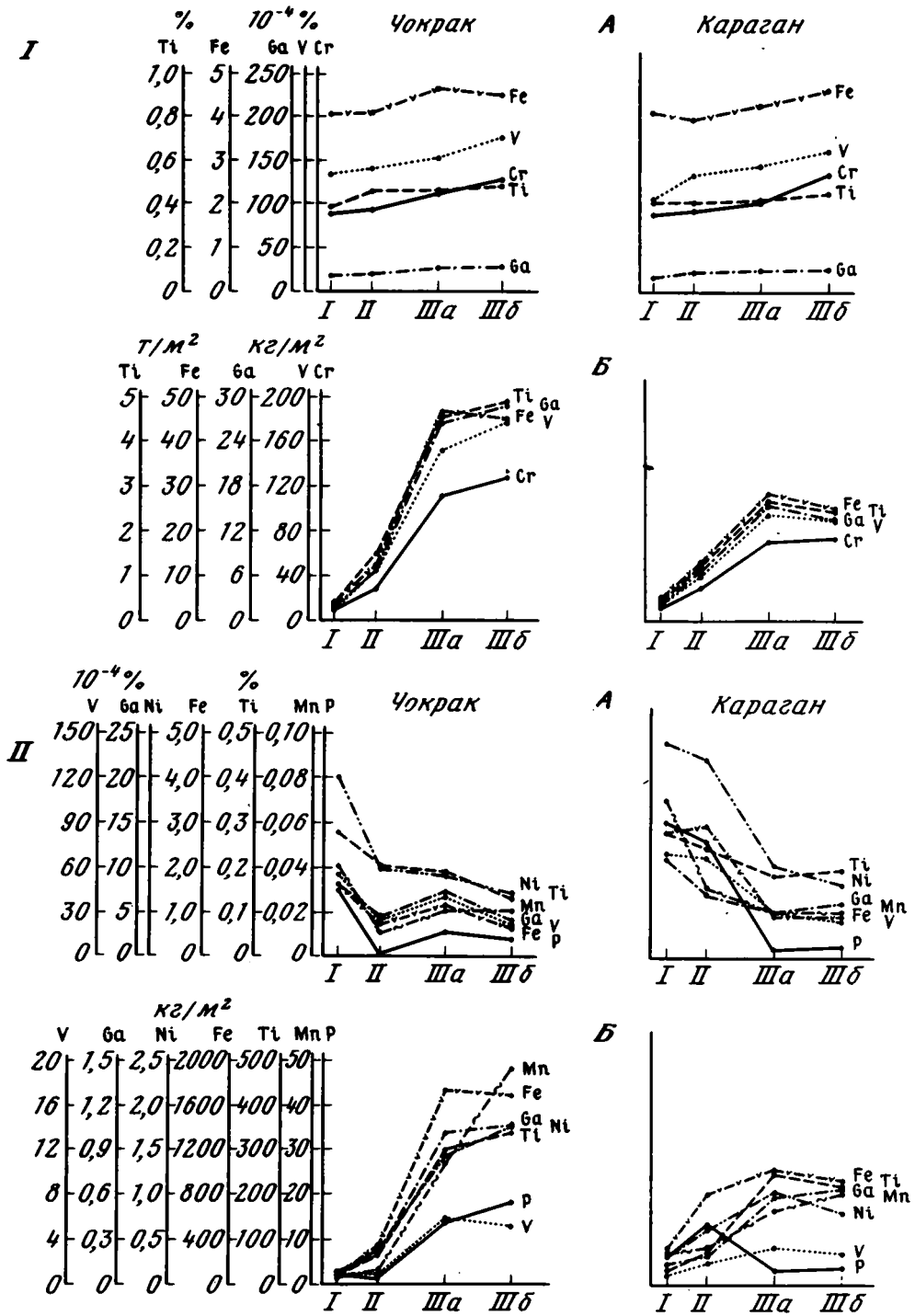
Поэтому мысленно восстанавливая поведение изученных нами химических элементов в собственно седиментационную стадию при их захоронении на дне чокаракско-караганского палеоводоема, мы должны особенности их распределения представить в следующем виде.

	Контрастное распределение	Монотонное распределение
Песчаные осадки	V, Cr, Ti, Ga, Fe	Ni, Co, Ge, Mo, Mn, Pb, Cu
Глинисто-алевритовые осадки	V, Cr, Fe	Ti, Ga, Ni, Co, Ge, Mo, Mn, Pb, Cu

Все сказанное означает, что путем непосредственного изучения форм распределения химических элементов в среднемиоценовых отложениях профиля, а также приняв необходимые поправки на диагенетические превращения, мы получили по сути дела те же две группы элементов, что выделяются при подсчете средних процентных содержаний и абсолютных масс по зонам. Попробуем проанализировать основной расчетный материал.

Первая группа элементов распадается на две подгруппы: в одну подгруппу входят Fe, V, Cr, Ti, Ga, в другую — Zr, Mn, P.

Особенности распределения элементов первой подгруппы в глинистых отложениях показаны на фиг. 42, I. В верхней ее части приводится изменение средних процентных содержаний интересующих нас элементов по литолого-фациальным зонам профиля. В нижней части диаграммы показано распределение абсолютных масс. Из графика следует, что и в чокаракских и в караганских глинистых отложениях поведение процентных содержаний Fe, V, Cr, Ti и Ga довольно сходно; они медленно возрастают по направлению от зоны I к зоне IIIб, т.е. от берега к морю. В общих чертах распределение абсолютных масс элементов этой подгруппы напоминает поведение процентных содержаний; исключение составляют абсолютные массы Fe, V, Ti, Ga в караганских отложениях, которые возрастают не в зоне IIIб, а в зоне IIIа, что объясняется ее более интенсивным прогибанием в это время.



Фиг. 42. Распределение элементов первой группы (I подгруппа) в глинисто-алевролитовых отложениях (I) и песчаниках (II) разных структурно-фациальных зон
 А — среднее процентное содержание, Б — абсолютные массы

Сравнение обеих частей графика (фиг. 42) позволяет считать, что в данном случае мы имеем дело с тем довольно редким случаем, когда процентные отношения отражают именно реальное увеличение привноса вещества в осадок.

Совершенно иначе обстоит дело с поведением той же подгруппы элементов в песчаниках (фиг. 42, II). Как это следует из верхней части диаграммы, процентные содержания Fe, V, Ti и Ga, а также Ni, Mn и P обычно достигают максимального

Таблица 45

Изменение среднего гранулометрического состава (в %) песчаников среднемиоценового возраста

Разрез по реке	Число проб	<0,01	0,01–0,1	0,1–0,25	>0,25
Сулак	14	6,24	14,24	74,88	4,64
Фортанга	9	6,16	21,78	70,86	1,20
Суадаг-Дон	2	8,92	38,07	52,83	0,18

значения в прибрежной части профиля (зона I) и довольно резко уменьшаются мористее (зона IIIб). Абсолютные массы тех же элементов ведут себя по-другому; они так же, как и в предыдущем случае, растут по мере перехода от зоны I к зоне IIIб.

Несоответствие между поведением процентных содержаний и абсолютных масс в данном случае правильнее всего объяснить либо относительным накоплением элементов данной подгруппы в прибрежных частях среднемиоценовых палеоводоемов, либо усиленным привносом элементов этой группы и разбавляющих их компонентов со стороны палеоводоема, т.е. с северо-востока. Как мы увидим ниже, второе предположение представляется нам более правильным.

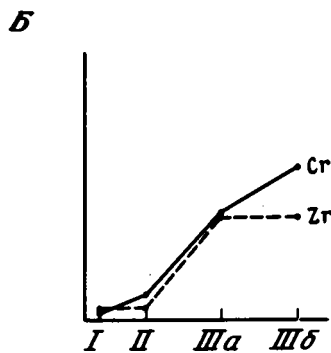
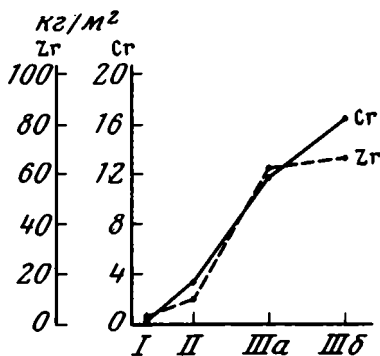
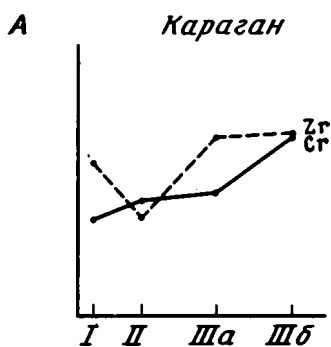
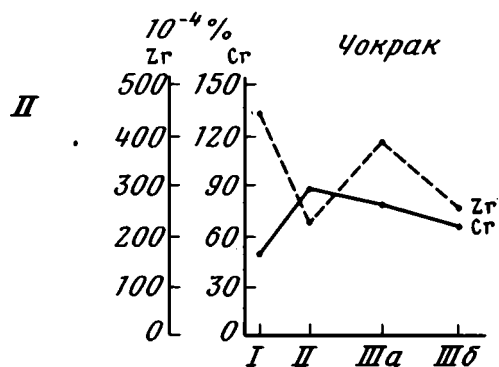
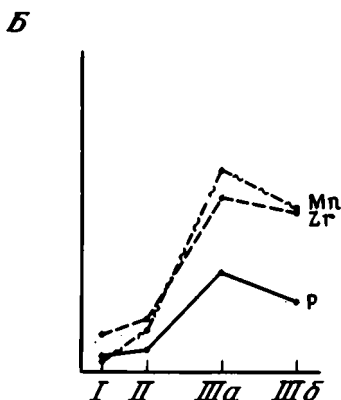
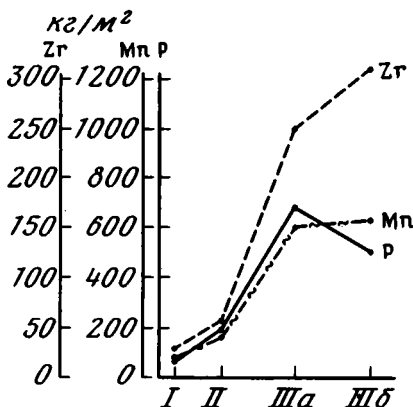
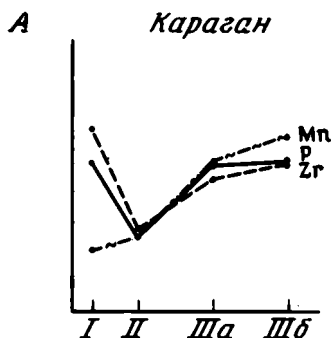
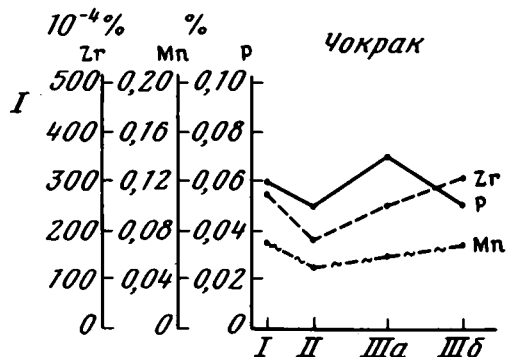
В значительной мере поведение элементов группы Fe, V, Ti, Cr и Ga обусловлено тем обстоятельством, что они обычно существенно обогащают алевритовую фракцию терригенных пород миоцена. Выше было показано, что содержание элементов группы ванадия—галлия увеличивается в алевритовой, грубопелитовой и пелитовой фракциях, но поскольку песчаная и алевритовая фракции составляют большую часть породы, наиболее крупные массы этих элементов в песчаниках сосредоточены именно в алевритовой составляющей. Между тем средний гранулометрический состав песчаных пород (табл. 45) с востока на запад меняется довольно заметно; в этом направлении очень сильно возрастает именно алевритистость песчаников (с 14,2 до 38,07%) и падает содержание песчаных фракций (с 74,88 до 52,83%). Такое ухудшение отсортированности песчаных пород от более глубоких частей палеоводоема к берегу и увеличение содержания алевритовой фракции должно неизбежно сопровождаться ростом процентного содержания Fe, V, Ti, Ga и других элементов первой группы.

Значительно проще обстоит дело с глинистыми отложениями исследуемого профиля. Здесь, наоборот, от берега в глубь моря возрастает количество алевролитовых прослоев; это обстоятельство вытекает из рассмотрения табл. 35, на которой общая мощность алевролитовых слоев в разрезе р. Урух составляет 12,7% суммарной мощности среднего миоцена, тогда как в разрезе р. Ярык-су она уже достигает 16,7%. Однако к сказанному следует добавить, что и в самих глинах восточной части района обычно обнаруживается под микроскопом значительная примесь тонкого алевролитового материала, который практически отсутствует на западе. Очевидно, что и в этом случае увеличение процентного содержания элементов группы ванадия—галлия связано с относительным обогащением пород алевритовой фракцией.

К элементам второй подгруппы принадлежит цирконий; в глинистых отложениях к нему присоединяются фосфор и марганец, а в песчаниках — хром. В сущности, если отбросить детали, поведение этих элементов сходно с поведением элементов группы ванадия—галлия. Действительно, в глинистых толщах (фиг. 43, I) процентное содержание циркония и марганца, хотя вначале и несколько падает от зоны I к зоне II, но затем мористее, по направлению к зоне IIIб постепенно возрастает; абсолютные массы этих элементов ведут себя тождественно абсолютным массам элементов первой подгруппы (см. фиг. 42, II).

Более сложно, но тоже почти повторяя кривую абсолютных масс, распределяются средние процентные содержания фосфора. В чокракских песчаниках (фиг. 43, II) поведение циркония и хрома ближе напоминает картину распределения элементов ванадиевой подгруппы; процентные содержания и абсолютные массы изменяются обратно друг другу. И только в карагане между кривыми циркония и хрома устанавливается симбатность. Для элементов этой подгруппы типичны очень резкие колебания процентного содержания от зоны к зоне, что в целом запутывает картину, делает ее сложной.

Как было показано нами ранее, при геохимическом исследовании среднемиоценовых отложений р. Ярык-су [Холодов, Гаврилов, 1974], главные носители циркония



Фиг. 43. Распределение элементов первой группы (II подгруппа) в глинисто-алевролитовых отложениях (I) и песчаниках (II) разных структурно-фациальных зон
 А — среднее процентное содержание, Б — абсолютные массы

и хрома в них — циркон, хромит и гранат, обычно локализованы в крупноалевритовой и тонкопесчаной фракциях. Реже и только в наиболее прибрежных частях профиля встречаются скопления циркона, размерность которых достигает алевритовой (это было отмечено нами в предыдущем разделе). Просмотры препаратов, изготовленных из тяжелых фракций песчаников, а также изучение прозрачных шлифов позволяют считать, что фосфор здесь также преимущественно присутствует в виде крупных зерен апатита. В случаях, когда преобладающие размеры минералов-носителей оказываются близки к алевритовой фракции, интересующие нас элементы ведут себя, подобно V, Ga, Fe, Ti и другим элементам первой подгруппы. Наоборот, когда минералы-носители по размерам оказываются близки к тонкопесчаной фракции, поведение их в разрезе и на площади усложняется, и по отношению к элементам первой подгруппы цирконий и хром выступают как явные антагонисты.

Кроме отмеченных особенностей, на поведении циркония, бесспорно, сказывается, по-видимому, и то, что этот минерал, кажется, поступал из двух различных источников. Один из них располагался на северо-западе, в районе Ставрополя, и имел местное происхождение, тогда как другой располагался на северо-востоке, на месте современного Каспийского моря, и был связан с дельтовыми отложениями крупной речной артерии.

Обобщая все сказанное выше об элементах первой группы, можно считать, что наиболее их типичными представителями являются V, Ti, Ga, Fe, Cr, Zr. Часть этих элементов поступала в среднемиоценовые бассейны в алевритовой фракции, часть — в виде песчано-алевритовой. Их концентрация в осадках осуществлялась главным образом путем привноса компонентов-носителей с востока или северо-востока, со стороны более глубоководных частей палеоводоема. Такая своеобразная поставка терригенного материала, была, по-видимому, обусловлена подачей песчано-алевритового олигомиктового материала с гумидных равнин Русской платформы, его накоплением в дельтах палеорек (палео-Волга и палео-Дон), у северных берегов палеоморей и последующим разносом его циркулярными течениями в направлении с севера на юг и с северо-востока на юго-запад.

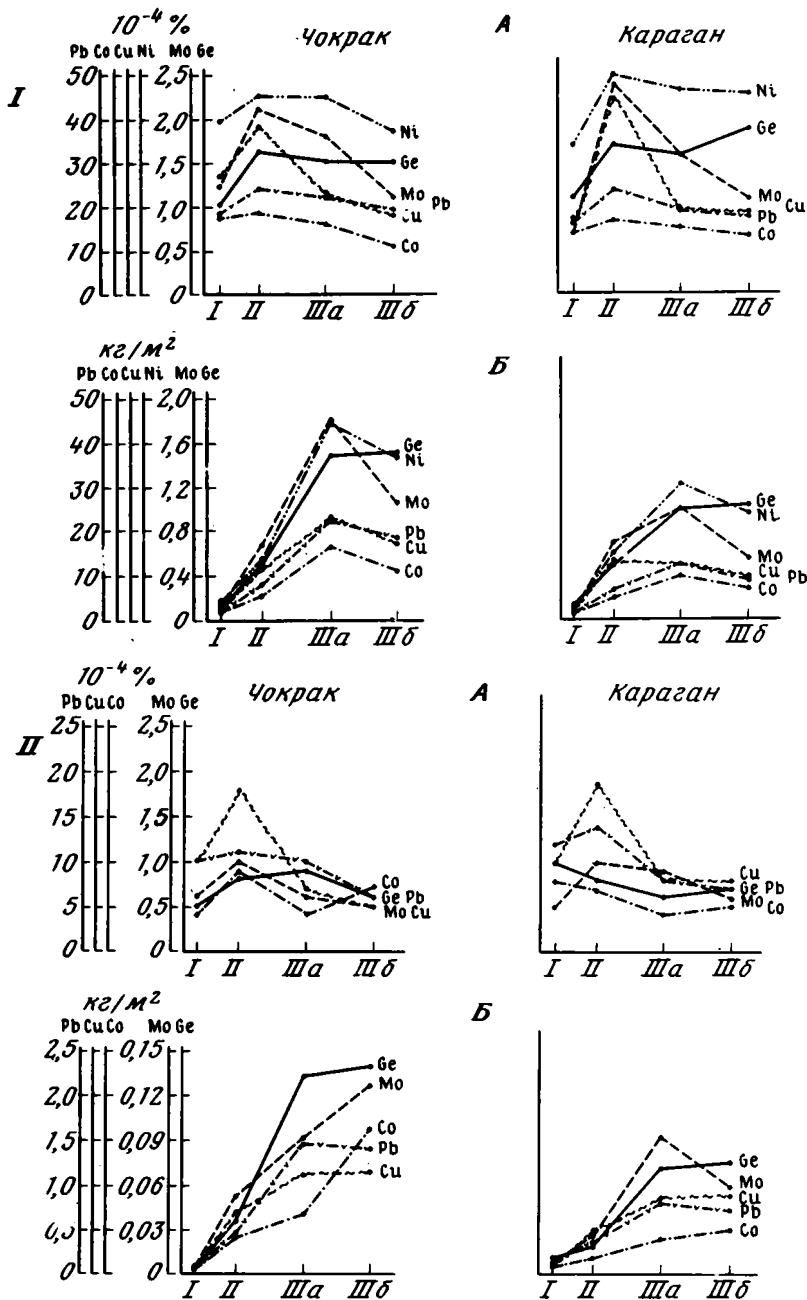
В периоды формирования тонких глинистых осадков и общего ослабления гидродинамической активности на всей акватории среднемиоценового моря слабое поступление алевритового материала, обогащенного элементами группы ванадия—галлия, наблюдалось только в восточных частях изучаемого профиля. Наоборот, в периоды общего усиления гидродинамической активности и широкого распространения кварцевых олигомиктовых песков отложение более тонкого алевритового материала происходило только у берега, в заиленных участках, как это имеет место в некоторых районах современного Каспийского моря [Страхов, 1954]; мористее, в районах, подверженных влиянию течений, отлагались более крупнозернистые и отсортированные кварцевые пески, которые разбавляли тонкий алевритовый материал в процентном отношении, одновременно увеличивая его массу в районах усиленного прогибания.

Таким образом, выявленные нами геохимические закономерности распределения элементов группы ванадия—галлия на профиле находят наиболее логичное объяснение, если мы примем за аксиому привнос терригенного обломочного материала не с южного, а с северного берега чокракского и караганского палеоводоемов.

Вторая группа элементов включает Pb, Mo, Ge, Cu, Co, отчасти Ni; их поведение в глинисто-алевролитовых отложениях и в песчаниках довольно сходно. Действительно, на фиг. 44, I показано распределение этих элементов в глинисто-алевролитовых толщах среднего миоцена по зонам. В верхней части диаграммы видно, что максимальные процентные содержания большинства элементов тяготеют к зоне II. От этой зоны и по направлению к берегу, и по направлению к пелагиали среднее процентное содержание чаще всего постепенно убывает; следует, однако, отметить, что германий в чокраке и в карагане ведет себя более сложно.

В отличие от процентных содержаний поведение абсолютных масс всех рассмотренных элементов более стабильно; их величина либо непрерывно возрастает от зоны I к зоне IIIб, либо возрастает от зоны I к зоне IIIа, а затем несколько уменьшается.

Очевидно, что стносительному накоплению элементов второй группы в прибрежной зоне II соответствует прибрежный дефицит абсолютных масс, что указывает на относительный вынос разбавляющих компонентов и отчасти интересующих нас элементов.



Фиг. 44. Распределение элементов второй группы в глинисто-алевролитовых отложениях (I) и песчаниках (II) разных структурно-фациальных зон
 А — среднее процентное содержание; Б — абсолютные массы

На фиг. 44, II воспроизведено поведение тех же химических элементов группы свинца—молибдена в песчаниках. Видно, что здесь еще лучше проявились уже известные нам закономерности: максимальные средние процентные содержания тяготеют к зоне II, а максимальные абсолютные массы устанавливаются в зоне IIIa.

Несколько усложнена картина распределения процентных содержаний германия в чокраке и в карагане; во всем остальном обе диаграммы (фиг. 44, I и II) весьма близки.

Геохимическое исследование фракций различных петрографических типов пород профиля, упомянутых выше [Холодов и др., 1979], позволило установить, что в глинах элементы группы Pb—Mo распределяются в процентном отношении довольно

равномерно, монотонно, обогащая все выделенные размерные составляющие; но поскольку фракция $< 0,001$ мм в глинистых отложениях преобладает, максимальные массы элементов второй группы тяготеют именно к ней. В песчаниках, наоборот, максимальные процентные содержания элементов группы Pb—Mo чаще всего связаны с тонкопелитовой фракцией, хотя общая масса этой фракции довольно мала. При этом следует напомнить, что для элементов группы V, Ti, Cr, Zr с увеличением грубозернистости терригенных пород возрастает величина дисперсии, а для элементов группы Ni, Co, Pb, Cu, Ge дисперсия падает (см. гл. 4).

На фоне тесной связи элементов второй группы с тонкопелитовой фракцией спорадически отмечаются их накопления в более грубых размерных составляющих породы; в песчано-алевритовых фракциях песчаников обнаружены высокие содержания свинца и меди, а в алевритовой фракции глинисто-алевритовых пород встречаются повышенные содержания Pb, Ge и Co. В этих случаях интересующие нас элементы, по-видимому, бывают сосредоточены в диагенетических сульфидных стяжениях, прожилках и просечках и представляют более поздние концентрации.

При истолковании поведения элементов группы Pb—Mo на профиле следует напомнить, что, согласно данным табл. 35, относительное содержание глинистых отложений в среднем миоцене Предкавказья возрастает с востока на запад, по направлению к берегу; в этом же направлении увеличивается тонкозернистость и однородность глинистых образований и ухудшается отсортированность песчаников. Все это позволяет однозначно объяснить увеличение процентного содержания интересующих нас элементов с востока на запад как следствие роста относительного количества глинистого материала, одинаково характерного и для песчаников, и для глин.

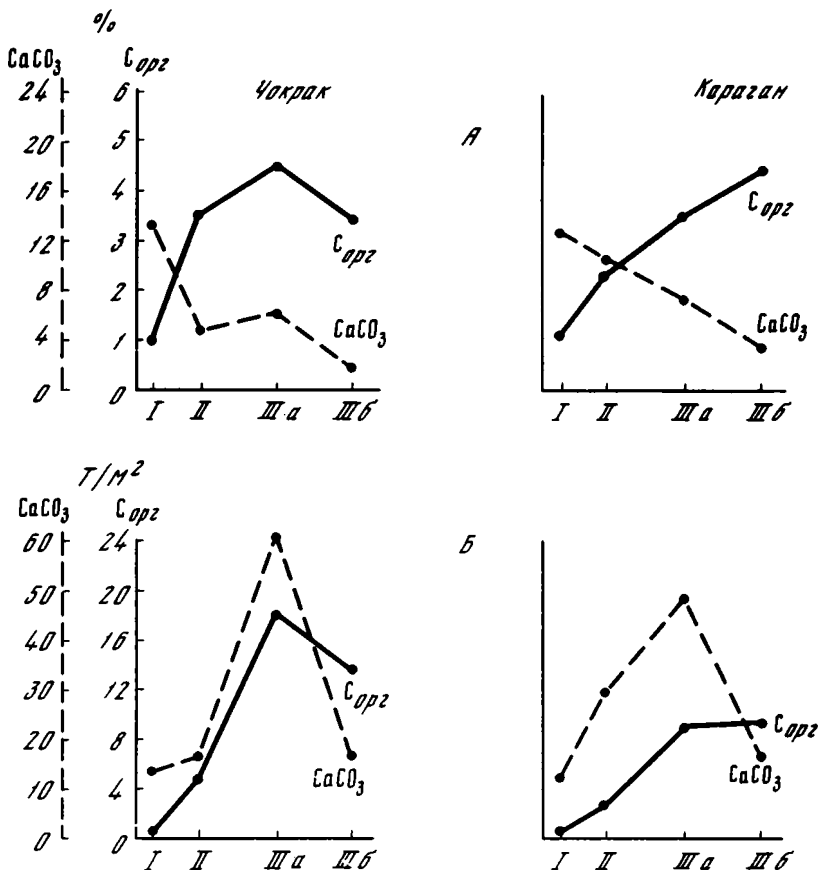
Однако повсеместно отмечающееся падение содержаний элементов второй группы при дальнейшем переходе от зоны II к зоне I можно понять только учитывая, что общая карбонатность разрезов зоны I (р. Урух) несравненно выше карбонатности зоны II (р. Суадаг-Дон—р. Буйволиная). В дальнейшем, при рассмотрении поведения CaCO_3 , мы еще остановимся на этом явлении. Здесь же отметим, что при пересчете на бескарбонатное вещество средние процентные содержания элементов в зоне II и в зоне I оказались близки, а это подтверждает то обстоятельство, что прибрежный минимум содержаний интересующих нас элементов является кажущимся и обусловлен не чем иным, как простым их разбавлением за счет карбонатов.

Тем не менее относительное накопление элементов группы Pb—Mo на фоне общего уменьшения мощностей и абсолютных масс в зонах I и II трудно объяснить одной их приуроченностью к тонкой пелитовой фракции осадка; ведь именно пелитовые частицы при взмучивании в воде должны были удаляться за пределы прибрежной зоны в первую очередь!

Можно предположить, что одновременно с перемывом морских осадков в верхних их слоях шли процессы разложения органического вещества, микробиологического восстановления сульфатов, формирования сероводорода в илах и диффузионного стягивания элементов второй группы вместе с железом к центрам конкрецееобразования; вследствие этих процессов образовывались крупные и мелкие сульфидные стяжения, которые в целом довольно индифферентно реагировали на деятельность, волн, вымывавших менее крупные гранулометрические частицы. В результате сложного сочетания диагенетического минералообразования, взмучивания илов и их размыва у берега прибрежные области среднемиоценового моря обогащались элементами группы Pb—Mo. То обстоятельство, что процессы сульфидообразования никак не отразились на поведении железа, фигурировавшего в первой группе химических элементов, объясняется в первую очередь тем, что их содержания резко различаются между собой; если количество железа в глинах в среднем достигает 3,5—4,51%, то средние содержания свинца равны 0,0017—0,0024%, а молибдена — 0,00007—0,00024%. Очевидно, что при таких соотношениях количество железа, заключенного в сульфиды, ничтожно мало по сравнению с его рассеянной формой; наоборот, в балансе форм свинца или молибдена сульфидная форма будет играть несравненно более важную роль.

Итак, и в периоды ослабления гидродинамической активности, и в периоды усиления гидродинамических процессов поведение элементов группы свинца—молибдена определялось распределение тонкой глинистой фракции в сочетании с развитием процессов диагенетического сульфидообразования.

Третья группа элементов выделена нами условно; она включает карбонаты, пересчитанные на CaCO_3 и $\text{C}_{орг}$. Их поведение в глинисто-алевролитовых толщах профиля показано на фиг. 45. При анализе графика процентных содержаний в первую очередь обращает на себя внимание стереотипное поведение карбонатов и в чокракских, и в караганских отложениях; их максимальные количества



Фиг. 45. Распределение элементов третьей группы в глинисто-алевролитовых отложениях разных структурно-фациальных зон
Объяснение А, Б см. на рис. 44

устанавливаются вблизи от берега, в зоне I (р. Урух); мористее содержания CaCO_3 уменьшаются, достигая минимума в зоне IIIб.

Абсолютные массы карбонатов ведут себя резко differently в зависимости от процентных содержаний; в обоих стратиграфических подразделениях они достигают максимума в зоне IIIa, уменьшаясь и по направлению к пелагиали (зона IIIб) и по направлению к берегу (зоны I и II).

Несоответствие между поведением процентных содержаний и абсолютных масс CaCO_3 можно объяснить двояко. Либо вблизи от берега из карбонатных илов постепенно выносились волнением морской воды тонкие глинистые частицы и мелкие обломки карбонатов, что увеличивало процентное содержание CaCO_3 в осадке, либо в наиболее глубокие участки профиля усиленно поступал посторонний осадочный материал, разбавляющий карбонаты. Из того, что уже было изложено выше, следует, что скорее всего происходило и то и другое, поскольку мы знаем, что в зоне II усиленно накапливались за счет перемива элементы группы свинца-молибдена, а в зоне IIIб глинистые толщи содержат повышенное количество алевритовых обломков кварца и других терригенных минералов.

Следует также подчеркнуть, что подавляющее большинство среднемиоценовых карбонатов имеет биогенное происхождение. Действительно, изучение среднемиоценовых глинистых отложений в разрезе р. Урух (зона I) показало, что они переполнены разнообразным, часто очень крупным раковинным материалом; здесь в прозрачных шлифах были обнаружены обломки известковых раковин пелеципод, гастропод, фораминифер, остракод и спириалисов, причем количество последних было относительно невелико. Наряду с этим в глинах р. Урух встречается огромное количество неопределимого карбонатного детрита; карбонатные водорослевые образования и иглолки арагонита. Далее в глубь моря (зона II) скопления раковин донных форм все чаще замещаются линзами ракушнякового детрита, причем карбонатные обломки здесь уменьшаются в размерах, а затем исчезают

совсем. Еще мористее (зоны IIIa, б) в чокракских глинистых толщах место донных породообразующих организмов занимают мелкие (0,16–0,2 мм в диаметре) карбонатные раковинки планктонных птеропод – спириалисов, которые местами переполняют глины; в карагане они отсутствуют.

Очевидно, что затишные участки вблизи от берега, где более интенсивно накапливался глинистый материал и элементы второй группы служили также ареной прижизненного и весьма интенсивного биогенного карбонатаообразования. Раковинные бентальные карбонаты, особенно сконцентрированные в зоне I, были мористее окружены шлейфом детрита и планктонных скоплений раковин птеропод.

Таким образом, распределение CaCO_3 на профиле в общих чертах отражает, по-видимому, интенсивность биогенного карбонатаообразования в среднемиоценовых палеоморях. В наиболее прибрежных частях водоема садка карбонатов протекала столь интенсивно, что заметно подавляла иногда накопление аллохтонных и автохтонных взвесей и приводила к их разбавлению.

Обращаясь к рассмотрению поведения органического вещества, точнее $C_{\text{орг}}$, нельзя не увидеть, что оно отличается от распределения карбонатов. В самом деле, количества $C_{\text{орг}}$, минимальные в зоне I, у берега как в чокраке, так и в карагане неуклонно возрастают по направлению к зоне IIIб, достигая в глубоководных частях профиля 5–6%. В отличие от карбонатов абсолютные массы органики ведут себя сходно с распределением процентных содержаний; они отчетливо увеличиваются с запада на восток. Следовательно, можно сделать довольно определенный вывод: в данном случае поведение процентных содержаний на профиле отражает истинное поступление органического вещества в осадок. Нельзя также не отметить, что между поведением тонкого взвешенного терригенно-глинистого материала и органического вещества в ходе формирования глинистых осадков среднего миоцена существует известная общность; оба компонента преимущественно накапливались на отдельных участках Чечено-Грозненской впадины и Сулакского прогиба в периоды ослабления гидродинамической активности вод. С литологической точки зрения те участки дна, куда интенсивнее всего поступало ОВ, представляли своеобразные отстойники.

Как это было показано выше, а также находится в соответствии с представлениями С.В. Бруевича [1941], Л.А. Зенкевича [1947], Н.М. Страхова [1954], В.Г. Дацко [1959], М.П. Максимовой [1973], Е.А. Романкевича [1977] и других исследователей, главным поставщиком органического вещества в среднемиоценовые палеоводоемы, так же как и в современные моря, был фито- (диатомовые водоросли, перидинии, кокколитины) и зоопланктон (птероподы и пр.). Обычно его распространение в водоемах определяется поступлением питательных веществ; количество биомассы планктона заметно увеличивается вблизи от устья рек (речной гидрфронт) или в местах подъема глубинных вод.

Кроме того, распространение планктона в значительной мере зависит от направления циркуляционных течений, а концентрация ОВ на дне определяется благоприятными для захоронения затишными участками. Очевидно также, что наиболее интенсивное накопление ОВ происходило в периоды ослабления общей гидродинамической активности палеоводоема.

В нашем случае можно также предполагать, что область весьма интенсивного расцвета планктона была связана с дельтой мощной палеореки, располагавшейся к северо-востоку от исследуемого района, а подводные течения легко разносили мелкие по размерам остатки погибших организмов, которые затем и захоронялись в западинах дна.

Таким образом, общее увеличение содержаний $C_{\text{орг}}$ на северо-востоке профиля отражает, по-видимому, особенности прижизненного расселения планктона в среднемиоценовом море.

В заключение попытаемся вновь сравнить геохимические особенности исследованных нами среднемиоценовых отложений с современными осадками Черного моря.

При изучении поведения химических элементов в поверхностном слое современных осадков Черноморского бассейна Н.М. Страхов с группой сотрудников [1971] выделили три группы элементов.

В первую группу слабых мигрантов вошли Ti, Zr, Ge, Cr, V; для них характерна миграция в речных водах, главным образом в виде взвесей. В распределении по площади моря эти элементы образуют периферические максимумы и почти не накапливаются в халистазах.

Вторую группу хороших мигрантов составляют Fe, Mn, Ni, Cu, Co, Mo, W, As, Se, P, CaCO_3 ; они при перемещении в реках обладают существенной долей растворенных и коллоидных форм и потому образуют пелагические максимумы на пло-

щадя бассейна. К этой же группе принадлежит органическое вещество, большая часть которого продуцируется самим водоемом.

Наконец, третью группу составляют Pb и Zn, распределенные по фракциям речных взвесей сходно со второй группой, но на площади водоема сконцентрированы крайне приотливо.

Хотя непосредственно сравнивать геохимию осадконакопления в Черном море с геохимией осадконакопления в миоцене затруднительно в связи с несравненно большим гранулометрическим диапазоном чокракско-караганских отложений, все же создается впечатление, что главные черты их схожи.

Действительно, выше на основе серии диаграмм нам удалось выделить первую группу элементов, включающую Fe, V, Cr, Ti, Ga, Zr, а также, возможно, Mn, P; в среднемиоценовых морях это была группа слабых мигрантов, закономерности поведения которых диктовались в основном распределением грубых взвесей. Вторую группу составляют Co, Pb, Mo, Cu, Ge, отчасти Ni; поведение этих элементов, во всяком случае на стадии седиментации, определялось пространственной связью с тонкими глинистыми фракциями. Скорее всего главной формой их миграции в миоценовых реках были растворы.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что на этом общее сходство геохимических особенностей заканчивается; отличие изученного нами участка миоценового палеобассейна заключается в том, что здесь конседиментационная тектоника создала совершенно особые палеогеографические условия. В этом частично обособленном районе наиболее тонкие глинистые илы формировались вблизи от пологого Кавказского берега, а врывавшиеся сюда с северо-востока течения время от времени поставляли массу грубого олигомиктового обломочного материала. Естественно, что относительная локализация элементов первой и второй групп оказалась обратной по сравнению с черноморской; ведь в последней чаще всего вблизи от берега накапливаются грубозернистые осадки, а вдали — тонкозернистые.

Как мы видели выше, гораздо сложнее, чем в Черном море, оказалось также распределение карбонатов и органического вещества. Преобладание биогенного раковинного CaCO₃ в среднемиоценовых отложениях привело к тому, что он не тяготеет к тонкозернистым глубоководным осадкам, как это имеет место в Черном море, а концентрируется у берега. Не менее сложно распределение и органического вещества, которое предпочтительно накапливается в восточных разрезах, в тех глинистых пластах, которые в среднемиоценовых толщах часто переслаиваются с грубым песчано-алевритовым материалом.

Наконец, следует отметить, что не все аспекты геохимического сравнения современных и миоценовых отложений полностью поддаются анализу; необходимо помнить, что изучаемые нами чокракско-караганские толщи находятся на той, следующей, стадийной ступени развития, которой черноморские осадки еще не достигли; это, несомненно, затрудняет их непосредственное сравнение. Здесь прежде всего возникает проблема реконструкции наиболее поздних этапов седиментации миоценовых отложений. Действительно, еще в работах Н.М. Страхова [1947, 1954, 1960] было показано, что почти во всех крупных современных морских водоемах максимум абсолютных масс осадков располагается у берега, тогда как по направлению к пелагиали их величина быстро уменьшается.

В древних палеобассейнах, несмотря на принципиальное сходство механической седиментации, размещение абсолютных масс почти всегда следует прямо противоположным закономерностям.

При объяснении выявленных различий прежде всего необходимо иметь в виду, что современные отложения представляют незавершенный результат геологического мгновения, тогда как древние толщи — это суммарный итог довольно значительного по времени и законченного геологического процесса. При этом, как указывали В.В. Белоусов [1940, 1954], Н.М. Страхов [1954] и другие, современные накопления осадка обычно отражают наиболее благоприятные условия фиксации кластического материала на дне бассейна и редко бывают связаны с интенсивностью прогибания отдельных участков дна. В отличие от них древние отложения обычно оказываются более или менее точно "пригнаны" к локальным поднятиям и опусканиям, а их мощности поэтому часто являются чуткими индикаторами тектонических колебаний [Келлер, 1940; Холодов и др., 1956, 1957]. Последнее обстоятельство объясняется следующими двумя причинами. Во-первых, современные накопления осадков на дне водоема по тем или другим причинам (колебания береговой линии, изменение базиса действия волн, эпейрогенетические поднятия отдельных участков дна и пр.) до своего окончательного погребения под толщей более поздних осадков должны быть в какой-то степени переотложены. Этот этап седиментации может карди-

нальным образом изменить пространственное положение, гранулометрию, а через нее и химический состав осадков, приспособив их к неровностям дна водоема, но может только слегка преобразить осадок, не затронув глубоко его состав и особенности залегания.

Во-вторых, последующие порции поступающего осадка должны непрерывно достраивать современные накопления, постепенно (можно сказать статистически) все более подчеркивая зависимость их мощностей от поднятий и опусканий, выраженных в рельефе дна. При этом гранулометрический состав вновь поступающего в бассейн осадка может, в свою очередь, изменяться в зависимости от циклов эрозии на прилегающей суше, что заставляет несколько смещаться по площади новые накопления осадочного материала по отношению к старым и соответственно отражаться на их химическом составе [Страхов, 1954].

Реальное соотношение между теми факторами, которые определяют преобладание переотложения осадков на дне водоема или их захоронения последующими порциями осадочного материала, должно непосредственно отражаться в строении всей осадочной толщи в целом.

Отсутствие ясной гранулометрической ритмичности внутри глинистых пачек миоценового профиля (см. фиг. 2), удивительная выдержанность отдельных слоев глин на больших расстояниях, резкая вертикальная изменчивость чокрака и карагана при стабильности горизонтальной фациальной характеристики свидетельствуют о том, что в нашем случае в миоценовом палеоводоеме гораздо более интенсивно осуществлялись процессы переотложения первичного осадочного материала, его "подгонки" к рельефу дна, нежели процессы захоронения. Если это так, то размыв и переотложение среднемиоценовых осадков должны были как бы завершать стадию седиментации, наиболее интенсивно проявляться в прибрежных зонах I и II и происходить параллельно с начавшимися диагенетическими преобразованиями. Именно поэтому относительное накопление Pb, Mo, Co, Ni, Cu и других элементов в прибрежных зонах в форме сульфидов представляется нам явлением достаточно обоснованным.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

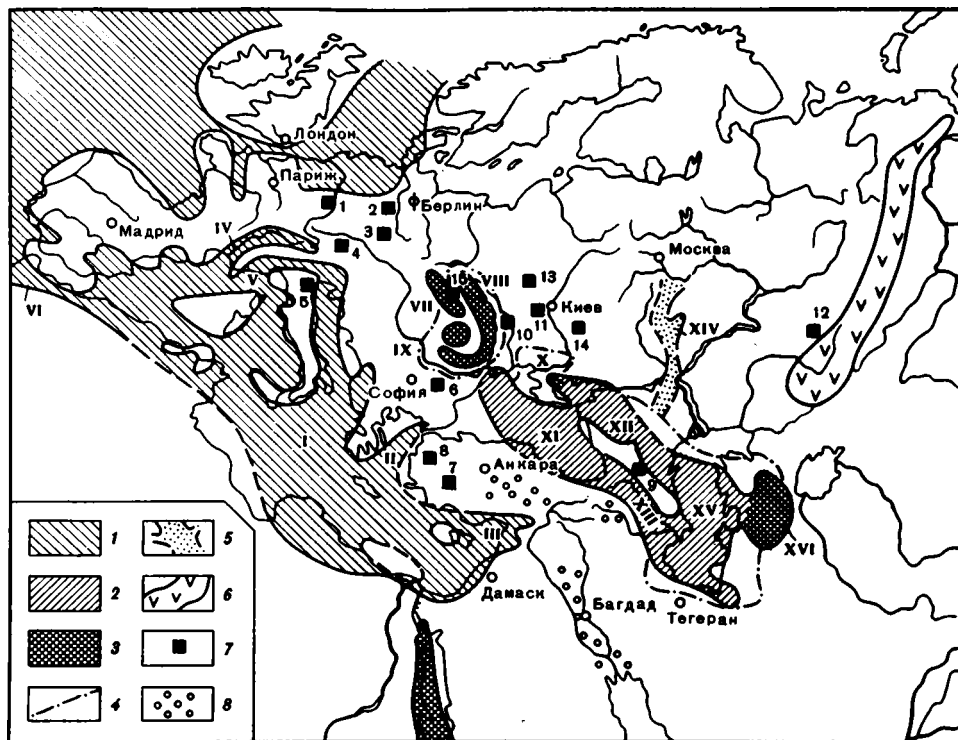
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕМИОЦЕНОВОГО ПАЛЕОВОДОЕМА И ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАРАТЕТИСА

Реконструкция палеогеографии миоценовых бассейнов южной Европы и юга СССР чрезвычайно усложняется отсутствием достаточно точных стратиграфических сопоставлений. Дискуссионность существующих корреляций позволяет для интересующего нас среднемиоценового времени рисовать лишь самую общую и приблизительную картину.

Еще в нижнемиоценовое время на территории Южной Европы обозначается серия периодически связанных друг с другом морских водоемов [Страхов, 1948]. Наиболее крупный из них представлял остаток древнего Тетиса и занимал территорию современного Средиземного моря. Он почти повсеместно имел воды нормальной солености и через два рукава — Северобетийской и Южнорифанский — был тесно связан с Атлантическим океаном. Параллельно ему, вытягиваясь в юго-восточном направлении от центральных районов Европы к южным берегам Каспийского моря, располагался Паратетис. Он представлял систему полуизолированных палеобассейнов, соленость которых существенно менялась на площади и во времени. К этой системе принадлежали сравнительно небольшие Венский, Паннонский и Валахский бассейны (Западный и Центральный Паратетис), а также Понто-Каспийский палеоводоем (Восточный Паратетис); последний располагался на территории Болгарии, Румынии, Молдавии, Украины, Крыма, Предкавказья, Закавказья и Закаспия. В центральной его части в виде узкого и вытянутого с северо-запада на юго-восток поднятия возвышался крупный Кавказский остров. На протяжении всего интересующего нас тортонского века Средиземноморский бассейн отличался чрезвычайно устойчивыми нормально-морскими условиями, тогда как Понто-Каспийский бассейн в это время переживал сложную и противоречивую эволюцию обстановок.

Как это было показано в очень обстоятельном исследовании В.А. Крашенинникова [1971], материалы которого были нами использованы при построении фиг. 46, 164



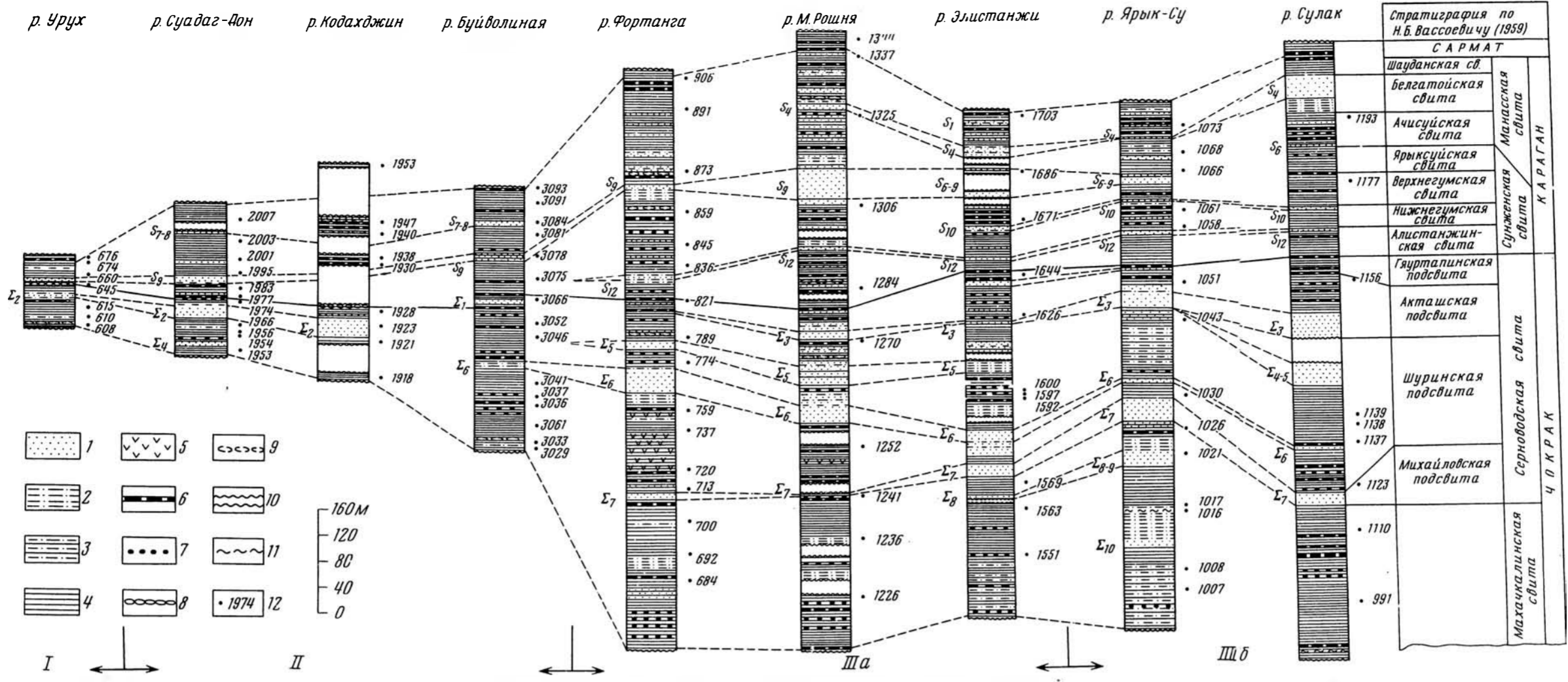
Фиг. 46. Палеогеографическая схема Европы в тортонский век

1 – нормально-морские палеоводоемы; 2 – опресненные палеоводоемы; 3 – осолоненные палеоводоемы, в которых осуществлялась садка гипса и солей; 4 – области, захваченные морем во время караганской трансгрессии; 5 – предполагаемое русло палео-Дона (Ергень-река); 6 – Уральская горная система; 7 – миоценовые бурые угли; 8 – соль и гипс. 1 – Нижнерейнское (ФРГ); 2 – Саксонии-Тюрингии (ГДР); 3 – Баварии (ФРГ); 4 – Теплице – Эльбоген (ЧССР); 5 – Венеция (Италия); 6 – Бабов-Дол (Болгария); 7 – Низили (Турция); 8 – Дегириμισаз, Сома, Тунебилек (Турция); 9 – Тарское (СССР); 10 – Новодмитровское (СССР); 11 – Вышгородское (СССР); 12 – Южноуральское (СССР); 13 – Кобринское и другие месторождения БССР; 14 – Люботинское, Змиевское и другие месторождения Днепровско-Донецкой впадины; 15 – Ужгородское, Мукачевское, Иршавское Закарпатского бассейна (СССР); 8 – континентальные гипсоносные песчано-глинистые отложения. Бассейны: I – Средиземноморский, II – Эгейский, III – Александрийский, IV – Ронский, V – Пьемонтский, VI – пролив Южного Рифа, VII – Закарпатский, VIII – Предкарпатский, IX – Трансильванский, X – Южноукраинский (Борисфенский), XI – Эвксинский, XII – Предкавказский, XIII – Закавказский, XV – Каспийский, XVI – Устьуртский; XIV – русло палео-Дона

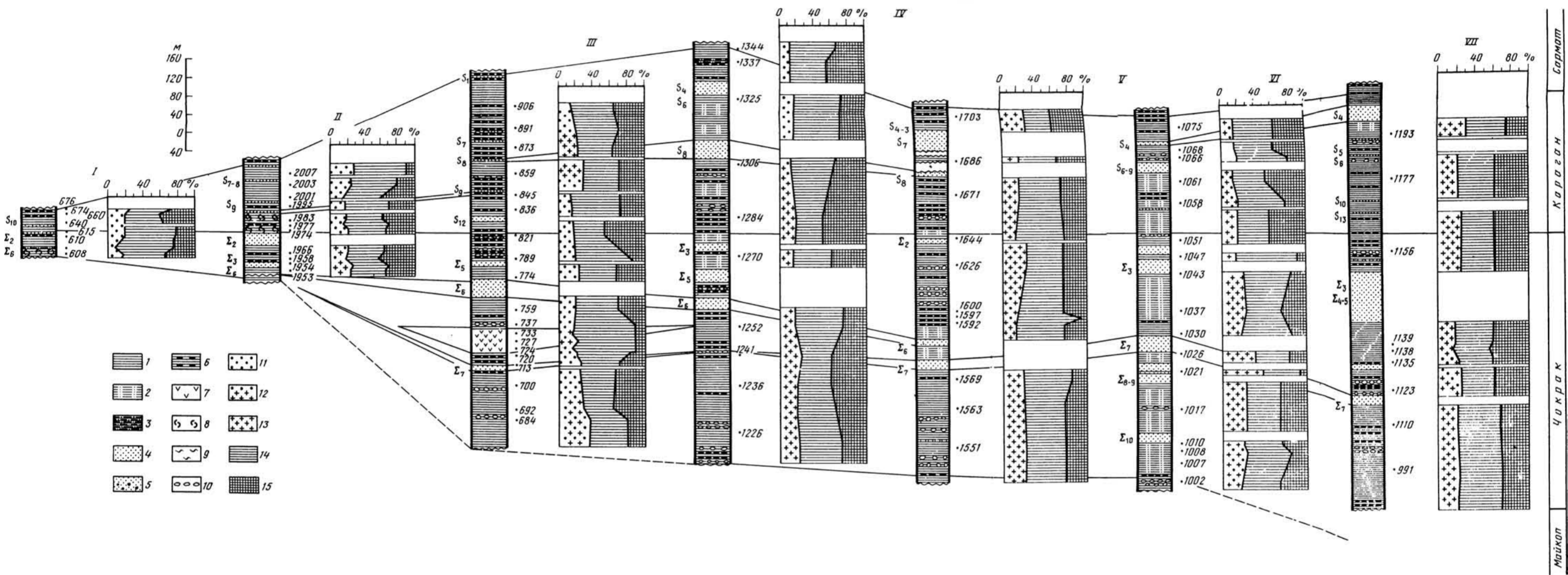
в тортонский век Средиземноморский палеоводоем по-прежнему сообщался с Атлантическим океаном через широкий пролив в районе Южного рифа. Хотя образование грабенов Суэцкого залива и Красного моря еще в гельветское время привело к формированию обособленного трога, в котором шло накопление гипсов и солей, и отделению Средиземного моря от Индийского океана, на всей площади Тетиса нормально-морской режим сохранялся повсеместно, несмотря на изменчивый и сложный гидрологический характер отдельных частей этого водоема.

В ряде участков тортонский Средиземноморский палеоводоем выходил за пределы своих современных очертаний и затоплял прибрежные районы. Так, например, были покрыты морем побережья Пиренейского и Апеннинского полуостровов, часть Северной Африки в районе Алжира и Туниса, западная часть Балканского полуострова (фиг. 46). Особенно далеко в глубь материка заходило море вдоль нижнего и среднего течения р. Роны и в районе г. Пьемонта; в последнем случае узкий пролив отделял от континента большой остров, расположенный на площади современных Апеннинского полуострова и о-ва Сицилия. Другой крупный остров, по-видимому, находился к западу от современных островов Сардиния и Корсика.

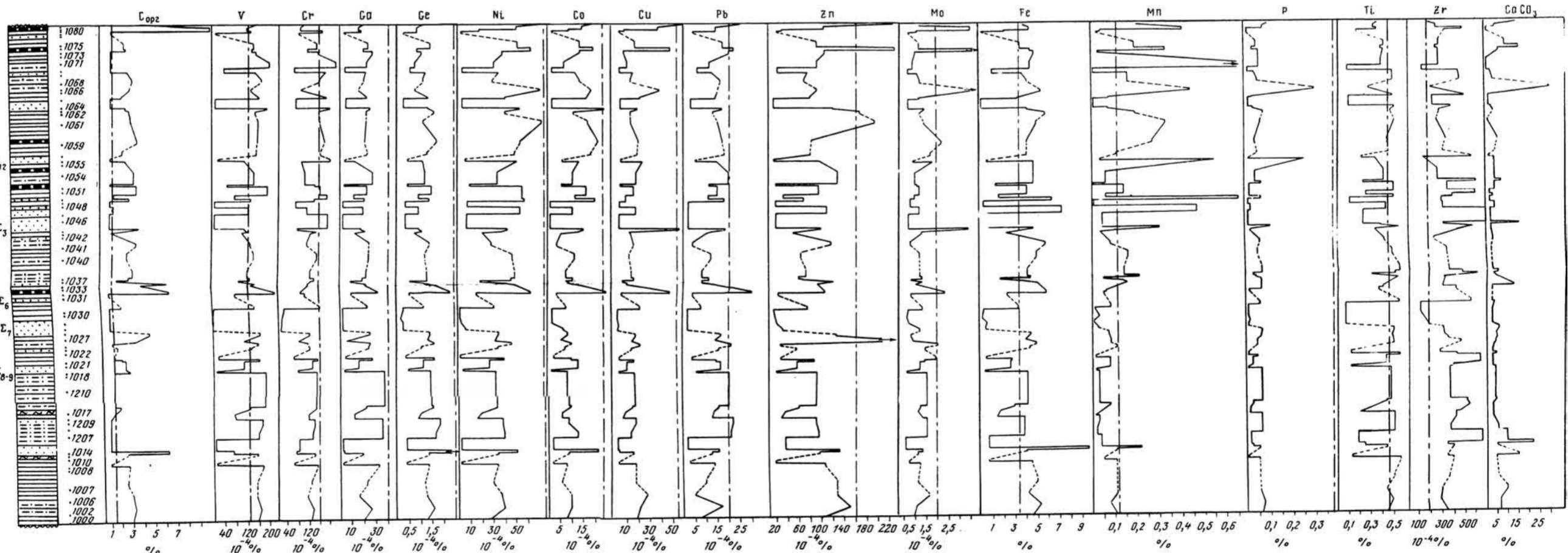
Для понимания многих событий в пределах западного, да, пожалуй, и всего Паратетиса, важное значение имеет то обстоятельство, что в среднем течении р. Роны узкий рукавообразный прогиб, огибая внешнюю дугу Известняковых Альп, вплотную подходил к Богемскому массиву.



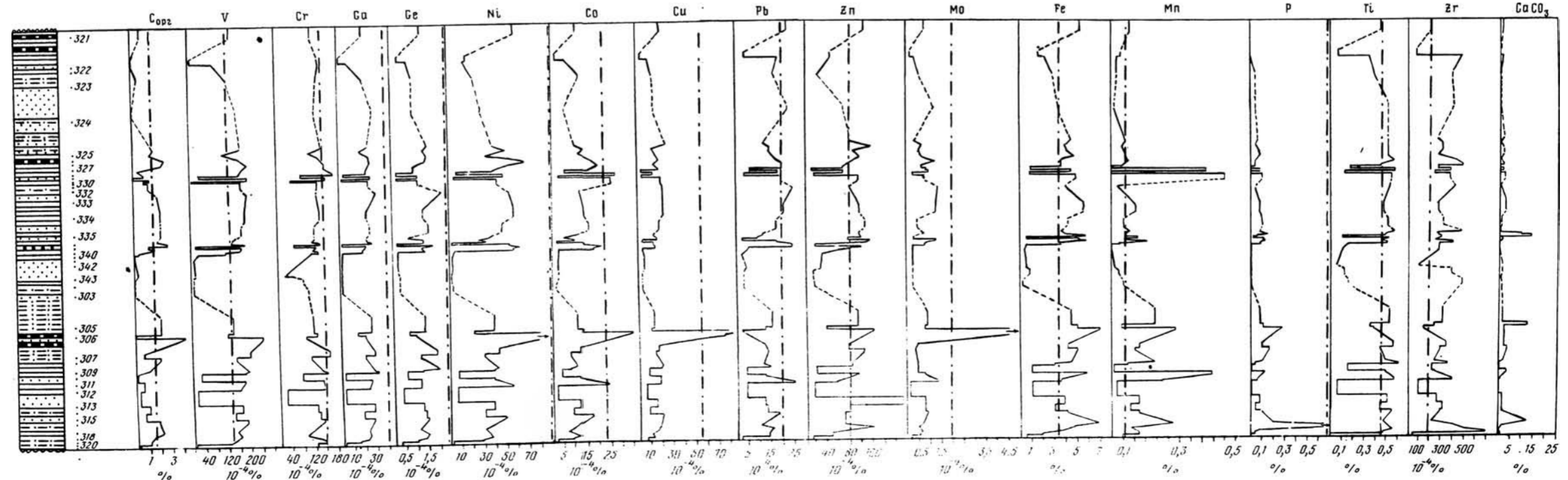
Фиг. 11. Литолого-фациальный профиль чокраско-караганских отложений Восточного Предкавказья
 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глинистые алевролиты; 4 — глины; 5 — глиссонные глины; 6 — мергели; 7 — карбонатные конкреции; 8 — строматолиты; 9 — ракушечники; 10 — задренованные участки разрезов; 11 — пластические деформации, подводно-оползневые текстуры; 12 — места отбора проб. Пласты песчаников обозначены индексами Σ и S



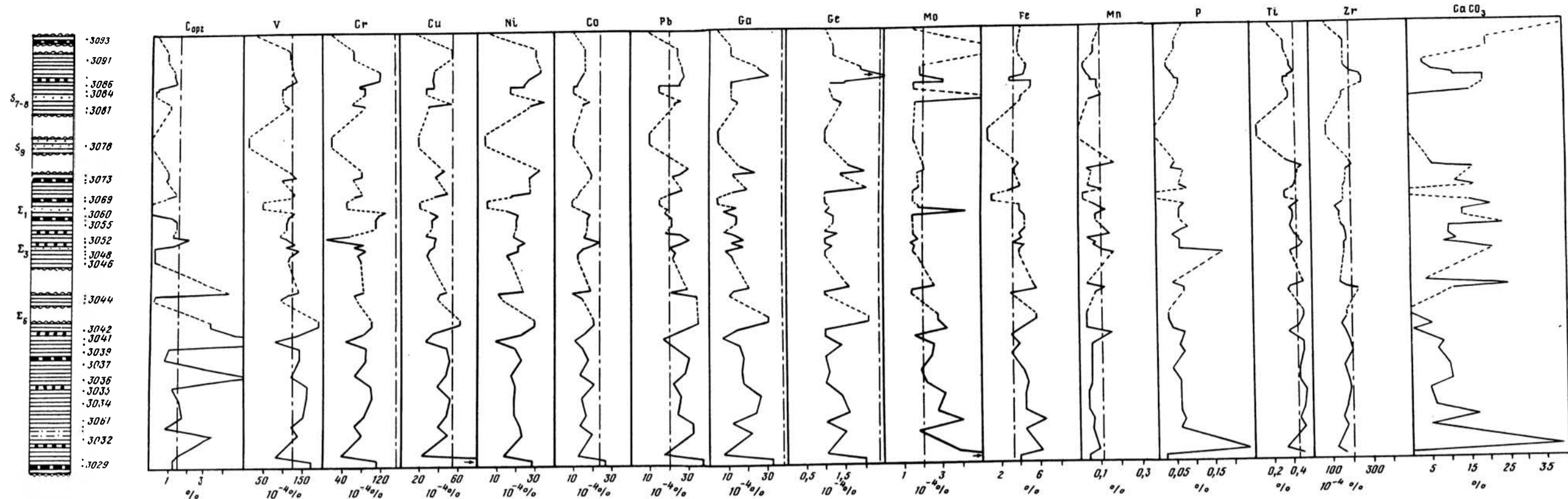
Фиг. 19. Распределение глинистых минералов в разрезах чокраско-караганских отложений
 1 — глина; 2 — алевролит; 3 — глинистый алевролит; 4 — кварцевый песчаник; 5 — песчаник с включениями галек; 6 — мергель; 7 — гипсоносная толща; 8 — ракушечники; 9 — следы подводного оползания; 10 — карбонатные конкреции; 11 — хлорит > каолинита; 12 — каолинит > хлорит; 13 — каолинит > хлорит; 14 — гидрослюда; 15 — монтмориллонитовый компонент



Фиг. 32. Литогенетическая колонка разреза чокраско-караганских отложений р. Ярык-су
 Условные обозначения см. на фиг. 11



Фиг. 33. Литогенетическая колонка скважин 3 и 5, вскрывающих чокраско-караганские отложения на р. Ярык-су
 Условные обозначения см. на фиг. 11



Фиг. 35. Литогенетическая колонка разреза р. Буйволония
Условные обозначения см. на фиг. 11

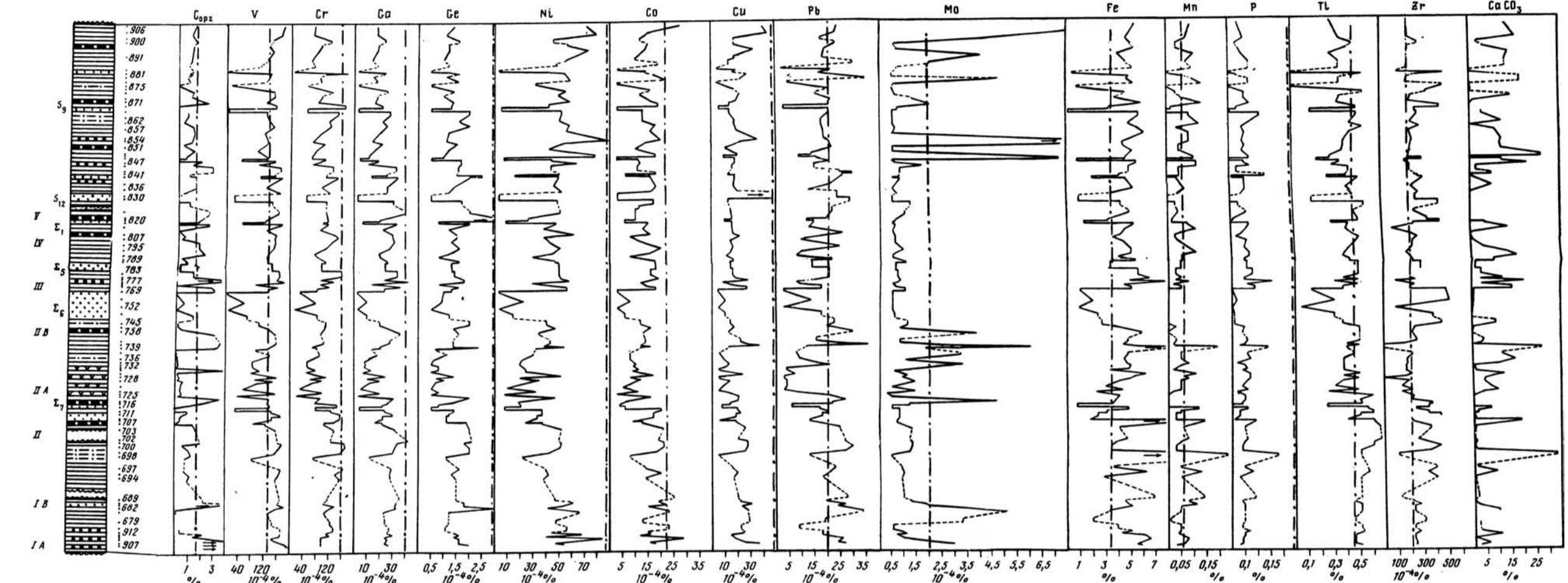
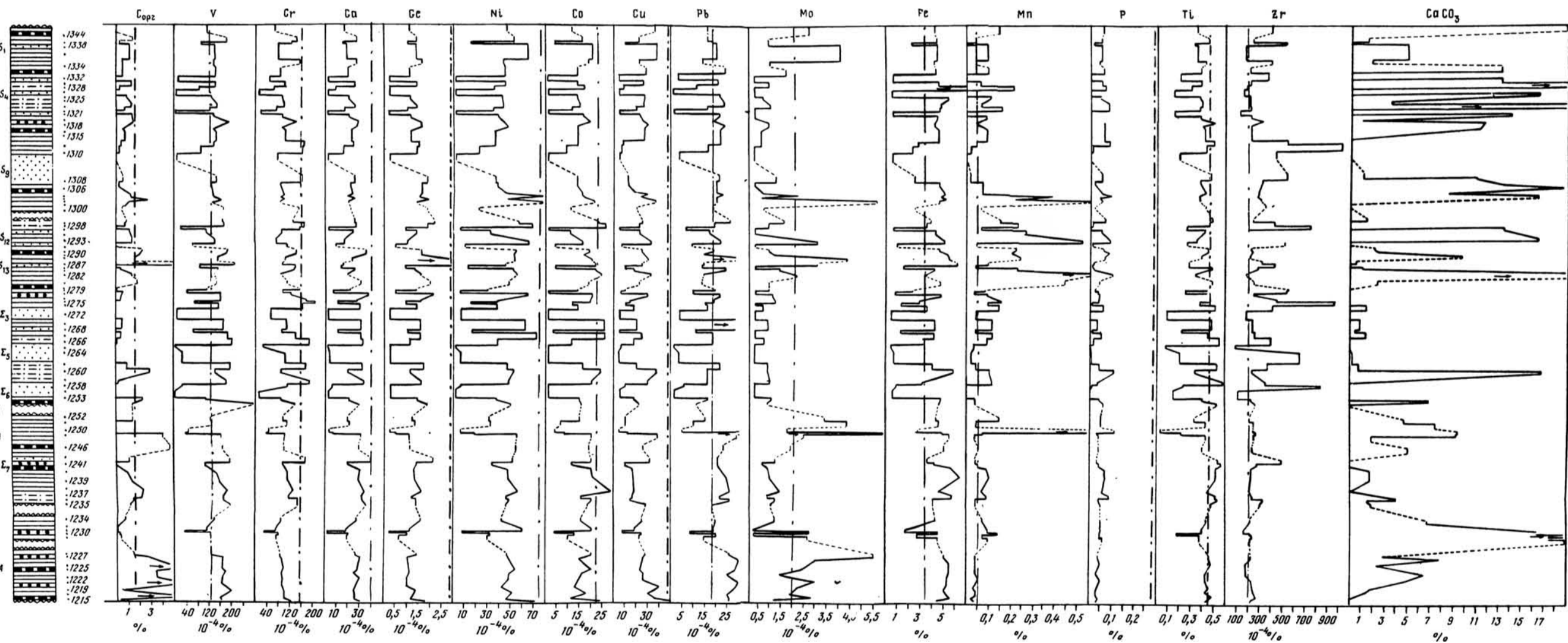
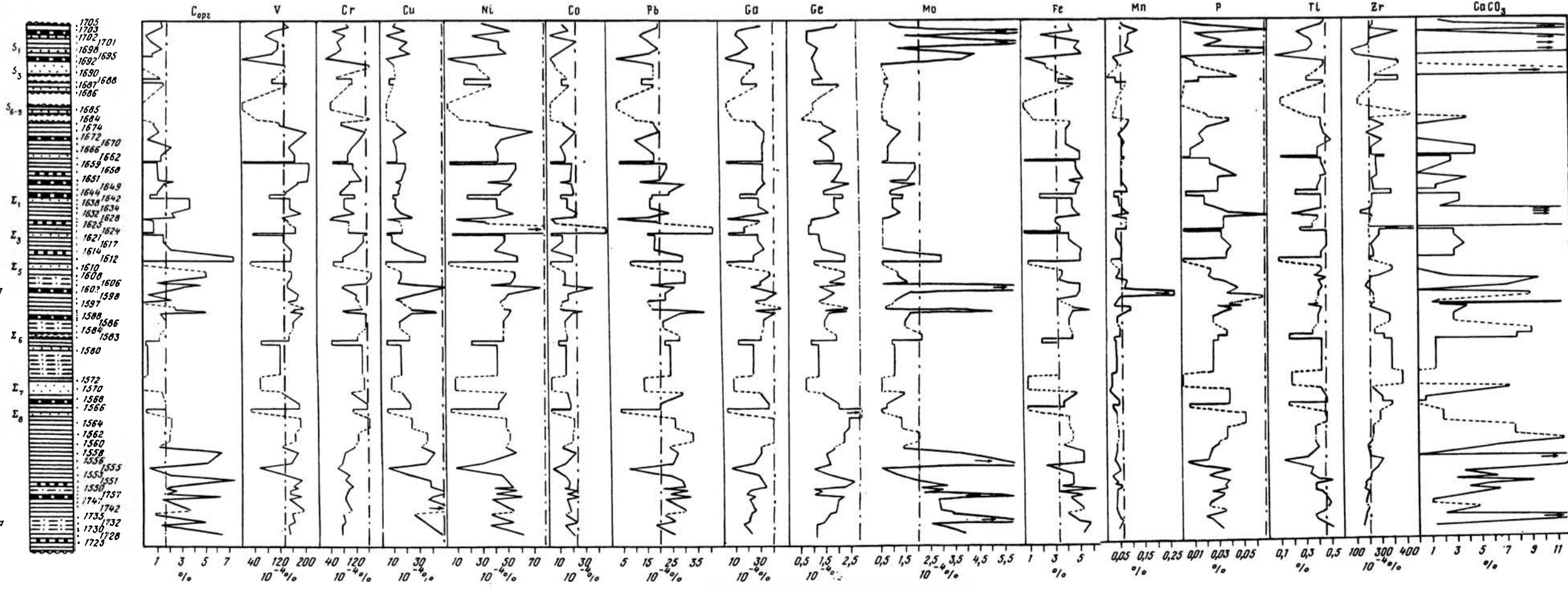


Рис. 36. Литогенетическая колонка разреза р. Фортанга
Условные обозначения см. на фиг. 11



Фиг. 37. Литогенетическая колонка разреза р. Малая Рошня
Условные обозначения см. на фиг. 11



Фиг. 38. Литогенетическая колонка разреза р. Злистанки
Условные обозначения см. на фиг. 11

Как это будет подробно рассмотрено ниже, иногда в среднемиоценовое время навстречу ему из районов Валахского и Паннонского бассейнов продвигалась трансгрессия Западного Паратетиса, и, по-видимому, именно вдоль внешней дуги Альп и через Железные ворота осуществлялась кратковременная связь двух крупнейших морских палеоводоемов южной Европы.

Рассматривая палеогеографию среднемиоценового Восточного Паратетиса, прежде всего следует обратить внимание на крайнюю изменчивость его границ. Она в значительной степени была обусловлена тем, что на рубеже олигоцена и миоцена в пределах Гималаев, на Кавказе, в Альпах и на Карпатах началось формирование складчатых горных сооружений, время от времени прерывавшее развитие морского осадконакопления. В результате единый седиментационный бассейн стал периодически распадаться на более мелкие палеоводоемы.

Начало среднемиоценового времени (тарханский век) и в восточной, и в западных частях Паратетиса совпало, однако, с довольно широкой трансгрессией и распространением обстановок полносоленых палеоводоемов.

Выделение богородчанской свиты с остатками *Pseudoamissium denudatum* Reuss., обоснованное в Предкарпатье О.С. Вяловым [1964], а также бараовских, николаевских, нараевских и кривчицких слоев с типичной тарханской фауной в Волыно-Подолии [Кудрин, 1969; Пишванова, Ткаченко, 1969] еще не решило задачу сопоставления нижнетортонских отложений Восточного Паратетиса с Центральным. Только микробиологические исследования Л.С. Пишвановой [1971] позволили предположить стратиграфические аналоги богородчанской свиты в нижней части бедения Венгрии, а также в верхней части лангия, в серравалии и в тортоне Италии.

Достаточно обоснованный анализ палеогеографии позволил Л.С. Пишвановой и О.Ф. Ткаченко [1971] сказать, что "раннетортонское время характеризуется новой морской трансгрессией, являющейся следствием мощного прогибания некоторых участков Карпатской дуги и юго-западной окраины Волыно-Подолии, на которой образовывается Внешняя зона Предкарпатского прогиба. Прогибанию подверглась значительная часть Западных и Южных Карпат, вследствие чего воды раннетортонского бассейна из Средиземноморья через Северную Венгрию и Южную Словакию проникли в районы погруженной части Карпатской геосинклинали, соединяясь с Предкарпатским миоценовым бассейном, и распространились на территорию Волыно-Подолии.

Таким образом, площадь распространения бассейна в раннетортонское время была гораздо шире, чем в предыдущую эпоху. Это подтверждается еще и тем, что нижнетортонские осадки залегают несогласно то на отложениях мела, палеогена, нижнего миоцена, то на палеозое. В прогибах сложены они глинами с прослоями песчаников и с незначительным содержанием грубообломочного материала, что говорит о близости суши с относительно с niveлированными берегами.

В это время (в Центральном Паратетисе) проявляется вулканизм, выразившийся в развитии пепловых липарит-дацитовых туфов, мощность которых в Закарпатье достигает 700 м. Предполагаемый центр извержения находился в Венгрии, недалеко от района Берегово.

Резкое обновление фауны выразилось в том, что большого расцвета достигают среднемиоценовые виды; пышное развитие получил планктон" (с. 272).

Благодаря спорадическому присутствию достоверно установленных отложений тарханского горизонта в Восточном Паратетисе, его история в это время восстанавливается менее четко. Тем не менее, согласно данным Б.П. Жижченко [1940], можно утверждать, что здесь в тарханский век существовал обширный морской палеоводоем, простиравшийся от Южноукраинского пролива вплоть до Красноводского полуострова и, возможно, достигавший берегов Амударьи. В целом тектонические движения у берегов Кавказского острова носили, по-видимому, характер прогибаний; как это было показано в работах Б.П. Жижченко [1940, 1974], а позднее А.К. Богдановича [1951] и Г.Ф. Шнейдера [1959], в тарханских слоях Предкавказья были развиты моллюски видов *Amisium denudatum* (Reuss.), *Leda sibirica* R. Hoern., *Nucula nucleus* (L.), *Ostrea cochlear* Poli., птероподы *Spirialis tarchanensis* Kittl. и *Spirialis* sp., богатая фауна формаминифер, остатки морских ежей, зооии мшанок, трубочки *Pectinariopsis*, отолиты рыб, усногих и остракод. В это время, во всяком случае в первую половину тарханского века, во всем Предкавказье устанавливаются нормально-морские условия ("эвксинско-морской" тип бассейна, по классификации Л.Ш. Давиташвили [1971]). Они были обусловлены тесной связью Центрального и Восточного Паратетиса. В последующие периоды этот единый палеоводоем в результате дифференцированных тектонических движений начинает распадаться на более мелкие палеобассейны; дальнейшее развитие каждого из них

в значительной степени зависит от климата и условий поступления в них пресных речных вод.

В чокракский век (см. фиг. 46) активные поднятия, проявившиеся в пределах Центрального Паратетиса, частично отделяют его от Понто-Каспийского палеоводоема. Здесь, в пределах Предкарпатского прогиба в тирасское время [Вялов, 1964], в Закарпатском бассейне в тереблинское время [Кореневский и др., 1977], а в Трансильванской депрессии в тортоне [Онческу, 1960] в обособленных впадинах шло формирование мощных толщ гипсов, солей и песчано-глинистых отложений. Характерно, что в ряде мест Центрального Паратетиса соленакопление сопровождалось вулканической деятельностью. Об этом свидетельствуют довольно мощные пласты дацитовых туфов в Трансильвании и Закарпатском бассейне.

Формирование гипсоносных и соленосных отложений в Предкарпатском соленом бассейне происходило в непосредственной близости от молодых горных сооружений, поставлявших в палеоводоем массу обломочного материала, и при некоторой изоляции лагуны от нормально-морского мелководного пролива. Огромная песчаная пересыпь, или система карбонатных баогермов, отделяла юго-восточную часть Русской платформы, покрытую морем, от солеродной впадины, вытянутой вдоль дуги Карпат [Найдин, 1951; Кудрин, 1955; Иванов, Левицкий, 1960].

Лежащий к юго-востоку от Центрального Паратетиса Понто-Каспийский палеобассейн (см. фиг. 46) в течение всего чокракского времени представлял водоем эвксинского типа. Как это было показано Е.В. Ливеровской [1951], почти все формы моллюсков, обитавших на его дне и в водах, обитают ныне в Средиземном море, но отсутствуют в Черном в связи с его недостаточной соленостью. К числу таких родов принадлежат *Cryptodon*, *Leda*, *Corbula*, *Cuspidaria* и планктонные *Spirialis*. Но в водах Средиземного моря распространены иглокожие и кораллы, нижний предел существования которых составляет 3,3–3,2%. Поскольку последние совершенно не встречаются в чокракских толщах, можно утверждать, что соленость его вод колебалась от 2,4 до 3,2%, находясь на уровне солености в современном Мраморном море. Таким образом, уже в чокракское время в пределах Понто-Каспийского моря начало осуществляться некоторое распреснение. Этот этап развития водоема, начавшийся в тарханское время и завершившийся в карагане, Б.П. Жижченко [1974] предложил именовать крымским. В значительной степени опреснение было обусловлено большим количеством речных вод, стекавших в обособившийся замкнутый палеоводоем с равнин Русской платформы. Остатки мощной речной системы в виде глубоко врезаемых долин и аллювиально-морских отложений палео-Дона и, возможно, палео-Камы подтверждают эти выводы [Иосифова, 1977]. Нельзя при этом не отметить, что, по-видимому, именно дефицит речных вод в пределах юго-западного окончания Русской платформы наряду с жарким климатом определил процессы соленакопления в Предкарпатье и Закарпатье. Любопытно, что система небольших поднятий в чокракское время обособляет также устюртский палеоводоем в юго-восточной части Паратетиса; здесь также в это время осуществляется накопление гипсов, мергелей и известняков, т.е. происходит осолонение морских вод.

В караганское время в пределах всего Центрального Паратетиса развивается новая трансгрессия. По данным Л.С. Пишвановой и О.Ф. Ткаченко [1971], косовская свита, примерно соответствующая караганским отложениям Предкавказья, отлагалась тогда, когда предгорные прогибы и краевая часть Русской плиты испытывали некоторое погружение. Одновременно вновь усиливается вулканическая деятельность, и в разрезе появляются прослойки туфов и туфогенных пород.

В первой половине косовского времени возникает связь Центрального Паратетиса со Средиземноморьем, в результате чего в его палеоводоемах появляются глобигерины, радиоларии и спириалисы. Позднее, уже в начале конкского времени, намечается опреснение палеоводоемов, сопровождавшееся развитием эвригалитной фауны и растений.

В отличие от Предкарпатья Понто-Каспийский палеоводоем, по-видимому, трансгрессирует главным образом в своих периферических частях. В это время несколько приподнимается Кавказский остров и прилегающие к нему отмели, что сопровождается своеобразным перекачиванием осей окружающих его прогибов.

Соленость вод караганского Паратетиса в его понто-каспийской части до недавнего времени не вызывала сомнения. Еще Б.П. Жижченко [1940] вслед за А.Д. Архангельским [1932] показали, что в большинстве разрезов этого региона на границе между чокраком и караганом богатая фауна моллюсков исчезает и вместо нее появляются весьма обедненные сообщества, среди которых преобладают крупные *Spaniodontella*. Эти спаниодонтеллы часто оказываются в ассоциации с пресноводными рыбами и остракодами.

Позднее Г.Ф. Шнейдер [1959] установил, что фауна остракод карагана Восточного Предкавказья характеризует более опресненный бассейн, чем те же фауны более западных и восточных районов.

В последнее время, однако, появились новые данные, заставившие более осторожно подходить к концепции "прогрессивного опреснения" караганского моря. Среди них следует подчеркнуть широкое распространение стеногалинной фауны в различных толщах Закарпатья и Предкарпатья. Находки ее описаны Л.С. Пишвановой и О.Ф. Ткаченко [1971] в разных частях косовской свиты, причем доказано, что те же виды широко известны в миоцене Западной Европы. Эти факты как будто указывают на тесную связь нормально-морских водоемов Европы с южноукраинскими палеоводоемами караганского времени.

Кроме того, Л.С. Белокрыс, М.Ф. Носовский и И.М. Барч [1973] в карагане южной Украины, а С.К. Кропачева и Н.В. Марковская [1976] в тех же отложениях Керченского полуострова описали тонкозернистые доломиты, которые, по мнению этих исследователей, имеют седиментационный генезис. Их образование обычно связывается с повышенной соленостью вод.

Необходимо заметить, что все это на первый взгляд вполне убедительные аргументы при более внимательном рассмотрении оказываются спорными. Прежде всего следует иметь в виду, что доказать седиментационную природу доломита чрезвычайно сложно. Как известно, в большинстве случаев даже пластовые доломиты часто имеют диагенетическую природу [Страхов, 1956, 1970] и являются в связи с этим индикатором солености не морских, а иловых вод.

Нельзя также не учитывать, что в свое время А.И. Осипова [1956] описала доломитовые осадки палеогенового моря, которые накапливались в условиях прибрежного опреснения палеоводоема, в устьях рек. Возможность формирования "пресноводных" доломитов или доломитов типа осолонения вод на берегу "себхи" [Фридмен, Сендерс, 1970; Патрунов, Голубовская, 1976], т.е. опять же не имеющих прямого отношения к солености вод палеобассейна, сильно осложняет реконструкции.

Еще слабее становятся оценки палеосолености, опирающиеся на частный, а не на региональный материал, если вспомнить, что Восточный Паратетис в караганское время представлял огромный по своей акватории палеоводоем, изобилующий островами, архипелагами и отличающийся необычайно сложным строением дна. В нем, по-видимому, существовали многочисленные заливы и бары. Естественно, что соленость вод его могла весьма существенно меняться в пределах каждого обособленного участка. Такая пестрота солености вод этого бассейна легко подтверждается широким распространением в караганских толщах этого региона многочисленных линз гипсов, описанных Н.М. Страховым [1962]. Поэтому нам кажется, что доводы Б.П. Жижченко [1940] имеют более общее звучание, так как опираются на многочисленные разрезы, исключающие случайности в построениях. Более поздние данные, наоборот, исходят из наблюдений, сделанных в отдельных, преимущественно западных районах, и поэтому не позволяют оценивать палеосоленость всего бассейна в целом.

Если учесть особенности климата среднего миоцена, а также огромный речной сток с равнин Русской платформы, то можно все же предположить, что в целом караганский Понто-Каспийский водоем был близок по своей солености к современному Аральскому или Каспийскому морям. При этом к западу и востоку от Кавказского острова соленость его вод возрастала. В восточной его части, в Устюртском заливе, отделенном от главной акватории системой островов, продолжалось интенсивное накопление сульфатов и карбонатных илов, тогда как в пределах Южноукраинского залива через сложную систему островов и проливов Восточный Паратетис сообщался с полносолеными водоемами Центрального Паратетиса и Средиземноморья. Эти области были ареной очень сложной борьбы между нормально-морских обстановок, обстановок осолонения и опреснения.

Переходя к анализу климата, господствовавшего на европейском континенте в среднемиоценовое время, следует напомнить, что здесь находилась область гумидного климата и преобладали лесные и болотно-лесные ландшафты (см. главу третью). Это подтверждается общей картиной распределения миоценовых буроугольных месторождений и проявлений, показанных на фиг. 46, которая составлена по материалам П.И. Степанова [Степанов, Мионов, 1937], В.В. Кирюкова [1962], а также В.В. Мокринского и др. [1962]. Очевидно, что буроугольные месторождения в миоцене пользовались очень широким распространением. Они занимали площадь всей Восточной Европы от Южноуральского бассейна, который протягивался вдоль юго-западного склона, Урала от р. Салмыш до Уфимского плато, располагаясь на площади 25 тыс. км² и включая районы угольных

месторождений Днепровско-Донецкой впадины, Днепровского бурогоугольного бассейна, Днестра, Предкарпатья и Закарпатья, а также многочисленные залежи миоценовых углей Франции, Бельгии, ФРГ, ГДР, Польши и Чехословакии [Якимович, 1958].

Среди углей Центральной Европы особенно большой известностью пользуются бурогоугольные месторождения ФРГ и ГДР, связанные с озерными континентальными отложениями миоцена; к этой группе принадлежат крупные Гейзетальское месторождение в районе Лейпцига, ряд залежей в Нижнерейнской низменности, к западу от г. Кельна, скопления бурогоугольных месторождений к югу от г. Мюнхена [Степанов, 1937].

Как это хорошо видно из фиг. 46, полоса бурогоугольных месторождений миоценового возраста от центра Европы прослеживается также к югу и юго-востоку, захватывая северную Италию, Венгрию, Болгарию, Грецию и западную Турцию. Особенно любопытны с точки зрения климатической зональности лигнитовые месторождения западной Анатолии (Турция), которые в миоцене были, по-видимому, передовым форпостом гумидной зоны; далее к юго-востоку их сменяют континентальные гипсоносные песчано-глинистые отложения района г. Анкары и Г. Багдада, свидетельствующие о господствующих здесь аридных обстановках.

На приведенной фиг. 46 видно, что интересующие нас бассейны Центрального и Восточного Паратетиса, несущие несомненные следы жаркого засушливого климата, выраженные в виде Устюртского «залива» и Предкарпатья, где шла садка гипсов и солей, оказываются как бы вклиненными в гигантский треугольник гумидной зоны, ограниченный на западе Средиземноморским палеодоемом, а на востоке Уральским хребтом. При этом на континенте линия, разграничивающая аридную и гумидную зоны, проходила от района Анкары на Южный Урал. Северо-западнее ее в ландшафтах преобладали леса, юго-восточнее в течение всего палеогена были распространены субтропические саванны, а во второй половине миоцена они перерождаются в степи [Синицын, 1962].

Весьма своеобразное сочетание индикаторов климата обнаруживается для миоцена в районах Центрального Паратетиса: в Предкарпатья и Закарпатья. Здесь нередко в одних и тех же разрезах чередуются пласты каменной соли и аргиллитов с пластами бурого угля [Кирюков, 1962]. Среди хемогенных известняков и гипсов Л.Н. Кудрин [1969] описал линзы углей и включения обуглившихся растительных остатков. В прибрежных фациях тортонского моря Б.И. Сребродольский [1977] обнаружил частые включения янтаря. По предположению автора он возник из смолы хвойных деревьев, покрывавших многочисленные острова в обстановке теплого и влажного климата.

Такое парадоксальное сочетание индикаторов засушливого аридного и влажного гумидного климата правильнее всего связывать с интенсивными тектоническими движениями и ростом Карпат.

Действительно, как показал в свое время Н.М. Страхов [1962], «аридный климат во всех своих разновидностях является необходимой, но отнюдь не достаточной причиной возникновения галогенных отложений; он создает лишь потенциальные возможности галогенеза. Тектонический же режим в одних случаях «разрешает» реализацию этих потенциальных возможностей, а в других — «запрещает» ее. Именно поэтому он и становится решающим фактором размещения аридных формаций внутри областей аридного климата. Тектонический режим в этом смысле оказывается более мощным фактором, чем изменения аридного климатического режима от одного участка засушливой области к другому» [Страхов, 1962, с. 510].

Итак, приведенные данные позволяют считать, что Восточный Паратетис в миоцене представлял крупный палеобассейн, лежащий целиком в аридной зоне. С севера и юго-запада его окружали гумидные области, густо покрытые лесной растительностью. Юго-восточная суша, расположенная в пределах Средней Азии, представляла субтропическую саванну, медленно превращавшуюся в степь.

Весьма своеобразная климатическая обстановка господствовала в среднемиоценовое время на Кавказском острове. По А.Н. Балуховскому и В.Е. Хаину [1975], он имел низкогорный рельеф с отметками, не превышающими 400–500 м, причем южный его склон был более засушливым, чем залесенный северный. Судя по многочисленным находкам ископаемых насекомых, найденных в Ставрополье и изученных Е.Э. Беккер-Мигдисовой [1964], побережье острова изобиловало лагунами и заливами, в прибрежной зоне было много болот. Во внутренних частях развивались луга, смешанное редколесье и листопадные леса с разнообразными элементами субтропиков. Климат здесь был умеренно-влажный со среднегодовой температурой в 20° С.

Любопытно, что начиная с чокракского времени к караганскому Н.Б. Вассоевич [1958] отмечает в северо-западной части Кавказского поднятия некоторое

сокращение влажности, что, по-видимому, отражает общее похолодание климата в Европе.

Несколько отличался от кавказского климат Русской равнины. Детальный анализ миоценовой флоры, предпринятый в пределах Окско-Донской ее части Ю.И. Иосифовой [1977], позволил со значительной долей вероятности предположить, что в среднем миоцене здесь среднегодовые температуры колебались от 13 до 15°С, причем зимой средние температуры не опускались ниже +1 — +3°С, а летом они достигали 23—25°С. Осадки выпадали исключительно в виде дождя, а продолжительность безморозного периода составляла 260—230 дней.

Реконструкция годового количества осадков позволила прийти к выводу, что они достигали величины 1100 мм/год, что в три раза превышает их современное количество в тех же местах.

Напомним, что современная тропическая зона, согласно данным С.В. Колесник [1947], включает области, в которых в год выпадает более 1000 мм осадков.

Огромному количеству осадков, выпадающих на Русской равнине, должны были отвечать мощные речные системы, дренирующие этот регион. И действительно, исследованиями Б.Л. Личкова [1942], Ю.А. Петроковича [1947], С.Г. Каштанова [1956], С.А. Жутеева [1959], Г.И. Горецкого [1964], Ю.И. Иосифовой [1977] и других на территории европейской части Союза были выявлены и прослежены на десятки и сотни километров миоценовые русла палео-Дона (Ергень-река), палео-Днепра, палео-Камы.

Более подробно гидрографическая сеть миоценового времени будет рассмотрена в следующих разделах. Здесь же уместно отметить, что среди миоценовых палеорек лучше всего изучена долина палео-Дона, которая начинается у г. Рязани (см. фиг. 46) и протягивается в субмеридиональном направлении почти на 1200 км вплоть до берегов Восточного Паратетиса, в который она и впадала. Местами ширина этой мощной реки достигала 50 км. В низовьях реки образовывались каньоны, углубленные на 150—300 м, в отдельные моменты геологической истории Паратетиса вверх по руслу палео-Дона развивались ингрессии морского водоема, и он в это время напоминал, по-видимому, крупный морской залив.

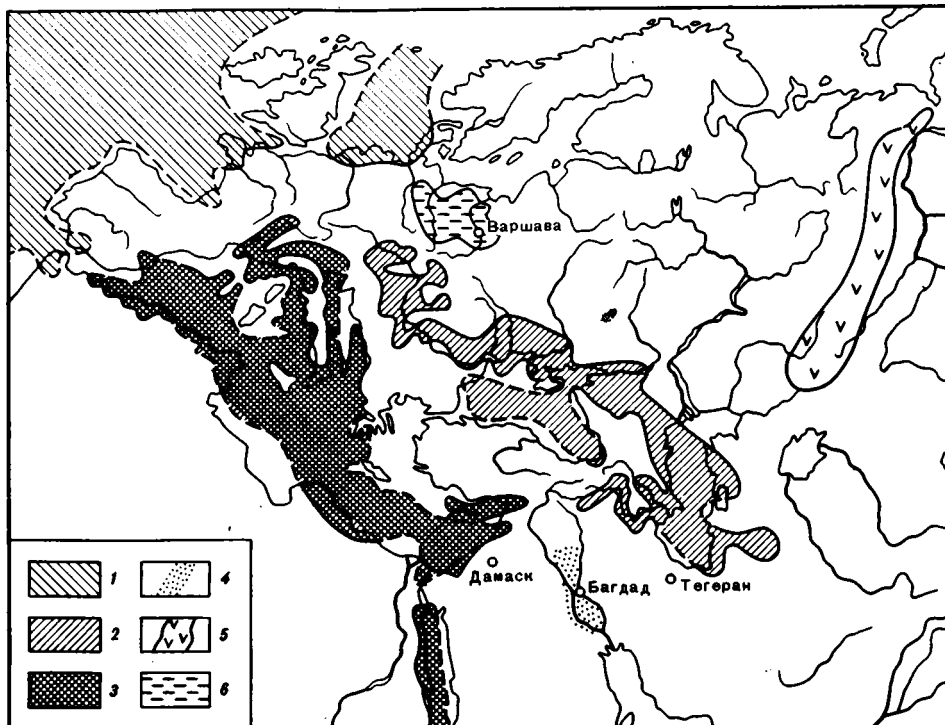
Дальнейшая история развития третичных бассейнов Европы изобилует разнообразными событиями, но в целом, как это недавно хорошо показал Л.С. Белокрыс [1976], в верхнем миоцене связь между Средиземноморьем и Паратетисом окончательно прерывается и каждая из этих областей развивается по собственному плану (фиг. 47).

В мессинское время (верхний миоцен) вследствие уничтожения пролива Южного Рифа огромный Средиземноморский палеоводоем заикнулся и стал, по-видимому, превращаться в систему выпаривающихся лагун [Ryan, 1976; Cita e.a., 1978; Hsu e.a., 1977]. Следы субэаральной эрозии, обнаруженные в отложениях этого времени, указывают на полное осушение палеоводоема. Это объясняется не только интенсивным испарением, но также и тем, что потеря воды при испарении не компенсировалась речным стоком. В результате периодического поступления океанических вод в палеоводоем, уровень которого понижался от 500 м до 2,5 км, в Средиземноморье отложилось более 1 млн. км³ солей. Среди возникших в это время осадков обнаружены известняки, доломиты, галит, сульфаты, глинистые сланцы и мергели. Характерно, что понижение уровня палеоводоема вызвало значительное переуглубление каньонов рек, впадавших в него. Так, например, долина р. Нил углубилась на 1500 м, рзки Ливии и р. Рона — почти на 400 м. Все они при этом сформировали мощные конуса выноса у подножия береговых склонов.

В конце мессинского времени Средиземноморье представляло пустыню с многочисленными соляными озерами. В восточную его часть прорвались солончатые воды одного из бассейнов Паратетиса, и это стимулировало в озерах накопление доломитов и мергелей. В начале плиоцена связь между океаном и Средиземноморьем возобновилась, и оно было вновь затоплено водами океана.

Мессинский кризис солености в Тетисе совпал во времени с развитием прогрессирующего опреснения бассейнов Паратетиса. После усиления поднятий Карпат в среднесарматское время и исчезновения Предкарпатского бассейна Венский и Паннонский бассейны фактически отделились от Восточного Паратетиса, также к этому времени сильно уменьшившегося в размерах. Их быстрое опреснение привело к вымиранию типичной сарматской эрвильевой фауны и распространению пресноводного конгериевого комплекса.

Что касается Восточного Паратетиса, то здесь, как на это указывает Л.С. Белокрыс [1976], наблюдается устойчивое понижение солености, хотя "этот процесс не был строго направленным (не было "прогрессирующего опреснения"), так как



Фиг. 47. Палеогеографическая схема Европы в херсонское время (для Средиземноморья – раннемессинское время), по Л.С. Белокрысу [1976]

1 – нормально-морские бассейны; 2 – периодически переосолонявшиеся бассейны; 3 – солоноватоводные бассейны; 4 – континентальные пресноводные песчано-глинистые отложения; 5 – континентальные гипсоносные песчано-глинистые отложения; 6 – континентальные отложения болот

нарушался временными повышениями солёности. В начале среднего сармата это было обусловлено, по-видимому, возобновлением ограниченной связи со Средиземноморьем и носило всеобщий (хотя и не достаточно выразительный для Восточного Паратетиса) характер, а в другие времена для разных областей асинхронно вызывалось региональными физико-географическими и тектоническими причинами.

Различая среди замкнутых и полужамкнутых бассейнов пониженной солёности бассейны полуморские (с преобладанием видов морских эвригаллиных родов), бассейны солоноватоводные (с преобладанием собственно солоноватоводных форм), средне-позднесарматский Паратетис следует считать бассейном полуморским” [Белокрыс, 1976, с. 41].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРЕДКАВКАЗСКОГО ПАЛЕОВОДОЕМА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ

Познакомившись в общих чертах с особенностями палеогеографии всей Европы в миоценовое время, было бы логично в дальнейшем сконцентрировать внимание на более частной проблеме реконструкции палеогеохимии чокракско-караганских осадков, отлагавшихся в Предкавказской части Восточного Паратетиса.

Поставка осадочного материала в среднемиоценовый палеоводоем Предкавказья

Из приведенного выше описания можно сделать вполне справедливый вывод, что огромную роль в снабжении осадочным материалом Понто-Каспийского палеоводоёма играли равнины Русской платформы.

В предыдущих разделах книги было показано, что на основе анализа распределения химических элементов в идеальном профиле чокракско-караганского водоёма мы приходим к выводу о преобладании в области питающих провинций этого времени болотно-лесных ландшафтов. Это положение было подтверждено затем широким распространением буроугольных месторождений миоценового возраста в преде-

лах предполагаемых водосборов, а также флористическими реконструкциями А.Н. Криштофовича [1939, 1957], который на основании находок миоценовой флоры в Силезии, близ Таганрога, в Швейцарии и в Крыму, на Керченском полуострове, а также в Подолии и Молдавии представил Восточную Европу в миоцене как область медленного вытеснения полтавской тропической флоры флорой умеренного климата (тургайской).

Необходимо отметить, что тем материнским субстратом, на котором развивались процессы эрозии и мобилизации осадочного материала, были мезозойские и палеозойские полого залегающие осадочные толщи платформы и отчасти горные сооружения Урала.

Речная сеть миоценового времени на Русской равнине, по-видимому, существенно отличалась от современной.

Крупным достижением последних лет является разработка стратиграфии и реконструкция фаций палео-Дона — большой реки, которая, по представлениям Ю.И. Иосифовой [1977], принимала в себя палео-Оку в районе г. Рязани, а далее через г. Тамбов протягивалась вплоть до г. Поворино, где прослеживалась по течению современной р. Хопер и уходила далее в районы Ергеней. В низовьях продолжение этой речной системы зафиксировано в пределах Ставропольского поднятия [Косарев, 1971].

По данным Е.Н. Анановой и В.Ф. Тарасевич [1977], среди всех выделенных и прослеженных стратиграфических подразделений наиболее древние каменнобродские отложения сопоставляются с низами среднего миоцена (коцахурский—тарханский ярусы), тогда как вышележащая ламкинская свита (терновские, уваровские, тамбовские, сосновские слои) соответствует чокраку и карагану. Выше выделена горелкинская свита, отнесенная уже к сарматскому ярусу. Каменнобродские слои, нижняя часть ламкинской и верхи горелкинской свиты фаунистически не охарактеризованы; в других толщах обнаружены водоросли (диатомовые, кремнегутьиковые, перидинии и пр.), а также цветковые растения (галофиты) и рыбы.

Ламкинская свита, сложенная фациями размыва — грубозернистыми кварцевыми песками и гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, обычно заполняет глубокие врезы в подстилающие породы. Прослеживание ламкинских отложений позволило Ю.И. Иосифовой [1977] прийти к выводу, что это остатки мощной реки, занимавшей вместе с притоками бассейн современных рек Ока и Дон. Долина палео-Дона была заложена во время, отвечающее олигоцену—среднему миоцену.

Врез ламкинского каньона, достигающий величины 200—300 м, начался в тарханское время и представляет своеобразный геологический парадокс. Общеизвестно, что тарханское время отвечало крупной трансгрессии и установлению нормально-морских условий на огромных площадях Понто-Каспийского палеоводоема. Тогда же отмечается поднятия в области Русской равнины, которые определили наиболее низкий уровень базиса эрозии именно в это время.

Невольно приходит мысль, что направления колебательных движений в области альпийской геосинклинали, с одной стороны, и прилегающей к ней с севера Русской платформы — с другой, были в это время противоположны по знаку и обширным погружениям в пределах Понто-Каспийской области соответствуют относительные поднятия плиты. Именно таким образом можно объяснить временную корреляцию тарханской трансгрессии моря и резкое понижение базиса эрозии на континенте. Однако следует иметь в виду и другую возможность решения этой задачи в том случае, если тарханская трансгрессия не была непрерывной и завершилась некоторой регрессией, во время которой и был выработан наиболее низкий базис эрозии и произошел ламкинский врез палео-Дона.

Последующая среднемиоценовая трансгрессия чокракского моря постепенно повысила уровень Понто-Каспийского водоема и превратила речную долину палео-Дона в цепь озер и болот; в дальнейшем интересующая нас река неоднократно превращалась в лиман, заполненный полусолеными водами. Подобная обстановка осадконакопления особенно типична для раннесарматского времени; в позднем сармате море покидает Окско-Донскую равнину, и следы реки теряются. Принято считать, что ее русло переместилось к западу. Для нас важно, что палео-Дон в течение всего среднемиоценового времени поставлял, по-видимому, огромную массу кварцевых песков, взвешенных глинистых частиц и растворенных компонентов в Понто-Каспийский бассейн.

Литологические исследования отложений ламкинской свиты в разных частях Окско-Донской равнины [Иосифова, 1977] позволили выявить довольно своеобразные комплексы отложений. Среди глинистых осадков этого возраста широко распространены углисто-черные тонкослоистые глины с богатыми и разнообразными

углефицированными растительными остатками. В минеральном комплексе глин постоянно преобладают каолинит и гидрослюда, только в верхних частях разреза появляются глины монтмориллонит-гидрослюдицистого состава. Встречаются линзовидные прослои конкреционных железомарганцевых руд, реже наблюдаются их оолитовые разности; широко распространены вивианит и сидерит, минералы, которые, по определению Г.И. Бушинского [1952], являются индикаторами обстановок низинных болот.

Пески ламкинской свиты отличаются олигомиктовым составом и очень напоминают описанные нами ранее среднемиоценовые песчаники; помимо кварца, в них распространены циркон (19–46%), дистен (24–37%), ставролит (22–37%), силлиманит (13–29%), а также гранат, рутил, анатаз и полевые шпаты.

В песчано-алевритовых разностях в изобилии встречены переотложенные желваки фосфоритов, обломки сферосидеритов и многочисленные зерна глауконита; последний, по определениям Г.А. Казакова, показал возраст 100 ± 5 млн. лет, что привело Ю.И. Иосифову [1977] к выводу о преобладании процессов переотложения этого материала в результате эрозии мезозойских осадочных толщ.

Таким образом, палео-Дон в наиболее бурные моменты своей истории служил поставщиком кварц-глауконитового материала, а во время ослабления эрозионной деятельности приносил в чокракско-караганские палеоводоемы каолинит-гидрослюдицистый, реже – монтмориллонитовый глинистый материал, а также огромные количества углефицированной древесины и растворенного гумуса, под прикрытием которого усиленно мигрировали железо и марганец.

Менее ясна проблема существования других среднемиоценовых рек. В соответствии с данными С.А. Жутеева [1959], Е.Е. Милановского [1963] и Г.И. Горецкого [1964] Прикаспийская часть долины кинельской палео-Волги или палео-Камы была заложена несколько позднее, очевидно в конце миоцена–начале плиоцена. Возможно, что в среднем миоцене палео-Кама представляла восточный приток огромного палео-Дона и только более поздние тектонические события, разобщившие Понто-Каспийский палеоводоем на Черное и Каспийское моря, способствовали оформлению ее самостоятельной долины. Во всяком случае, акчагыльская трансгрессия Каспийского моря позволила позднее довольно определенно очертить нижнее течение палео-Волги [Колесников, 1940] в то время, бесспорно, уже впадавшей в Каспий.

Как бы там ни было, т.е. впадала ли палео-Кама в среднемиоценовый палеоводоем самостоятельно или она была восточным притоком палео-Дона, очевидно, составляющего единое целое с палео-Окой [Иосифова, 1977], ясно, что огромная площадь их водосбора примерно равнялась современным бассейнам рек Волги, Камы, отчасти Дона и Оки с ее притоками.

В соответствии со старыми данными Б.Л. Личкова [1931] и более поздними исследованиями Г.В. Пасечного [Иосифова, 1977] в чокракско-караганское время, несомненно, существовали также палео-Донец и палео-Днепр; последний частично захватывал долину р. Припяти, протекал в юго-восточном направлении и впадал в среднемиоценовое море где-то в районе Борисфенского залива.

Оценивая в целом поступление терригенного материала со стороны двух главных питающих провинций среднемиоценового времени – Русской платформы и Кавказского острова, приходится признать, что для интересующей нас северной части Понто-Каспийского бассейна она была далеко не равнозначной. Это положение особенно очевидно, если проанализировать баланс поступления глинистых взвесей в современные и древние палеоводоемы.

Действительно, общая количественная оценка современного питания Черного и Каспийского морей глинистым материалом приводится в табл. 46. При ее построении использовались как литературные, так и оригинальные данные. Нами был изучен количественный состав глинистых минералов в пелитовой фракции взвесей основных рек Каспийского бассейна – Волги, Урала, Терека с притоками, Сулака с притоками, Кумы [Холодов и др., 1976].

В глинистых фракциях речных взвесей были установлены каолинит, хлорит, гидрослюды, а также смешанослойные образования из слюдицистых и монтмориллонитовых пакетов, условно названные "монтмориллонитовый компонент".

Состав взвесей крупнейших рек черноморского бассейна в табл. 46 приведен по П. Стофферсу и Г. Мюллеру [Stoffers, Müller, 1972], а также по И.Ю. Лубченко, И.В. Беловой [1973], Г.Ю. Бутузовой и др. [1975]. В последней работе цифровая характеристика глин была получена по такой же методике, как и у нас. Гидрогеологическая характеристика рек заимствована у Г.В. Лопатина [1952]. При анализе приведенных цифр прежде всего обращает на себя внимание то, что в структуре

Таблица 46

Распределение глинистых минералов во взвесах рек Альпийской зоны и Русской платформы

Бассейн Черного моря						
Река	Площадь водосбора, км ²	Сток воды, км ³	Взвесь, 10 ⁶ т	Состав глинистой фракции < 0,001 мм (в %)		
				Каолинит + хлорит	Гидрослюда	Монтмориллонитовый компонент
Дунай	817 000	203	83	15	60	25
Днестр	71 990	10,1	2,5			
Днепр	503 360	53	2	20	45	35
Южный Буг	42 200	2,65	0,53			
Дон	422 500	28	7,75			
Кубань	61 530	11	11	22	52	26
Ингури	3640	6,2	3,3			
Риони	13 700	13,5	8,5	20	25	55
Чорох	22 020	7,9	7	25	15	60
Халдизен				14	21	65
Харсит				15	25	60
Аксу				20	26	54
Есил-Ирмак		46	35,6	7	19	74
Кизил-Ирмак				15	40	45
Филиос				13	45	42
Сакария				8	32	60
Мелет				17	28	55

взвеси, ежегодно поступающей в Черное море, р. Дунай (Альпы и Карпаты) играет ведущую роль, доставляя ежегодно 83×10^6 т глинистого материала, на втором месте реки Анатолийского побережья (35×10^6 т), на третьем реки Кавказа (22×10^6 т) и на последнем реки Русской платформы (12×10^6 т). Поэтому и состав глин в Черном море, как это хорошо было показано в предыдущих работах, отражает в основном гидрослюдистый состав взвесей Дуная на севере и монтмориллонитовый состав взвесей рек Анатолийского побережья Турции на юге.

Несколько иначе выглядит баланс Каспийского моря. Здесь главные поставщики глинистых минералов — реки Кавказа (79×10^6 т), потом реки Русской платформы (29×10^6 т) и, наконец, реки Ленкорани и Ирана (10×10^6 т). Любопытно, что при этом состав поступающих в водоем глинистых минералов несколько трансформируется; с севера вносятся глинистые взвеси более монтмориллонитового состава, тогда как на юге явно преобладают гидрослюды. Такое своеобразие привноса взвесей в Каспийское море связано с гетерогенностью осадочного чехла Русской платформы. Действительно, по-видимому, в ее западной части состав глинистых минералов более гидрослюдистый, а в восточной — монтмориллонитовый. Последнее объясняется влиянием Уральской провинции, которая с пермского времени поставляла монтмориллонитово-гидрослюдистый материал в платформенные палеоморя.

Минералогическая асимметрия платформенного чехла очень хорошо подтверждается составом глинистых минералов почв; на востоке здесь широко распространены гидрослюдисто-хлорит-сметитовые почвенные образования, в том числе со значительным накоплением смектитового компонента в верхнем горизонте [Градусов, 1975]. Итак, довольно высокое содержание смектитового компонента во взвесах Волги правильнее всего связывать с размывом пермских осадочных пород Предуралья, а также выносом продуктов зеленокаменной пропилитизации — глинизации и выветривания основных изверженных пород Урала.

По аналогии с Черноморским водоемом можно предположить, что в современных осадках Каспийского моря смектитовый максимум должен быть сдвинут на север. Хотя отдельные анализы донных проб Северного Каспия и подтверждают это предположение, проверить его полностью затруднительно, так как карты распределения глинистых минералов пока составлены только для южной и средней частей водоема [Али-Заде и др., 1972; Лебедев и др., 1973].

В настоящее время питание взвесями южных морских бассейнов СССР в основном

Бассейн Каспийского моря						
Река	Площадь водосбора, км ²	Сток воды, км ³	Взвесь, 10 ⁶ т	Состав глинистой фракции < 0,001 мм (в %)		
				Каолинит + хлорит	Гидрослюда	Монтмориллонитовый компонент
Волга	1 380 000	255	25,7	17	46	37
				10	41	49
				10	49	41
			Среднее	12,3	45,3	42,4
Урал	220 000	11	4,1	12	50	38
Терек	43 710	1	25,8	21	74	2
Урух	953			27	62	11
Черек	1370			18	48	34
Сулак	13 370	5,6	26,8	24	66	10
Андийское	4600			23	77	—
Койсу						
Аварское	7320			28	72	—
Койсу						
Кума	21 590	0,38	0,72	18	53	29
Подкумок	1940			12	64	24
Кура	188 000	18	25,4			
Калаус	9380	0,07	0,35			
Реки Ленкорани и Ирана			10,7			

осуществляется за счет Кавказа (10×10^6 т), а также Альп и Карпат (83×10^6 т), и только небольшую долю в этот процесс вносит Русская платформа (42×10^6 т).

Существенно иначе привнос взвесей происходил в среднемиоценовое время. Общий баланс перераспределения вещества в ходе неотектонического воздымания Кавказа, начиная с верхнего сармата, был несколькими способами рассчитан Е.Е. Милановским [1968]. Он исходил из того, что непосредственное картирование неотектонических движений позволяет оценить общее количество эродированных с Кавказа пород величиной в 200 тыс. км³.

Согласно данным Г.В. Лопатина [1952], суммарный годовой сток всех кавказских рек, включающий растворы, взвеси и наносы, равен 140×10^9 т, что при плотности 2 составляет 0,07 км³ в год. Если эту величину интерполировать на 10 млн. лет, соответствующих изучаемому времени (верхний сармат—антропоген), то получится цифра 700 тыс. км³, т.е. в три раза превосходящая ранее вычисленный объем перераспределенных осадков. Приведенный расчет требует учета постепенного усиления интенсивности неотектонических поднятий и величины эрозии, что, впрочем, подтверждается и палеогеографическими реконструкциями. Поэтому Е.Е. Милановский допускает, что в антропогене (500 тыс. лет назад) годовой сток кавказских рек был равен современному и составлял 35 000 км³ эродированных осадков, в плиоцене (2 млн. лет назад) он уменьшился вдвое, что дало 70 000 км³ перераспределенных пород, а в верхнем сармате—плиоцене (7,5 млн. лет назад) его приходится сократить в пять раз, и это дает величину смытых пород равную 105 000 км³. В целом получается цифра 210 000 км³, очень близкая к объему осадков, эродированных с территории Кавказского хребта за весь изучаемый позднеорогенный этап.

Довольно близкие результаты получаются, если исходить из величины денудационного среза Большого Кавказа, равной 0,45 мм/год [Волин, 1946]. Этот вариант подсчета приводит к тем же выводам, согласно которым скорость тектонических поднятий и эрозии в верхнем сармате—плиоцене в пять раз уступает современной.

Попробуем применить расчеты Е.Е. Милановского к определению величины выноса взвеси реками Кавказа в среднемиоценовое время. При этом следует учесть, что воздымание Кавказского острова на раннеорогенном этапе олигоцена—среднего миоцена было весьма умеренным, рельеф низкогорным, а само поднятие в это время представляло остров шириной от десятков до сотни километров. Поэтому, оценивая

количество взвеси, поставляемое в среднемиоценовые моря Кавказом, нам кажется, что исходную величину современного тонкофракционного сноса, равную 101×10^6 т, нужно уменьшить в 6–7 раз; иначе говоря, вряд ли количество вещества, смытого с Кавказа в форме взвеси в среднем миоцене, превышало $15–17 \times 10^6$ т. К этой оценке следует добавить и то, что в чокракские и караганские моря Восточного Предкавказья, по-видимому, мог сноситься материал только с северной части острова. Это заставляет еще раз уменьшить первоначальную оценку до 10×10^6 т.

Сложнее оценить миоценовую поставку тонкого взвешенного материала с Русской платформы. Если условно принять, что северные равнины дренировались палео-Донем, палео-Камой и палео-Днепром и общая их эрозионная работа равна деятельности современной Волги, Дона и Днепра, то они вместе могли поставлять в среднемиоценовые моря почти $35 \cdot 10^6$ т, т.е. величину, в 3 раза превышающую снос тонкой взвеси с Кавказского острова.

Если же считать, что средний состав взвесей, смываемых в миоценовое время с Русской платформы и Кавказского острова, изменился сравнительно мало по сравнению с современным, а это, по-видимому, действительно так, ибо на платформе в среднем миоцене размывались все те же палеозойские породы, что и в современном цикле эрозии [Иосифова, 1977], а Кавказский остров был сложен карбонатными толщами мела и верхней юры [Милановский, 1968], которые и ныне (например в Дагестане) поставляют в области осадконакопления хлорит-гидрослюдистомонтмориллонитовые взвеси, то можно, учитывая данные табл. 46, прийти к такому выводу. Интеграция платформенного и кавказского материала в пропорции один к четырем вполне могла бы создать толщи глинистых осадков, идентичные среднемиоценовым.

Итак, основную массу тонкой взвеси в миоценовый Понто-Каспийский палеоводоем поставляла Русская платформа. Оттуда же, со стороны Русской равнины, поступало подавляющее большинство олигомиктовых песков; об этом однозначно свидетельствует петрографическое сходство песчаных пород среднемиоценового профиля и песчаников ламкинской свиты Окско-Донского междуречья.

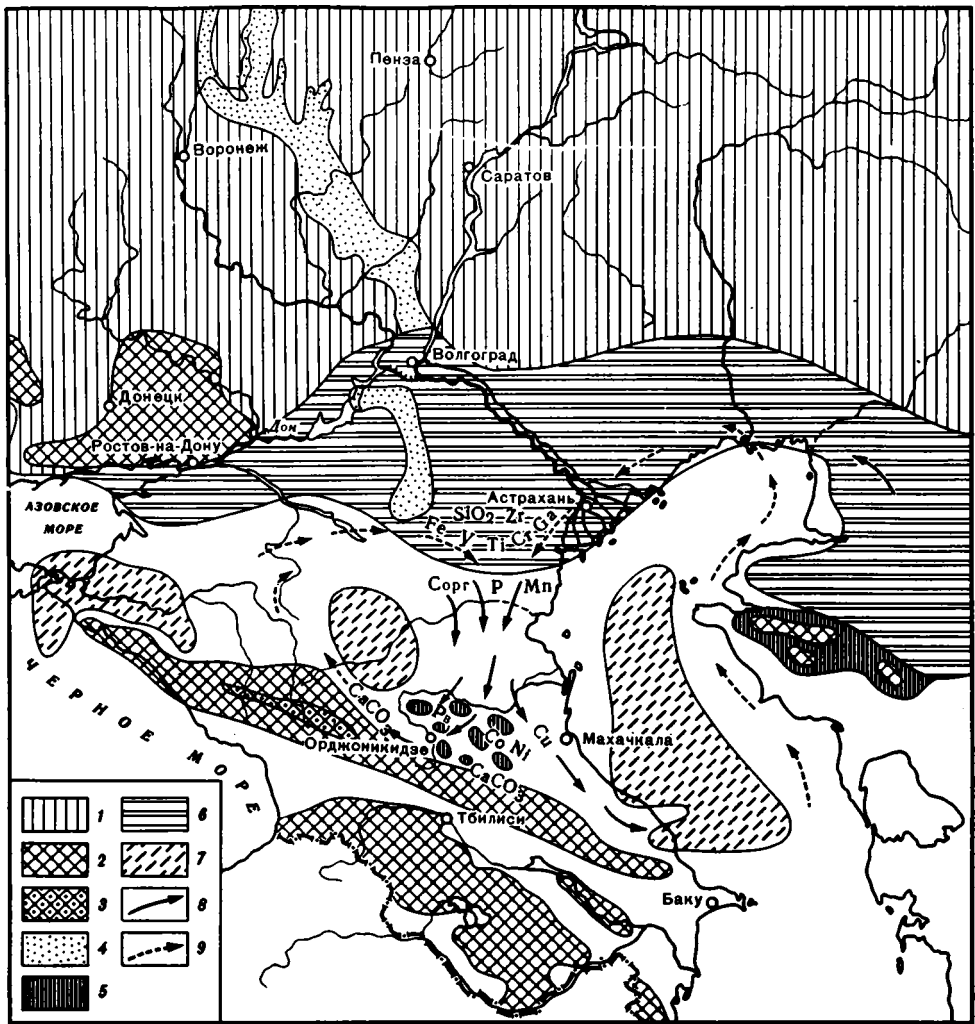
Необходимо также напомнить, что в балансе миоценового стока, поступавшего в Понто-Каспийский бассейн, большую роль играли, по-видимому, истинные растворы, как это вытекает из анализа идеального геохимического профиля (глава пятая), а также абсолютных масс (глава четвертая), значительные количества Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Mn, P и, возможно, Fe поступали в палеоводоемы в растворенном виде под прикрытием гумусового органического вещества и частично "прорывались" сквозь зону смешения речных и морских вод. Такая специфика подачи материала с близлежащих континентов была в значительной степени обусловлена гумидным, почти тропическим климатом, господствовавшим на водосборах, а также широким развитием здесь лесных и болотно-лесных ландшафтов.

ОБ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И ПАЛЕОГЕОХИМИИ СРЕДНЕМИОЦЕНОВОГО ПОНТО-КАСПИЙСКОГО ПАЛЕОВОДОЕМА

Общая палеогеографическая схема строения Понто-Каспийского палеоводоема в чокракское время, по материалам Б.П. Жижченко [1940], Н.Б. Вассоевича [1958], А.Н. Балуховского, В.Е. Хаина [1975], В.А. Гроссгейма и Л.П. Гмид [1951], Ю.И. Иосифовой [1977] с дополнениями авторов, изображена на фиг. 48. Как это следует из графика, на севере узкий проливообразный морской палеоводоем был ограничен низменной сушей, соответствующей южному склону Русской платформы. Эта низменная лесистая равнина в районе городов Ростова-на-Дону и Донецка осложнялась холмами, замыкающими Украинский кристаллический щит и сложенными, по-видимому, выходами гнейсов, мигматитов, а также кислых и основных интрузий. В междуречье современных рек Дона и Волги равнина прорезалась мощной речной долиной палео-Дона; она протягивалась почти от г. Тамбова до г. Волгограда и впадала в чокракское море где-то в районе между городами Ставрополем и Астраханью.

Как на это впервые указала Ю.И. Иосифова [1977], направление долины палео-Дона, по-видимому, контролировалось крупным глубинным разломом в фундаменте платформы, в пределах которого в течение альпийского тектогенеза господствовали опускания. По Н.С. Шатскому [1952], этот разлом определял рубеж между западной и восточной половинами Русской плиты.

Само собой разумеется, что положение и особенности строения дельты палео-Дона не оставались постоянными. Она была лучше всего выражена в тарханское и нижнечокракское (махачкалинское) время, а в последующее время ее песчаные



Фиг. 48. Палеогеографическая и палеогеохимическая схемы Понто-Каспийской части Восточного Паратетиса в чокракское время

1-5 — континентальные обстановки областей сноса: 1 — низменная равнина, 2 — холмистый ландшафт, 3 — поднятия до 500 м над уровнем моря, 4 — аллювиальные отложения палео-Дона, 5 — периодически заливаемые морем участки суши, отмели; 6-9 — морские обстановки: 6 — область, в пределах которой развивалась трансгрессия чокракского моря, 7 — халистатические области с преобладанием глинистых осадков, 8 — направление течений, установленных В.А. Гроссгеймом и Л.П. Гмид [1951] по наклону косой слоистости, 9 — предполагаемые течения

отложения перекрывались морскими трансгрессирующими осадками, а сама она все больше оттеснялась к северу.

Вытянутый почти в меридиональном направлении узкий Кавказский остров протягивался от берегов современного Каспийского моря до Керченского пролива почти на 1000 км, при этом ширина его колебалась от нескольких десятков до 100—150 км. Наиболее приподнятая и широкая северная его часть в чокракское время имела отметки 400—600 м, и здесь, по-видимому, эродировались среднеюрские глинистые меловые карбонатные породы [Милановский, 1968]. Судя по данным, приведенным в главе пятой, здесь в это время интенсивно размывались хлоритоносные коры выветривания Малкинского железорудного месторождения и, возможно, уже существовали палео-реки и палео-ручьи, с помощью которых терригенный материал и в меньшей степени растворы поставлялись в водоем. Скорее всего значительный перепад отметок в сочетании с небольшой площадью самого острова, несмотря на обилие лесных ландшафтов и гумидный климат, обеспечивали преобладание терригенного сноса над хемогенным.

Южная часть Кавказского острова отличалась небольшими высотными отметками и значительно меньшей площадью. Об этом свидетельствуют останцы чокракских

отложений в высокогорных районах Дагестана (районы селений Буцра, Дорада и др.), залегающие непосредственно на меловых карбонатных толщах: в них преобладают тонкозернистые слоистые черные глины, свидетельствующие о вялом приносе терригенного материала с суши. Огромный проливообразный морской водоем, заключенный между платформенной сушей и островом, в плане имел форму неравнобедренной трапеции; его северная часть в районе современного Азовского моря имела ширину около 250 км, а к югу он расширялся, достигая в своей каспийской части 700—750 км в ширину. Бассейн представлял асимметричную котловину; область максимальных глубин располагалась вблизи от Кавказского острова, была как бы прижата к нему. Благодаря этому юго-западный, точнее, западный борт нашего котловинного палеоводоема был крутым, а северо-восточный — пологим. Эти особенности строения чокракского палеобассейна наиболее отчетливо проявлялись во время развития трансгрессии. На севере береговая линия медленно продвигалась в сторону суши, захватывая зону шириной до 300—350 км, и в периоды максимального затопления континента достигала широты г. Волгограда, тогда как на западе она сохраняла довольно устойчивое положение и долгое время оставалась относительно стабильной.

Кстати говоря, аналогичное строение большей части интересующего нас региона сохранилось и до настоящего времени. Асимметричное строение современного Терско-Кумского артезианского бассейна, например, неоднократно подчеркивалось в работах И.О. Брода и др. [Геология..., 1958], И.Г. Кисина [1964, 1970], Р.Г. Джамалова [1973].

В полном соответствии с морфометрией чокракского палеоводоема должно было происходить в нем распределение гранулометрических типов осадков. Как это показал Н.М. Страхов [1950, 1954], при изучении современных отложений Каспийского моря плоские и мелкие участки платформ, лежащие в зоне взмучивания, обычно покрываются полями грубозернистых песков, а тонкие осадки здесь удаляются на значительные расстояния от берега. Наоборот, там, где развиты резкие уклоны дна, области развития грубозернистых и тонкозернистых илов сближены между собой. К сожалению, неточности существующих стратиграфических сопоставлений не позволяют еще проверить эти предположения, но имеющийся фактический материал не противоречит следующему: благодаря асимметричному строению чокракского палеоводоема области заиливания в нем также оказались "прижатыми" к кавказскому острову, локализуясь там, где наблюдались максимальные глубины погружения.

Весьма существенная особенность чокракского палеоводоема в районе между речья современных рек Кума—Сулак — развитие здесь конседиментационной блоковой тектоники (см. главы вторая—четвертая). Она определила в этой части чокракского моря довольно своеобразную обстановку осадконакопления: здесь формировались стабильно развивающиеся впадины, разделенные унаследованными поднятиями-отмелями. Как это было показано ранее, в разные этапы развития чокракского водоема роль и значение таких тектонических структур, выраженных в рельефе, несколько менялась. В периоды регрессии палеоводоема и низкого положения уровня моря в этой части района обособлялись впадины-лагуны, частично отделенные от остальной акватории отмелями-островами, и в них шло интенсивное накопление гипса и солей.

Во времена развивающейся трансгрессии отмели-острова частично скрывались под водой, но все же продолжали влиять на накопление осадков. Опыт изучения Каспийского моря [Страхов, 1954] показал, что в условиях мелководья (Красноводский залив, о-в Огурчинский и другие участки) отмели и низкие острова защищают архипелаговые участки от волнения, в результате чего нижняя граница зоны взмучивания здесь резко поднимается вверх, и тонкозернистые осадки получают возможность откладываться на глубинах, значительно уступающих глубине заиливания (40—50 м в Каспийском море).

Таким образом, под защитой растущих антиклинальных структур в чокракском палеоводоеме создавались, по-видимому, огромные впадины-отстойники, в которые поступали тонкие взвеси разных химических элементов и органического вещества. Наконец, в условиях значительного погружения и обострения гидродинамической активности антиклинальные поднятия, выраженные в рельефе дна, становились препятствиями на пути движения течений, и "языки" доннотечениевых песков проникали в наиболее глубокие впадины, как бы принаравливаясь к растущим структурам, обтекая их и формируя вблизи от таких препятствий разнообразные косо-слоистые текстуры.

При попытке реконструировать направления течений в чокракском палеоводоеме (см. фиг. 48) прежде всего следует, конечно, учесть данные Н.Б. Вассоевича и

В.А. Гроссгейма [1951], которые на основе использования 3000 замеров ориентировки наклонов косых слоек установили, что главный поток вод в это время двигался со стороны г. Астрахани, от устья палео-Дона к городам Грозному и Махачкале. Далее это основное течение разветвлялось на две части, причем одна ветвь (грозненская) направлялась на запад, северо-запад и север, а другая (махачкалинская) — на юго-запад и юг. При этом по мере приближения к Кавказскому острову скорость движения вод замедлялась, направления начинали меняться, появлялись противотечения, в чем нельзя не усмотреть влияния сложного подводного рельефа дна, который, как было показано выше, бесспорно, отражал рост локальных тектонических структур. Далее, по-видимому, северная ветвь течений, подчиняясь изгибу берега острова, вышла в район г. Ставрополя, а затем вновь поворачивала на восток, к устью палео-Дона, можно предполагать, что оно образовывало антициклональное кольцо (по часовой стрелке), в центральной халистатической части которого находился участок распространения чокракских глинистых отложений, развитых в Кабардинской впадине.

Второй, противоположно направленный, т.е. циклональный, круг чокракского течения начинался в районе г. Баку, от которого шел к востоку почти в широтном направлении, а затем у г. Красноводска поворачивал к северу и, огибая район современного п-ова Мангышлак, через район г. Астрахани замыкался у палео-Дона. Он ограничивал глинистые отложения чокрака в районах Среднего и Северного Каспия.

Само собой разумеется, что предполагаемая схема течений основана преимущественно на анализе текстур донных осадков, выполненном Н.Б. Вассоевичем и В.А. Гроссгеймом [1951], и характеризует именно придонные движения вод, связанные с перемещением осадочного материала по дну палеоводоема.

Для нас особенно важно подчеркнуть следующее. Во-первых, интенсивность течений в чокракском палеоводоеме, по-видимому, многократно менялась во времени. В эпохи усиленной гидродинамической деятельности подводные потоки перемещали огромное количество песчаного материала с северного борта среднемиоценового палеоводоема к южному. При этом пески, первоначально сгруженные в дельте палео-Дона, подхватывались главным потоком, перераспределялись по дну и постепенно заполняли впадины, формирующиеся вдоль южного берега моря. При этом асимметричное строение дна обеспечивало легкую возможность движения взвешенных частиц с севера на юг; отдельные "языки" песчаных накоплений сползали по наклонному дну, повинувшись общей направленности подводных потоков. Наоборот, в периоды ослабления гидродинамической циркуляции движение песчаных масс замедлялось, и грубозернистые илы начинали довольно четко обособляться от тонкозернистых глинистых образований, медленно накапливающихся в затишных участках.

Во-вторых, следует иметь в виду то, что благодаря сложному тектоническому строению региона и конседиментационным тектоническим движениям блоков, а также неравномерному росту антиклинальных поднятий в настоящее время можно восстановить лишь общую направленность течений; на самом деле они образовывали целую систему потоков, пространственное положение которых довольно быстро менялось во времени; соответственно менялось и расположение песчаных "языков".

Весьма важной, хотя и совсем не решенной, является проблема строения дельты палео-Дона. Она, по-видимому, представляет ключ к пониманию осадконакопления во всем Восточном Предкавказье. Действительно, согласно представлениям С. Бейтса [Bates, 1953; Bates, Freeman, 1953] и Д.А. Буша [Busch, 1974], главный фактор, определяющий строение дельты, — соотношение плотностей речной воды и воды палеоводоема. В случае, если речная вода легче морской (гипопикнальный подток), они будут разливаться по поверхности водоема стока и формировать обычную дугообразную остроконечную дельту, или дельту типа птичьей лапки. Однако в случае, если поступающая вода сильно перегружена взвесями и растворами, она оказывается тяжелее морской (гиперпикнальный подток), стекает под воды палеобассейна и формирует подводные русла в области шельфа, а в батимальной части склона ее осадки нередко выпахивают подводные каньоны. В этом случае образуется огромная подводная дельта, часто врезанная в подстилающие породы.

Все, что пока нам известно о дельте палео-Дона, позволяет предполагать, что она представляла именно этот довольно редкий второй вариант. Известно, что благодаря лесным ландшафтам, развитым на водосборах, и гумидному климату воды этой реки несли много растворенного и отчасти взвешенного материала. Вполне вероятно, высокая плотность воды определяла сток в чокракское море по отложениям подстилающего майкопа, создавая субаквальную дельту в виде русел и рукавов, заполненных олигомиктовым песком. С этой точки зрения большой интерес представляют

отложения яшкульской свиты, развитой в различных частях Ергеней, а также в Приманычье. Она складывается пачками грубых косослоистых песков и гравелитов, которые с размывом залегают на майкопских глинах и различных породах палеогена, заполняя широкие ложбины. По данным Ф.Ф. Голынец [1932], Г.Н. Родзянко [1965] и Ю.И. Иосифовой [1977], в ней содержится морская фауна чокрака и вполне вероятно, что фашиально она представляет не результат кратковременного осушения и речной эрозии, как предполагали эти исследователи, а следствие нормального развития подводной дельты палео-Дона.

Естественными продолжениями дельты палео-Дона, но более южными в зоне подводных течений были подводные "языки" олигомиктовых кварцевых песчаников, более подробно описанные нами в главах третьей и четвертой. Их линзовидное залегание, тесная связь гранулометрической характеристики с мощностями, косая слоистость и следы размывов и оползаний, наконец, довольно постоянная приуроченность к максимально прогибающимся участкам дна позволяют сказать, что здесь мы имеем дело с разносом олигомиктового платформенного материала, первоначально отложенного в пределах крупной дельты донными течениями.

Переходя к геохимическим особенностям осадков чокракского палеоводоёма, следует отметить, что в нем довольно отчетливо выделялись две зоны: на севере располагалась область преимущественного развития дельтовых терригенных песчано-алевритовых отложений, с которой были пространственно связаны накопления SiO_2 , Zr, Fe, V, Ti, Cr, Ga и отчасти $\text{C}_{\text{орг}}$, P, Mn. На юге находилась зона распространения глинистых осадков, вместе с которыми накапливались $\text{C}_{\text{орг}}$, P, Mn, а также Mo, Pb, Co, Ni, Cu и CaCO_3 .

В северной, придельтовой, зоне распределение химических элементов определялось гранулометрией осадков. В наиболее грубозернистых разновидностях песчаных илов содержание большинства химических элементов падало, а концентрировались главным образом SiO_2 и Zr; наоборот, в алевритовых глинах преимущественно накапливались Fe, V, Ti, Cr, Ga, поступающие сюда с континента в форме взвеси.

Кроме того, как и в большинстве приустьевых участков современных рек, вблизи от зоны смешения речных и морских вод широким развитием пользовался планктон. Он особенно интенсивно извлекал из растворов $\text{C}_{\text{орг}}$, P, N, в меньшей степени — SiO_2 и другие микроэлементы, а затем, после его гибели, остатки ОВ поступали в более глубоководные и затишные зоны [Иванов, 1948; Страхов, 1954].

Иначе выглядело накопление химических элементов в южной зоне. Здесь под прикрытием подводных поднятий и в результате резкого усиления заиливания шло накопление Mo, Ge, Pb, Co, Ni, Cu, а также $\text{C}_{\text{орг}}$ и, возможно, Mn, P; подавляющее большинство этих компонентов попадало в чокракский палеоводоём в виде истинных растворов под защитой гумусового растворенного органического вещества и осаждалось только в экстремально спокойной затишной обстановке.

Периодически в таких впадинах-отстойниках отражался расцвет и спад жизнедеятельности планктогенных организмов. Среди глинистых илов ежегодно появлялись тонкие слои сапропланктонитовой органики, нередко содержащие остатки карбонатных раковинок спириалисов.

У берегов Кавказского острова, на мелководье, широким распространением пользовались разнообразные биоценозы моллюсков и селились водоросли; в результате их жизнедеятельности на наиболее мелководных участках глинистые илы заметно обогащались карбонатами, и, таким образом, осуществлялось довольно заметное разбавление терригенных отложений. Именно здесь карбонатонакопление подавляло все другие процессы и четко выступало на первый план.

В жизни чокракского палеобассейна периоды относительного гидродинамического покоя часто сменялись периодами резкого обострения гидродинамической активности. В относительно спокойные времена южная и северная литолого-геохимические зоны оказывались разобщенными, и в каждой из них накопление осадков осуществлялось почти независимо друг от друга.

Наоборот, в эпохи усиления деятельности течений (см. фиг. 46) языки песчаных и алевритовых илов начинали смещаться с севера на юг и в конце концов вторгались в пределы Чечено-Грозненской, Осетинской и Кабардинской впадин, где в это время шло накопление тонких осадков. В ходе переотложения терригенных компонентов происходило их пространственное разделение. На участках более сильного движения придонных вод отлагались сравнительно чистые кварцевые пески, которые здесь как бы разбавляли алевритовый материал. В тех местах, где движение потока замедлялось, формировались алевритовые илы, существенно обогащенные Fe, V, Ti, Cr, Ga. Песчано-алевритовые осадки откладывались на глинистых пачках илов и, в свою очередь, прерывали нормальный ход накопления глинистых илов, содержащих отно-

сительно высокие количества $C_{орг}$, а также Mo, Ge, Pb, Co, Ni и других элементов (снова происходило разбавление одних компонентов другими).

Так, под действием гидродинамики осадки одной зоны накладывались на осадки другой и возникали сложно построенные разрезы, в которых многократно чередовались довольно мощные пакки песчаников и глин.

Разумеется (главы третья—пятая), что все эти процессы осадкообразования развивались на фоне и при постоянном контроле конседиментационной тектоники; там, где осуществлялось прогибание дна, формировались наиболее полные и мощные разрезы.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА "ЧЕРНЫХ" СЛАНЦЕВ

Пакки тонкослоистых чокракско-караганских черных глин, существенно обогащенные сапропланктонитовым органическим веществом и содержащие повышенные количества редких и малых элементов, описанные нами в главах пятой и шестой, могут рассматриваться как эмбриональные рудные образования, принадлежащие к группе черных сланцев.

Черные сланцы распространены в очень широком стратиграфическом диапазоне от докембрия [Сидоренко и др., 1979] до современных осадков морей и океанов [Страхов и др., 1971; Боголюбова, Тимофеев, 1978], причем в древних толщах именно с ними связаны высокие концентрации многих редких металлов. Так, например, в металлоносных черных сланцах (фтанитах) кембрия Казахстана содержание ванадия достигает 1,5%, количества Ni, Cr и Mo в 20 с лишним раз превышают кларк, а степень концентрации P, Ag и Re достигает величины 800 [Холодов, 1973].

Исследователи, изучавшие условия образования этих своеобразных месторождений [Салов, 1939; Анкинович, 1961; Альтгаузен, 1958; Тюрин, 1963; Созинов, 1967], обычно процесс концентрации редких металлов объясняют главным образом жизнедеятельностью и гибелью планктона, который, включаясь в пищевые цепи, а затем отмирая и падая на дно, образовывал своеобразный биофильтр, поглощал химические элементы из вод и вносил в осадки древних палеоморей огромные массы редких металлов. Естественно, что при такой трактовке рудогенеза главными факторами, определяющими состав и степень концентрации металлов, была геохимическая специализация самого планктона и геохимическая обстановка, господствовавшая в металлоносном палеоводоеме.

Для того чтобы представить себе геохимический механизм, формирующий состав черных глин среднего миоцена, их следует сравнить с современными сапропелями Черного моря.

Современные или почти современные сапропели Черного моря изучались многими исследователями и с самых различных позиций. Их литология была блестяще описана в работах А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1938], Г.Ю. Бутузовой [1971а, б], Э.С. Тримониса [1975], Э.Т. Дегенса [1973]. Было установлено, что эти осадки слагаются чередованием тончайших прослоев черного сапропелевого и серого глинистого материала, количество которых колеблется от 15—20 до 40—50 на 1 см мощности. В осадках заметно преобладает сапропелевый ил, представляющий черную вязкую желеобразную массу; содержание органического углерода колеблется в нем от 3 до 20%, в среднем составляя 9,9% (наши данные) или 14%, по данным И.И. Волкова [1973], что при пересчете на органическое вещество равно соответственно 5—32%, а в среднем — 16—22%. В значительных количествах присутствуют сульфиды, и в первую очередь пирит и гидротроилит. Обращает на себя внимание, что в сапропланктонитовых илах обычно отсутствуют карбонатные конкреции, но присутствует порошкообразный карбонат, сложенный, как это показали Д. Бактри, С.А. Клинг, Ф.Т. Мангейм и М.К. Хорн [1970], раковинками кокколитофорид.

Состав и распределение органики в черноморских илах изучали К.Ф. Родионова [1951], А.И. Горская [1960], Т.И. Горшкова [1970], П.Н. Куприн и Л.И. Потапова [1973, 1977], О.К. Бордовский [1974], Е.А. Романкевич [1977] и др. Микроскопические наблюдения и количественные подсчеты разных форм ОВ в слоях глубоководных илов [Крисс и др., 1951] показали, что в них преобладают органические бесформенные частицы различных размеров, окрашивающиеся эритрозином в красный цвет; в несколько подчиненном количестве находятся остатки диатомовых и кремнежгутиковых. По мнению Н.М. Страхова [1954], главным поставщиком этого материала в осадок являлся планктон, в меньшей степени — бентос.

Кроме планктогенной органики в глубоководных илах Черного моря, по данным Н.И. Андрусова [1892], присутствует пыльца хвойных деревьев; подсчеты, прове-

денные Е.М. Емельяновым и Е.А. Романкевичем [1977], позволили показать, что участие пыльцы и спор в составе ОВ относительно невелико и колеблется в пределах от 3 до 381 зерна на шлиф (24x24 мм), причем преобладает пыльца древесных растений.

В шельфовых осадках Черного моря Н.И. Андрусов [1892] и А.Д. Архангельский [1927] отмечали также находки обломков древесины, коры и листьев деревьев. Работами Л.И. Потаповой и Ю.Н. Гурского [1972; Потапова и др., 1973] было установлено, что наряду с остатками разложившегося фитопланктона в черноморских илах микроскопически обнаруживаются обрывки наземных растений, иногда сохраняющих структуру тканей и слабо просвечивающих в видимых и инфракрасных лучах, а также остатки морских водорослей.

В целом, однако, если учесть расчет твердого стока черноморского водосбора, приведенный в статье И.И. Волкова [1975], содержание $C_{орг}$ в растворах и взвешях рек этого региона, охарактеризованное Е.А. Романкевичем [1977] по материалам многих исследователей, а также баланс ОВ, расчет которого для Черного моря приведен в книге Б.А. Скопинцева и др. [1971], то нетрудно показать, что ежегодное поступление взвешенной органики с суши составляет лишь 1/10 годовой продукции фитопланктона. Иначе говоря, главным фактором, определяющим накопление ОВ в пелагических илах Черного моря, все-таки является жизнедеятельность морского биоса.

Геохимическая характеристика черноморских сапропланктонитов была выполнена К.Ф. Родионовой [1951]. Она показала, что в ОВ черноморских илов устанавливается относительно высокое содержание битумов, т.е. компонентов, растворимых в органических растворителях (4,2—41,8%). Позднее эти соотношения были подтверждены А.И. Горской [1960], которая обнаружила в черноморских сапропланктонитах от 2,8 до 6,7% битумов и от 9 до 15,1% гуминовых кислот.

Хотя элементарный состав древнечерноморских сапропелей был многократно исследован Н.М. Страховым [1947, 1954, 1960; Страхов и др., 1971], а позже очень детально И.И. Волковым с сотрудниками [1971, 1973], для получения аналитически сравнимых результатов нами были дополнительно изучены 10 проб черных илов, отобранных по всей площади водоема. Эти образцы были нам любезно предоставлены И.И. Волковым, за что мы приносим глубокую благодарность. В пробах сапропелей было определено содержание 12 интересующих нас химических элементов, а также $C_{орг}$ и $CaCO_3$ (методика исследования была описана ранее).

Фациально близкие к древнечерноморским сапропелям сланцеватые черные глины чокракского и караганского ярусов были охарактеризованы нами в главе пятой; напомним лишь, что содержание $C_{орг}$ в них колеблется от 1 до 15%, в среднем не превышая 4—5%, что в пересчете на ОВ равно 6,4—8%.

Геохимические особенности ОВ, обогащенных органикой среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья, изучали Н.Б. Вассоевич [1958], В.А. Успенский с соавторами [1958], Д.В. Жабров, Е.С. Ларская [1966], В.С. Котов [1974] и др. Так же как и в современных черноморских осадках, микроскопические наблюдения показывают гетерогенный характер ОВ. Так, наряду с несомненно планктогенными слоями бурого битумоида в прозрачных шлифах образцов, взятых из среднемиоценовых глин Осетии, встречаются хорошо сохранившиеся обрывки растительной ткани.

Как впервые отмечалось в работе В.А. Успенского и других его соавторов [1959], для чокракско-караганских толщ характерен более кислый характер ОВ, что выражается в увеличении относительного содержания гуминовых кислот. При этом также несколько возрастает количество битумных компонентов, растворимых в органических растворителях.

В среднемиоценовых глинах Восточного Предкавказья было отобрано 108 проб пород, изученных аналогично черноморским илам.

Сравнение литологии древнечерноморских и чокракско-караганских отложений позволяет считать, что они находятся на разных стадиях осадочного породообразования. Если в первых еще протекают процессы сульфатредукции и формирования диагенетических сульфидов, но не началось еще карбонатное конкреционное образование, то в миоценовых толщах целиком закончились процессы диагенеза, сформировались карбонатные стяжения, и они уже вступили в стадию начального катагенеза.

Попытаемся несколько подробнее рассмотреть последовательность процессов, которые привели к формированию химического состава исследуемых органических пород. Для этого прежде всего нужно решить один вопрос: какое количество элементов прижизненно может внести органическое вещество планктона в современный морской осадок?

Таблица 47
Средние содержания химических элементов в планктоне Черного
моря и океанов (в % на сухое ОВ)

Элемент	Черное море		Океаны	
	Фитопланктон	Зоопланктон	Фитопланктон	Зоопланктон
Fe	$9 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$
V	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$8 \cdot 10^{-3}$
Cr	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ti	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Zr	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	—	—
Mo	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$	—	—
Cu	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Ni	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
Pb	$1,32 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$
Mn	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Ga	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	—	—
P	$18 \cdot 10^{-2}$	$12 \cdot 10^{-2}$	—	—

Проблему прижизненной концентрации малых элементов в планктоне Черного моря в последнее время успешно решали З.А. Виноградова с группой сотрудников [Виноградова, 1964; Виноградова, Ковальский, 1962; Виноградова, Петкевич, 1967; Виноградова, Коган, 1971], а также В.Я. Олейник [1971] и Н.П. Морозов с соавторами [1976]. Ими были изучены свыше 1000 биологических проб черноморского планктона, в которых после озонения с помощью количественного спектрального, а также нейтронно-активационного анализа они определили содержание интересующих нас химических элементов. Более полный обзор читатель найдет в предыдущей публикации [Холодов, Недумов, 1980], здесь же отметим, что в результате довольно трудоемких пересчетов мы получили средние цифры, представленные в табл. 47. Рядом с ними для сравнения приведены средние содержания тех же элементов-примесей в планктоне Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Они получены путем усреднения анализов 145 проб, опубликованных в работах Н.В. Беляевой [1973], а также зарубежных авторов [Krinsley, 1960; Martin, Knauer, 1973].

Очевидно, что большинство цифр, приведенных в табл. 47, несмотря на очень большой разброс первичных значений, довольно близки; это особенно касается средних содержаний элементов-примесей в фитопланктоне. Менее достоверны результаты анализов океанического зоопланктона, в котором содержания V, Cr, Ti, Mn сильно отличаются от черноморских.

Тем не менее в целом, основываясь на данных табл. 47, можно определенно утверждать, что порядок значений, определенный нами для разновидностей черноморского планктона, безусловно верен.

Выведенные выше значения позволили рассчитать данные, полученные в табл. 48, на которой сопоставлены содержания интересующих нас химических элементов в гипотетических и реальных черноморских илах.

В графе "фитопланктон" табл. 48 рассчитано содержание элементов из предположения, что вся масса ОВ в сапропланктонитовых илах Черного моря, в среднем содержащих 9,9% $C_{орг}$ или около 16% ОВ, складывается фитопланктоном; в следующей графе фигурирует гипотетический состав того же современного осадка, но сложенного зоопланктоном. Наконец, в последней графе этого раздела характеризуется тот почти невероятный случай, когда все органическое вещество изученных нами сапропланктонитовых илов окажется сложенным гипонейстоном.

При анализе приведенных цифр прежде всего обращает на себя внимание их очень широкий разброс, отражающий неустойчивость химического состава планктогенных организмов. Действительно, для Fe, Cr, Ga, P колебания содержаний иногда превышают два порядка, а для остальных элементов разница между нижним и верхним пределами содержаний в 10 раз обычна. Кроме того, привлекает внимание довольно хорошая сходимость средних содержаний, которые, за немногими исключениями, во всех трех графах оказываются близкими.

Наконец, при сравнении средних содержаний химических элементов в математически сконструированных, гипотетических черноморских илах с графой, в которой приведены средние реальные содержания химических элементов по фактически

Таблица 48
Средние содержания химических элементов в сапропланктонитовых илах Черного моря (в %)

Элемент, единица измерения	Гипотетические сапропланктонитовые илы, сложенные			Реальные сапропланктонитовые илы (среднее из 10 проб на натуральный осадок)
	фитопланктоном	зоопланктоном	гипонейстоном	
Fe, %	$\frac{0,02-0,2}{0,09}$	$\frac{0,02-0,1}{0,05}$	0,04	3,18
V, 10^{-3}	$\frac{0,01-1,76}{0,23}$	$\frac{0-0,19}{0,06}$	—	14,3
Cr, 10^{-3}	$\frac{0,01-0,48}{0,22}$	$\frac{0,02-0,17}{0,04}$	0,3	3,9
Ti, 10^{-2}	$\frac{0,05-1,8}{0,6}$	$\frac{0,01-1,2}{0,12}$	0,07	23
Zr, 10^{-2}	$\frac{0-0,36}{0,18}$	$\frac{0-0,17}{0,08}$	0,006	10,7
Mo, 10^{-4}	$\frac{0-5,10}{1,74}$	$\frac{0-1,2}{0,4}$	0,45	42
Cu, 10^{-2}	$\frac{0,01-1,14}{0,46}$	$\frac{0,02-1,2}{0,12}$	0,1	0,85
Ni, 10^{-3}	$\frac{0,06-1,8}{0,45}$	$\frac{0,03-1,2}{0,26}$	0,45	6,1
Pb, 10^{-3}	$\frac{0-25,2}{1,32}$	$\frac{0,12-1,72}{0,26}$	0,1	2,3
Mn, 10^{-2}	$\frac{0,02-1,76}{0,51}$	$\frac{0,01-1}{0,13}$	0,07	5
Ga, 10^{-4}	$\frac{0,3-1,2}{0,78}$	$\frac{0-0,48}{0,24}$	—	8
P, %	$\frac{0,02-0,37}{0,18}$	$\frac{0-0,24}{0,12}$	0,07	0,12

Примечание. В числителе — колебания значений, в знаменателе — среднее.

установленным нами в 10 пробах современных и древнечерноморских сапропланктонитов, видны огромные расхождения значений. Как правило, количества элементов в рассчитанных сапропланктонитах очень сильно уступают реальным концентрациям. Очевидно, если вся масса элементов, обнаруженная в планктогенных организмах, полностью осаждалась бы на дно (а это не всегда так!), то она составляла бы весьма незначительный пай от того, что на самом деле содержится в органических илах.

В табл. 49 данные табл. 48 для наглядности представлены в ином виде. Средние содержания каждого элемента в исследованных нами реальных черноморских пелагических илах, обогащенных ОВ, приравнены к 100%, а все остальные цифры выражены в процентах от них. При таком сравнении хорошо видно, что все изученные нами элементы распадаются на две группы. К первой принадлежат Fe, V, Cr, Ti, Zr; они очень плохо концентрируются ОВ планктона и обычно даже при максимальном накоплении могут сформировать лишь 2–3% от реальных концентраций в пелагических илах. В другую группу входят Cu, Pb, P, Mn, Ni; они значительно более активно прижизненно концентрируются планктонными организмами и при наиболее благоприятных стечениях обстоятельств могут сформировать 10–50% тех скоплений, которые содержатся в современных черноморских сапропелях.

Любопытно, что наши расчеты хорошо согласуются с ранее упомянутыми выводами Н.М. Страхова и его соавторов [1971], в соответствии с которыми V, Cr, Ti, Zr и Ga подаются в Черном море в виде грубых взвесей, а Ni, Co, Cu, Mn и другие элементы мигрируют не только в виде взвесей, но и в форме истинных растворов.

Таблица 49

Относительное содержание химических элементов в гипотетических сапропланктонитовых илах Черного моря (в % от реальных)

Элемент	Гипотетические сапропланктонитовые илы, сложенные			Элемент	Гипотетические сапропланктонитовые илы, сложенные		
	фитопланктоном	зоопланктоном	гипонейстоном		фитопланктоном	зоопланктоном	гипонейстоном
Fe	$\frac{0,63-6,29}{2,83}$	$\frac{0,63-3,14}{1,57}$	1,25	Mo	$\frac{0-11,3}{3,87}$	$\frac{0-2,67}{0,89}$	1,07
V	$\frac{0,07-12,3}{1,61}$	$\frac{0-1,33}{0,42}$	—	Cu	$\frac{7,06-134,1}{54,12}$	$\frac{2,35-141}{14,12}$	11,76
Cr	$\frac{0,26-12,3}{5,64}$	$\frac{0,51-4,36}{1,03}$	7,69	Ni	$\frac{0,98-29,5}{7,38}$	$\frac{0,49-19,7}{4,26}$	7,38
Ti	$\frac{0,22-7,83}{2,61}$	$\frac{0,04-5,22}{0,52}$	0,3	Pb	$\frac{0-109,5}{57,39}$	$\frac{5,22-74,8}{11,3}$	4,34
Zr	$\frac{0-3,36}{1,68}$	$\frac{0-1,59}{0,75}$	0,06	Mn	$\frac{0,4-35,2}{10,2}$	$\frac{0,2-20}{2,60}$	1,4
Ga	$\frac{3,75-15}{9,75}$	$\frac{0-6}{3}$	—	P	$\frac{16,7-308}{150}$	$\frac{0-200}{100}$	58,33

Примечание. В числителе — колебания значений, в знаменателе — среднее.

Сказанное позволяет думать, что геохимическая деятельность планктогенных организмов, по крайней мере в пределах черноморского бассейна, ограничена определенными и довольно жесткими условиями — *они могут извлекать из морской воды и концентрировать в себе не любые химические элементы, а только те, которые мигрируют в виде истинных растворов*. Иначе говоря, поведение планктона четко контролируется условиями геохимической среды морского водоема, а специфика последней, как известно, закладывается еще в процессах выветривания на водосборах.

Данные табл. 49 приводят также к выводу, что прижизненное накопление элементов в планктогенных организмах в целом довольно незначительно.

Менее ясен вопрос о посмертном извлечении организмами металлов из морской воды. Опыты, поставленные К. Краускопфом [1963], показали, что мертвый планктон не является особенно сильным сорбентом; в повышенных количествах извлекаются им из морской воды только Cu, Zn и Hg, тогда как V, Mo, Ni, Co, Cr адсорбируются слабо. Эти выводы получили подтверждение в работах И.И. Волкова и Л.С. Фоминой [1971], а также А. Ниссенбаума и Д. Свейна [Nissenbaum, Swaine, 1976]. В частности, экстракция битумов, а также гуминовых и фульвокислот из черноморских сапропланктонитов, выполненная спиртобензолом и щелочью с последующим определением V, Cu, Ni и Co в экстрактах, позволила И.И. Волкову установить, что все четыре изученных элемента довольно слабо концентрируются планктогенной органикой. Как видно из табл. 50, только медь и ванадий оказываются более тесно связанными с ОВ, но и они составляют лишь 1/6 или 1/4 долю своих валовых содержаний в сапропланктонитах. При этом и И.И. Волков, и А. Ниссенбаум подчеркивали, что достоверно оценить относительное количество элементов-примесей, вносимых в осадок в результате посмертной сорбции их планктоном из морской воды, чрезвычайно трудно, поскольку даже в верхних слоях осадков уже проявляют себя процессы диагенеза; некоторая часть элементов, извлекаемая из илов органическими растворителями, бесспорно, была связанной с кислым комплексом ОВ не в морской воде, а лишь после его захоронения, в осадке.

Итак, оценив все разобранные выше материалы, можно прийти к одному, на наш взгляд, очень важному выводу: в процессе формирования планктогенных илов организмами вносится в осадок сравнительно небольшая доля элементов; химический состав осадка формируется, как это и утверждал Н.М. Страхов с соавторами [1971], главным образом за счет механического приноса и поэтому теснейшим образом зависит от состава питающих областей.

Если все это так, как представлено выше, то возникает следующий вопрос, поче-

Т а б л и ц а 50

Относительное количество химических элементов, связанное с ОВ в сапропланктонитовых илах Черного моря (в % от валового содержания элемента) по И.И. Волкову и Л.С. Фоминой [1971]

Элемент	Битумы	Гуминовые кислоты	Фульвокислоты	Всего
Co	$\frac{0-1,33}{0,45}$	Не обн.	$\frac{0-3,68}{1,34}$	1,79
Ni	$\frac{0-3,31}{1,90}$	Не обн.	$\frac{0-8,54}{4,82}$	6,72
Cu	$\frac{1,87-6,93}{4,95}$	$\frac{0,65-1,53}{0,97}$	$\frac{6,93-15,95}{9,92}$	15,84
V	$\frac{0-7,71}{2,25}$	Не обн.	$\frac{0-59,15}{19,25}$	21,50

П р и м е ч а н и е: В числителе — от — до, в знаменателе — среднее.

му, несмотря на относительно небольшой принос элементов-примесей биогенным путем, в прослоях пород, резко обогащенных органическим веществом, всегда наблюдается довольно значительное обогащение элементами, и в первую очередь V, Co, Ni, Mo и др.?

Как это было показано в главе пятой, судьба ОВ в палеоводоеме очень тесно связана с судьбой тех, хорошо мигрирующих элементов, которые формируют наиболее тонкие взвеси и осаждаются в затишных участках; благодаря такой чисто гидродинамической связи набор химических элементов, ассоциирующих с ОВ, варьирует вначале не только от одного пласта сланцев к другому, но даже в пределах одного рудоносного пласта.

Кроме того, по мере развития диагенетических преобразований осадка в нем возникает, по-видимому, и более сложные зависимости между ОВ и наиболее близкими ему элементами.

Во-первых, благодаря гомогенизации и разложению ОВ сапропланктонитов в илах и воздействию возникающих при этом H_2S и CO_2 на твердую фазу осадка в иловых водах заметно увеличивается содержание ряда микроэлементов, в том числе Mn, Ti, V, Mo, Cr, Zn [Бабинце, Митропольский, 1973; Пушкина и др., 1977]. Поскольку биохимическое окисление ОВ на стадии диагенеза сопровождается уменьшением содержания липидов и увеличением нерастворимой остаточной части ОВ, по аналогии с нефтями [Лисицын, 1975], то можно думать, что сапропланктониты именно на иловой стадии получают возможность интенсивно сорбировать растворенные в водах микрокомпоненты и, таким образом, дополнительно обогащаются ими.

Высказанная идея подтверждается данными, приведенными в табл. 51. Нами сделана попытка рассчитать величины коэффициентов корреляции между $C_{орг}$ и элементами-примесями, присутствующими в современных черноморских сапропелях, с одной стороны, и в черных среднемиоценовых глинах Восточного Предкавказья — с другой. Математический анализ показал, что в сапропелях Черного моря положительная корреляция отмечена только для $C_{орг}$, а также Mo и Pb; практически отсутствует корреляция с CO_2 , Zr, Ga, Mn, Fe, Ti, V, Ge, Co, и отрицательные значения коэффициента имеет при оценке связи ОВ и Ni, Cr, P.

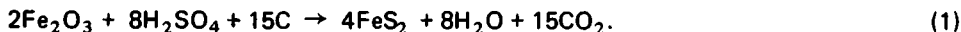
Совершенно иная корреляция наблюдается для среднемиоценовых глин. Здесь положительные значения r связывают ОВ с Mo, Pb, Cu, Fe, Ge, отсутствует значимая корреляция между $C_{орг}$ и Co, V, Ni, Ga, Mn, Ti, Zr и отрицательное значение коэффициента установлено у ОВ с CO_2 , Cr, P.

Поскольку главное отличие среднемиоценовых глин заключается в степени диагенетических преобразований, можно считать, что по мере развития процессов диагенеза между ОВ и химическими элементами, присутствующими в глинистых толщах, возникают и увеличиваются корреляционные зависимости. При этом они в первую очередь охватывают Mo, Pb, Cu, Fe, Ge, т.е. главным образом все те же наиболее подвижные халькофилы. По-видимому, именно эта группа элементов легче всего извлекается органикой из иловых вод. К сожалению, механизм такого диагенети-

ческого обогащения редкими элементами изучен еще очень слабо и уж, бесспорно, не может быть пока количественно учтен.

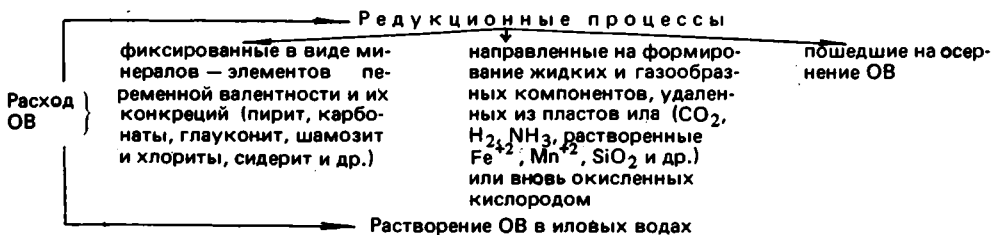
Во-вторых, ОВ сапропланктонитов, активно участвуя в процессах микробиологической сульфатредукции, частично расходуется само и, кроме того, вызывает к жизни перераспределение минерального вещества и формирование сульфидов и карбонатов. Для нас важно, что часть кремнезема, сульфидов и карбонатов при участии разлагающейся органики уходит из пластов сапропланктонитовых илов, а это, в свою очередь, приводит к относительному обогащению элементами-примесями остаточных образований. Иначе говоря, ОВ сапропланктонитовых пелагических илов в диагенезе образует с а м о о б о г а щ а ю щ у ю с я геохимическую систему, в которой потеря части реакционноспособных компонентов компенсируется соответствующим увеличением инертных минеральных примесей. Поскольку этот процесс в значительной части поддается количественному учету, мы остановимся на нем более подробно.

Основой для расчетов баланса диагенетических процессов может служить известная формула сульфатредукции, предложенная Н.М. Страховым и Э.С. Залманзон [1955] и дополненная В.А. Успенским [1970]:



По этой формуле, зная количество вновь образованных диагенетических сульфидов и карбонатов, можно оценить общий расход ОВ, имевший место в илах.

Следует, однако, отметить, что реальная потеря ОВ в процессах диагенеза, по-видимому, значительно больше расчетной, которую Н.М. Страхов [1972] оценивал в океанах в размере 30–34% от исходного, а О.В. Бордовский [1974] в Черном море — 23–42%. Это происходит потому, что расход ОВ в диагенезе осуществляется по схеме:



Очевидно, используя при реконструкции исходного количества ОВ только фиксированные минералами процессы, мы значительно занижаем его величину. Поэтому в наших дальнейших построениях мы исходили из того, что в результате диагенетических преобразований сапропланктонитов расходуется около 40% ОВ, накапливающегося на поверхности осадка.

При количественной оценке процессов сульфидообразования, широко развитых в сапропланктонитах, следует иметь в виду, что формирование гидротроилита, пирита и других халькофильных минералов обычно само по себе сопровождается концентрацией Ni, Co, Mo и Cu [Бутузова, 1969; Волков, Фомина, 1972]. Но главное все же заключается в том, что расход органического вещества на сульфатредукцию, несомненно, вызывает относительное обогащение системы всеми другими присутствующими в ней компонентами; причем величина такого обогащения будет пропорциональна расходу органики и, следовательно, количеству вновь образованных сульфидов.

На более поздних этапах диагенеза, когда сульфидообразование сменяется формированием карбонатных конкреций и из прослоев, первично обогащенных органикой, начинает выноситься рассеянный карбонат, относительное обогащение илов элементами-примесями продолжается, но его величина уже будет соответствовать массе сформированных карбонатных конкреций.

Сказанное позволяет надеяться, что, зная абсолютную массу рассеянных и сконцентрированных в конкреции сульфидов, а также абсолютную массу карбонатов в конкрециях и используя формулу Н.М. Страхова — В.А. Успенского (1), можно рассчитать относительное обогащение элементами планктогенных илов в ходе развертывания процессов диагенеза. Такая попытка геохимической реконструкции представлена в табл. 52.

За основу в табл. 52 принят средний состав черных сапропланктонитовых глин среднего миоцена (см. № 2 п/п). Все дальнейшие расчеты производились с помощью метода абсолютных масс; их детали описаны в предыдущих главах.

Учтя абсолютную массу карбонатных конкреций и расчетом вернув ее в осадок, мы смогли показать влияние формирования стяжений на среднее содержание химических элементов в илах (№ 3 п/п). Затем, оценив количество рассеянных

Таблица 51
Коэффициенты корреляции (r) между органическим веществом (C_{орг}) и элементами-примесями в сапропелях и черных глинах

Объект исследования	Число проб	Mo	Pb	CO ₂	Zr	Ga	Mn	Fe
Современные сапропели Черного моря	14	0,65	0,634	0,148	0,143	0,086	-0,069	-0,199
Черные глины среднего миоцена Восточного Предкавказья (разрез р. Элистанжи)	62	0,424	0,421	-0,256	-0,222	0,06	-0,041	0,373

Таблица 52
Динамика формирования среднего состава элементов-примесей в среднемиоценовых сапропланктонитовых глинах Восточного Предкавказья (без учета диагенетического привноса)

Стадия литогенеза	Состав на разных стадиях осадкообразования	№ п/п	C _{орг}	OB	CaCO ₃	Fe	V
			%	%	%	%	10 ⁻³ %
Катагенез, метаморфизм, выветривание	Состав сапропланктонитов в пересчете на бескарбонатное и лишенное органики вещество	1	—	—	—	5,37	18,12
		2	2,81	5,62	5,02	4,80	16,2
Диагенез	Реальный состав сапропланктонитов в миоценовых отложениях (среднее из 108 проб)	3	2,79	5,58	5,59	4,77	16,1
	Гипотетический состав сапропланктонитов до стадии формирования карбонатных конкреции	4	4,13	8,26	5,43	4,63	15,64
	Гипотетический состав сапропланктонитов до начала сульфатредукции	5	—	—	—	?	3,36
	Предполагаемые содержания, внесенные в осадок в результате сорбции на остатках погибшего планктона	6	4,13	8,26	?	0,13	0,25
	Предполагаемые содержания, внесенные в осадок в результате жизнедеятельности фитопланктона	7	4,13	8,26	Знач. доля	0,07	0,07

сульфидов, а также сульфидов, стянутых в конкреции, мы определили расход органического вещества, пошедшего на сульфатредукцию, а зная его величину, оценили средний химический состав миоценовых осадков, только-только вступивших в стадию диагенеза (№ 4 п/п).

Наконец, используя данные табл. 50, мы смогли очень условно определить относительную роль сорбции в процессах обогащения мертвого планктона V, Cu и Ni (№5 п/п), а руководствуясь данными табл. 49 — количественно оценить роль живого планктона в осаждении различных химических элементов из морской воды (№ 6, 7 п/п).

В целом табл. 52 дает представление о динамике формирования среднего состава сапропланктонитов на ранних стадиях осадочного процесса без учета диагенетического привноса элементов. Действительно, сравнивая значения цифр табл. 52 снизу вверх, можно видеть, во-первых, что роль органического вещества в осаждении металлов на дно палеоводоема была, по-видимому, очень невелика, а во-вторых, заметить, что по мере осуществления диагенетических преобразований среднее содержа-

Ti	V	Ge	Co	Cu	Ni	Cr	P	Граничный коэффициент корреляции
-0,225	-0,251	-0,38	-0,522	-0,569	-0,582	-0,643	-0,662	0,532
-0,048	0,113	0,293	0,24	0,412	0,072	-0,295	-0,316	0,25

—

Cr	Ti	Zr	Ga	Mo	Cu	Ni	Pb	Mn	P
10 ⁻³ %	10 ⁻² %	10 ⁻³ %	10 ⁻⁴ %	10 ⁻⁴ %	10 ⁻² %	10 ⁻² %	10 ⁻² %	10 ⁻² %	%
12,09	50,36	27,31	29,1	2,01	0,29	5,48	2,46	10,07	0,06
10,8	45	24,4	26	1,8	0,26	4,9	2,2	9	0,05
10,74	44,73	24,25	25,84	1,79	0,26	4,87	2,19	8,25	0,05
10,44	43,46	23,56	25,11	1,74	0,25	4,73	2,13	8,7	0,05
Не изучено, но по аналогии можно предполагать, что это первые единицы соответствующей размерности				?	0,04	0,32	?	?	?
0,59	1,13	0,4	2,45	0,07	0,14	0,35	1,22	0,89	0,05
0,11	0,23	0,18	0,75	0,02	0,04	0,2	0,24	0,23	0,05

ние металлов в осадке непрерывно возрастает. Эту тенденцию можно продолжить и далее, вплоть до стадии метаморфизма, поскольку известно, что преобразования осадочных пород, осуществляемые при высоких давлениях и температурах, способствуют интенсивному выносу карбонатов [Киссин, Пахомов, 1969] и преобразованию ОВ вплоть до формирования керитов, антраксолитов или полной его деструкции [Успенский, 1970]. Пересчет среднего состава среднемиоценовых глин на бескарбонатное и безуглеродистое вещество намечает эту далекую перспективу (№ 1 п/п).

Заканчивая рассмотрение табл. 52, уместно особенно подчеркнуть, что в ней отражены лишь общие тенденции развития того фона, на котором осуществляются процессы взаимодействия ОВ и иловых вод. Последние, по-видимому, имеют большое значение, но все еще изучены недостаточно и поэтому не нашли своего отражения в наших количественных оценках. Нужно также обратить внимание читателя на то, что в табл. 52 приводятся средние цифры для 108 проб глин; реальные процессы потери органического вещества и карбонатов довольно пестры, избирательно

приурочены к пластам, обогащенным органикой, и способны дать гораздо более контрастные и ощутимые результаты.

Сказанное позволяет прийти к выводу, что роль органического вещества на ранних стадиях формирования "черных" сланцев заключается не только в том, что оно является главной движущей силой процессов диагенетического минералообразования, переработки и перераспределения вещества, но и в том, что совместно с механически осаждаемыми компонентами оно формирует самообогащающуюся геохимическую систему, в которой потери части реакционноспособной органики и карбонатов компенсируются соответственным увеличением минеральных примесей.

В заключение необходимо подчеркнуть, что отмеченные процессы далеко не исчерпывают всей сложности редкометального рудогенеза, происходящего в "черных" сланцах. Как это было показано в работах Л.И. Потаповой и Ю.Н. Гурского [1972], О.К. Бордовского [1974] и особенно Т.В. Дроздовой и В.А. Чиненова [1977], дегидратация, битуминизация и другие изменения в составе органического вещества, протекающие в диагенезе и особенно усиливающиеся на стадии катагенеза и во время "главной стадии нефтеобразования", создают необычайно благоприятные условия для извлечения дополнительных порций металлов из пластовых вод; формирование никелевых и ванадиевых порфиринов на глубинах до 3500 м показывает, что сапропеллантонитовое вещество еще долго живет сложной геохимической жизнью, и, возможно, правы Н.А. Созинов и Св.А. Сидоренко [1978], указавшие на большую роль вторичных преобразований в формировании некоторых рудных скоплений в "черных" сланцах.

Однако наш опыт применения принципа актуализма к проблемам редкометального рудогенеза заставляет полагать, что химический состав "черных" сланцев, по крайней мере на ранних стадиях их формирования, в значительной мере зависит от особенностей терригенной поставки вещества с континентов. Этот фактор, по-видимому, здесь является определяющим.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

Как известно, понятие о геохимических фациях было предложено Л.В. Пустоваловым [1933а, б] и поддержано А.Е. Ферсманом [1937]. Оно логически вытекало из идеи соответствия между физико-химической средой, в которой осуществляются процессы минералообразования, и теми парагенезисами минералов и химических элементов, которые в ней возникают. "Зная исходные реактивы и конечный продукт реакции, — писал в 1933 г. Л.В. Пустовалов, — опытный химик всегда может сказать, в каких условиях был проведен опыт; подобно этому и геолог должен настолько хорошо владеть геохимическими и химическими знаниями, чтобы они позволяли ему по наблюдаемым им в природе фактам мысленно воссоздавать те физико-химические условия, при которых протекала та или иная природная реакция..." (с. 23).

Среди морских отложений Л.В. Пустовалов [1940] выделил девять, а среди континентальных — шесть геохимических фаций. В морских обстановках он предложил различать сероводородную, сидеритовую, шамозитовую, глауконитовую, фосфоритовую, окислительную, ультраокислительную, доломитовую фации, а также фацию "морских солей". Как следует из этого перечня, большое значение Л.В. Пустовалов придавал при характеристике обстановок поведению аутигенных минералов железа.

Высказанная Л.В. Пустоваловым вначале в общей форме идея геохимических фаций выдвинула на первый план две взаимосвязанные задачи.

Первая, прямая, задача заключалась в том, чтобы, детально изучив физико-химические условия, в которых осуществляются процессы осадочного минералообразования, научиться предсказывать точные сочетания минералов, а следовательно, и преобладающих в них элементов. Эта задача решалась впоследствии главным образом на основе физико-химического эксперимента и физико-химических расчетов [Гаррелс, Крайст, 1965; Сташук, 1968; Лисицын, 1975; Krumbain, Garrels, 1952; Garrels, 1960].

Вторая, обратная, задача сводилась к тому, чтобы, изучив реальные сочетания минералов и элементов в пласте осадков или осадочных горных пород, реконструировать ту физико-химическую обстановку, в которой они формировались. Она в отличие от первой задачи имела главным образом литолого-геохимический смысл и решалась преимущественно на основе изучения конкретных геологических объектов. Все осложнилось тем обстоятельством, что наиболее чуткие индикаторы геохимической обстановки — минералы железа, как это было установлено работами Н.М. Страхова [1953, 1957а], формировались в основном не на дне палеоводоема, а в стадию диагенеза в осадке, в условиях, достаточно сильно отличающихся от седиментационных.

Таблица 53

Формы железа и органическое вещество ($C_{орг}$) в глинах среднего миоцена Предкавказья

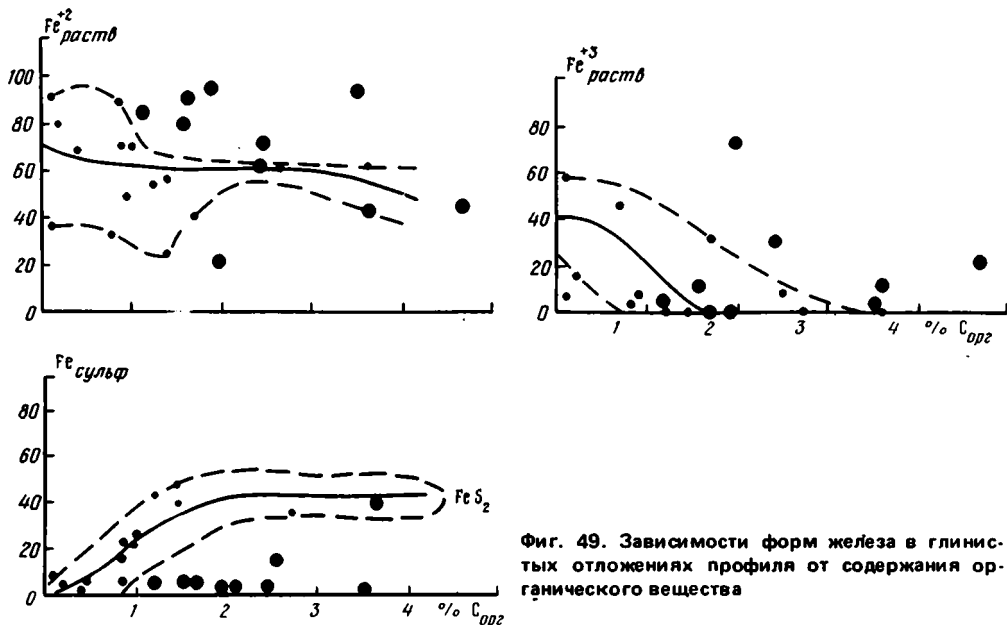
№ обр.	Разрез по реке	В процентах на породу			В процентах от суммы			$C_{орг}$
		Fe^{+3} раст	Fe^{+2} HCl	Fe^{2+} сульф	Fe^{+3} раст	Fe^{+2} HCl	Fe^{+2} сульф	
1982/г	Суадаг-Дон	0,74	0,89	0,49	34,9	41,98	23,11	1,71
2004/а	"	0,22	1,55	0,54	9,52	67,10	23,38	0,89
2007	"	0,06	2,35	0,14	2,35	92,16	5,49	0,77
3049	Буйволиная	0,31	1,45	0,06	17,03	79,67	3,30	0,23
3069	"	0,66	1,33	0,62	25,29	50,96	23,75	0,85
790	Фортанга	1,38	1,00	0,47	48,42	35,09	16,49	0,74
839	"	0,23	1,67	0,17	11,11	80,68	8,21	1,58
903	"	—	1,19	0,94	—	55,87	44,13	1,21
1330	Малая Рошня	—	1,72	1,20	—	58,90	41,09	1,36
1597	Элистанжи	2	1,28	0,08	59,52	38,09	2,38	0,09
1867/1	"	—	2,08	0,77	—	72,98	27,02	0,97
1109	Сулак	—	3,00	0,10	—	96,77	3,23	1,92
1956/2г	Суадаг-Дон	0,49	0,56	1,09	22,90	26,16	50,94	1,38
696	Фортанга	0,12	1,54	0,11	6,79	87,00	6,21	1,14
1760	Элистанжи	—	2,93	0,22	—	93,02	6,98	1,69
1784/4	"	1,12	2,00	1,08	26,66	47,62	25,71	4,70
1137	Сулак	2,05	0,61	0,09	74,55	22,18	3,27	2,00
720	Фортанга	0,28	0,90	0,88	13,59	43,69	42,72	3,63
1284	Малая Рошня	0,39	1,22	0,12	22,54	70,52	6,94	0,43
1301	"	—	1,88	1,13	—	62,46	37,54	2,71
1735	Элистанжи	—	2,29	1,28	—	64,15	35,85	3,60
1746	"	—	1,23	1,38	—	47,13	52,87	3,60
1757/г	"	0,45	3,68	0,84	9,06	74,04	16,90	2,54
1801/4	"	0,11	2,58	0,08	3,97	93,14	2,89	3,50
1189	Сулак	0,67	1,22	0,07	34,19	62,24	3,57	2,44

Геохимики все же пытались отыскать те формальные критерии, которые позволили бы разграничить разные геохимические фации по профилю редокс-потенциала (rH , pH). В результате долгих поисков была предложена вначале качественная классификация геохимических фаций, основанная на относительном положении окислительно-восстановительной границы по отношению к осадку [Пустовалов, 1940; Теодорович, 1956, 1958], а позднее ее заменили тремя количественными способами: а) по соотношению форм окисного и закисного железа [Кленова, 1933; Ромм, 1950; Ронов, 1958]; б) по сульфидной сере [Гуляева, 1953, 1955]; в) по балансу аутигенных форм железа и соответствующему количеству остаточного органического вещества [Страхов, Залманзон, 1955; Страхов, 1957а].

Теоретический разбор недостатков каждого подхода читатель может найти в обстоятельной статье Н.М. Страхова [1957а] и монографии М.Ф. Стащюка [1968]. Мы же в данном разделе попытаемся на примере чокракско-караганских глин показать принципиальную сложность выделения геохимических фаций в древних осадочных отложениях. Это будет особенно уместно в связи с тем, что в исследованиях 50-х годов среднемиоценовые глины Восточного Предкавказья служили как раз именно тем объектом, на котором довольно четко выделялись сульфидные (сероводородные) и сидеритовые геохимические фации [Вассоевич, 1958].

Чтобы представить себе поведение минералов железа в глинистых отложениях исследованного литолого-фациального профиля, в разрезах по рекам Суадаг-Дон, Буйволиная, Фортанга, Малая Рошня, Элистанжи и Сулак было отобрано 25 индивидуальных проб глин, в которых были определены формы железа, а также содержание $C_{орг}$; анализы были выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик Н.Л. Калашикова). Результаты исследований сведены в табл. 53, в которых в первых трех графах показано содержание подвижных форм Fe^{+3} окисного, Fe^{+2} закисного (карбонатного + лептохлоритового) и Fe^{+2} сульфидного, а в последующих трех графах их соотношения даны в процентах от суммы, приравненной к 100.

На основании данных табл. 53 нами затем была сделана попытка связать между собой формы нахождения железа и количество органического углерода, обнаружен-



Фиг. 49. Зависимости форм железа в глинистых отложениях профиля от содержания органического вещества

ные в каждой пробе. Графики, изображенные на фиг. 49, дают наглядное представление о полученных результатах. Их анализ удобнее всего начать снизу, где показана зависимость сульфидного Fe^{+2} от органического вещества. Как это хорошо видно на графике, здесь обособливаются две группы точек. Одна из них довольно отчетливо тяготеет к оси абсцисс и характеризуется резким дефицитом сульфидного железа при относительно высоких содержаниях ОВ (крупные точки). Другая локализуется в довольно узком интервале положительной зависимости от нуля до 1,5% $C_{орг}$, а далее выполаживается и протягивается параллельно оси абсцисс (мелкие точки).

При попытке нанести те же данные на диаграмму зависимости $Fe^{+3} - C_{орг}$, расположенную выше, выяснилось, что многие образцы, отличавшиеся дефицитом сульфидного железа, содержат также избыток Fe^{+3} растворимого (условные обозначения те же, что и на нижней диаграмме). Просмотр прозрачных шлифов под микроскопом позволил установить, что часть наблюдавшихся аномалий определенно можно объяснить влиянием более поздних гипергенных процессов окисления сульфидов. В отраженном свете отчетливо видно, как по пириту развиваются гидрокислы железа, количество которых обратно пропорционально содержанию кубиков FeS_2 .

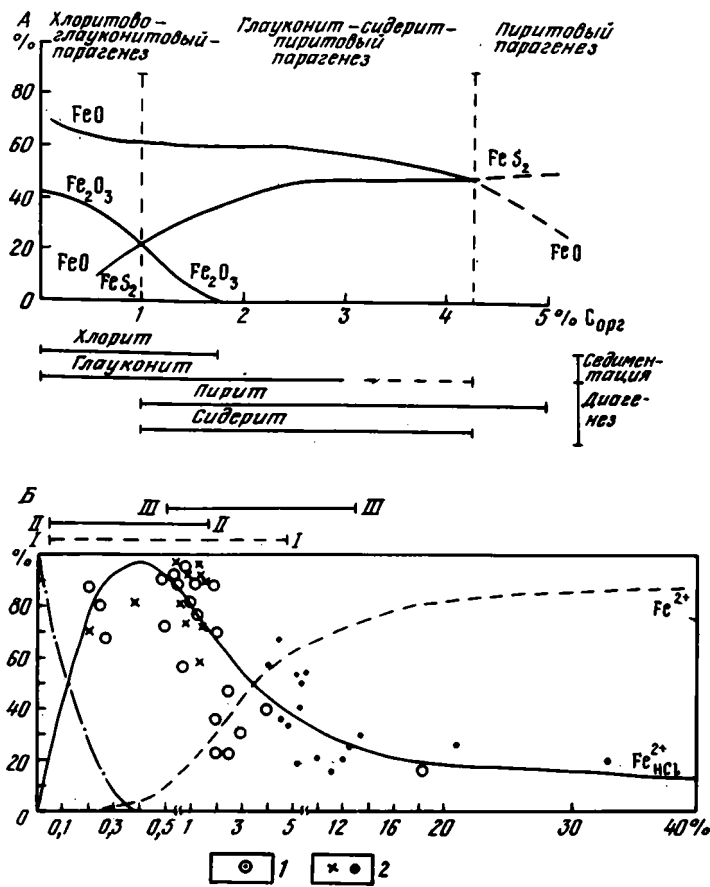
В целом, однако, содержание Fe^{+3} , связанного с гидроокислами, обычно обратно количеству органического вещества; об этом однозначно свидетельствует кривая, вычисленная по средним показателям.

Наконец, на верхней диаграмме фиг. 49 хорошо видно, что часть отклонений, зафиксированных на нижней диаграмме, обусловлена также аномально высоким содержанием двухвалентного растворимого железа, значительная часть которого, как показывает микроскопия, в исследуемых пробах связана с глауконитом.

Если все же взять за основу наших дальнейших построений только те пробы, в которых малы более поздние, явно наложенные гипергенные изменения или в которых присутствует относительно небольшое количество, возможно, терригенного глауконита, то кривые зависимости между формами железа и содержанием $C_{орг}$ будут выглядеть так, как они изображены на фиг. 49. Они и перенесены нами без изменений на фиг. 50, А, где сделана попытка в более общей форме рассмотреть поведение минералов железа в связи с изменением содержания остаточного органического вещества; принцип ее построения заимствован из работы Н.М. Страхова [1960].

Оказалось, что увеличение содержания органического углерода сопровождается, во-первых, падением гидроокисного железа; во-вторых, оно связано с ростом количества сульфидного железа, которое уже при 2% углерода достигает значения почти 45%, а далее сохраняется на том же уровне.

Наконец, увеличение содержания FeS_2 сопряжено, как и следовало ожидать, с падением количества закисного железа, в результате чего при содержаниях около 4% $C_{орг}$ обе кривые пересекаются.



Фиг. 50. Формы железа в среднемиоценовых и палеозойских отложениях
 А — формы железа и парагенезы в глинистых отложениях изученного профиля; Б — формы железа в морских отложениях палеозоя [Страхов, 1960]: I — вивианит, II — глауконит, III — парагенез железистых минералов в сероводородных бассейнах
 1 — усредненные значения; 2 — частные анализы

Весьма близкие закономерности были ранее установлены Н.М. Страховым [1960] при изучении морских отложений девона Второго Баку, а также карбона Донбасса и Русской платформы. Диаграмма, характеризующая итог исследования аутигенно-минералогических форм железа в этих толщах, приведена внизу на фиг. 50, Б. Она построена по тем же принципам, что и наша, изображенная в верхней части чертежа. На графике четко видно, что количество остаточного органического вещества, которое, по-видимому, соответствует первоначальной массе органики в илах палеоводоёма, является важнейшим показателем диагенетических преобразований форм железа. Действительно, при малых содержаниях $C_{орг}$ в осадке еще присутствует трехвалентное железо. Однако при увеличении остаточной органики до 0,3–0,4% $C_{орг}$ количество реакционноспособного железа быстро падает за счет процессов восстановления. Одновременно растет количество реакционноспособного двухвалентного железа, достигающее своего максимума при величине 0,4–0,5% $C_{орг}$. Далее происходит усиленное образование сульфидов, что отражается в уменьшении количества Fe_{HCl}^{+2} и увеличении $Fe_{сульф}^{+2}$. Естественно, что формирование сульфидов идет за счет падения общего содержания двухвалентного железа и вследствие интенсивной сульфатредукции в илах, определяющей жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий. Интенсивность этого процесса в значительной степени определяется количеством и качеством захороненного органического вещества.

Любопытно, что с увеличением остаточного $C_{орг}$ пропорционально растет и содержание пирита, однако затем темп прироста пирита ослабевает и при значениях около 10% $C_{орг}$ увеличение количества органики очень слабо сказывается уже на приросте пирита.

В целом, как это и отметил Н.М. Страхов [1960], на диаграмме (фиг. 50) выделяются три поля, отвечающие трем геохимическим фациям. Красноцветная окислительная фация располагается в интервале до 0,3% $C_{орг}$, сероцветная возникает в пределах от 0,3 до 4% и темноцветная пиритовая фация формируется повсеместно там, где $C_{орг} > 4\%$.

Сравнение диаграмм, приведенных на фиг. 50, позволяет заключить, что наибольшее различие между ними заключается в интервале окислительной фации. Действительно, в нашем случае мы не имеем падения содержаний двухвалентного растворимого железа, как это отмечалось в палеозойских отложениях, изученных Н.М. Страховым, наоборот, содержание $Fe_{раств}^{2+}$ в области низких содержаниях органики в среднем миоцене несколько повышается; менее интенсивно здесь растет и Fe_2O_3 , количество которого в диапазоне низких значений $C_{орг}$ едва достигает 40%.

Как это было показано в главе четвертой, подобное поведение железа в чокракско-караганских толщах определяется массовым поступлением в прибрежную часть палеоводоема обломочных хлорита и глауконита и почти полным отсутствием здесь в глинистых илах сингенетических гидроокислов железа.

Действительно, обломочный хлорит чрезвычайно широко развит во взвесах современных кавказских рек. По данным Д.С. Туровского, фракция глинистого материала $< 0,001$ мм во взвеси р. Терек содержит 45% хлорита, в р. Урух — 33, р. Черек — 15, р. Кума — 18, р. Подкумок — 15, р. Сулак — 34%. На фиг. 51 приводятся типичные дифрактограммы некоторых взвесей. Очевидно, что наличие базальных рефлексов 7Å и $14-14,3\text{Å}$, слабо меняющихся при нагревании до 110°C , а также при растворении в 10%-ной HCl при 80°C , характерное отношение базальных рефлексов от (003) к (002) и (004) позволяют уверенно диагностировать в них железо-магнезиальный триоктаэдрический хлорит.

При микроскопическом исследовании песчано-алевритовых пород западных разрезов изученного среднемиоценового профиля среди обломков кварца, плагиоклазов и вулканических стекол очень часто встречаются остроугольные обломки хлорита, аллотигенное происхождение которого, судя по форме, не вызывает особых сомнений. Кроме того, имеется целый ряд геологических и геохимических данных, перечисленных ранее в главе четвертой, однозначно подтверждающих вывод о механическом привносе хлоритов в глинистые илы среднемиоценового палеоводоема и о формировании голубовато-серых хлоритовых глин за счет размыва послелюрских кор выветривания малкнесского типа.

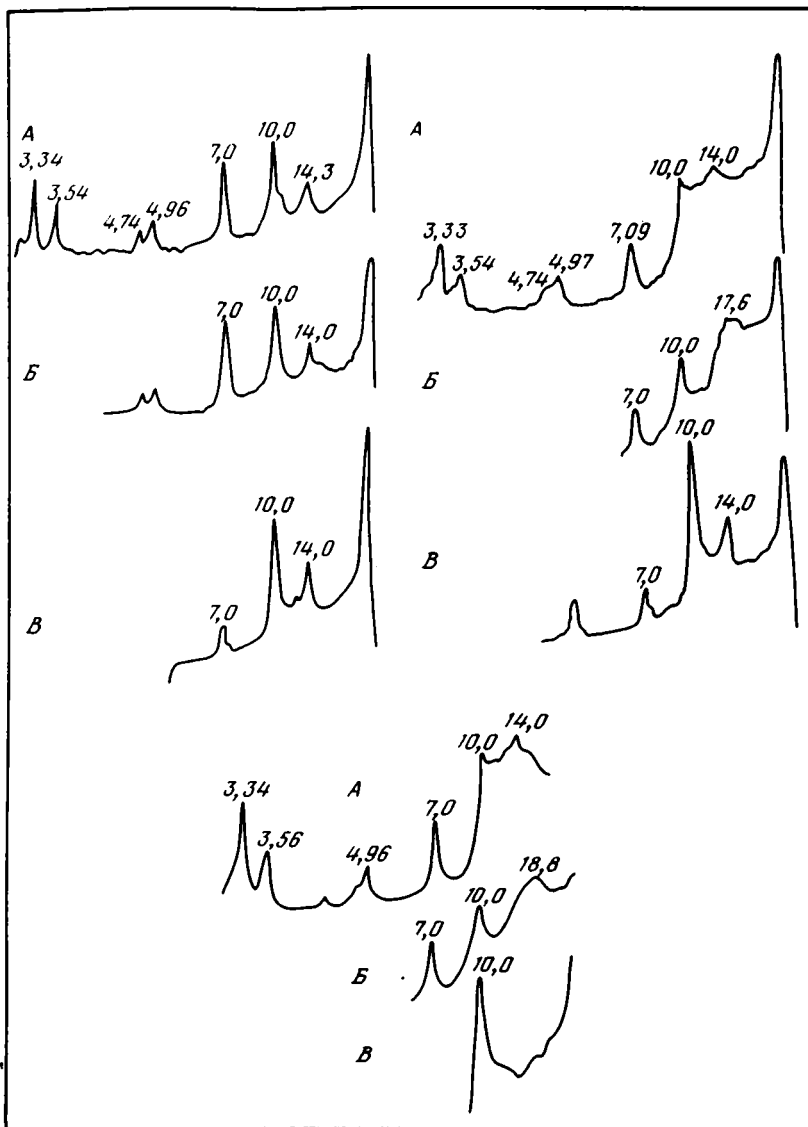
Здесь, однако, нельзя не отметить, что современные находки хлоритов в осадках шельфовых районов Экваториальной Африки [Емельянов, Сенин, 1969; Николаева и др., 1971; Von Gaertner, Schellmann, 1965; Porrenga, 1966; 1967], территориально связанные с устьями рек Конго, Огове, Нигер, также расположены в зоне развития тропических железорудных кор выветривания, нередко залегающих на основных породах (дуниты п-ва Калум), причем в корах выветривания обычно широко развиты хлориты, гетит, гематит, минералы глинозема [Михайлов, 1968].

Местонахождения шамозита в заливе Париа на шельфе Экваториальной Америки [Ciresse, 1965] также тяготеют к северным склонам Гвианского щита, где развито интенсивное выветривание и установлены железистые бокситы [Бушинский, 1975].

Однако, несмотря на принципиальную возможность (во всех этих случаях) прямого механического перетолжения хлоритов, большинство исследователей [Curtis, Spears, 1968] объясняют их образование как результат диагенетической переработки и связывания гелей железа, алюминия и кремнезема. Возможно, что эта точка зрения на генезис хлоритов и шамозита в современных прибрежных отложениях может быть пересмотрена.

Не менее сложно обстоит дело с глауконитом, широко развитым в глинах и песчано-алевритовых отложениях разрезов профиля. Этот минерал наряду с хлоритом является главным носителем Fe^{+3} , однако, по крайней мере частично, он также имеет аллотигенное происхождение. В предыдущем разделе этой главы мы вслед за Ю.И. Иосифовой [1977] приняли, что глауконит меловых отложений Русской платформы интенсивно перетолгался палео-Доном и поступал в среднемиоценовые моря; при пересмотре некоторых прозрачных шлифов были обнаружены глауконитовые зерна, выполняющие сложные раковинки зоценовых фораминифер и интенсивно окатанные по периферии (табл. VIII, А). Эти факты как будто однозначно подтверждают механическое перетолжение глауконита из более древних толщ.

Однако наряду с обломочным в изученных глинистых и особенно песчано-алевритовых породах несомненно присутствует и аутигенный глауконит. Он проявляет себя в виде глауконитизации обломков кварца и речей — полевых шпатов, выполне-



Фиг. 51. Дифрактограммы взвесей рек Терек, Черек и Кума
 А — воздушно-сухой образец; Б — в этиленгликоле; В — после нагревания до 110°C

ния ядер спириалисов, а также формированием колломорфных "лапчатых" зерен и цементацией песчано-алевролитовых пород.

Механизм аутигенного глауконитообразования не совсем ясен. Большинство исследователей признают его коллоидную осадочно-диагенетическую природу [Петелин, 1954; Милло, 1968; Burst, 1958; Hower, 1961; Shutov et al., 1972], хотя иногда его считают и диагенетическим минералом [Лисицына и др., 1974].

По мнению П. Гирессе и Г. Одина [Giresse, Odin, 1973], образование глауконита на шельфе Африки происходит в несколько стадий, в ходе которых первичный каолинит локально преобразуется в иллито-монтмориллонитовый смешанослойный минерал-глауконит. Формирование глауконита за счет биотита, глинистых и вулканогенных пород и остатков организмов наблюдали И. Такахашаи [Takahashi, 1955], Е.В. Галишер [Gallicher, 1955], В.Р. Прайт [Pratt, 1963].

В нашем случае глауконит определенно является полигенным образованием, отчасти принесенным с суши в виде глауконитовых частиц, отчасти переотложенным в результате размыва более древних глауконитоносных отложений, отчасти, по-видимому, сформированным в илах за счет гелей железа, кремнезема и алюминия, вынесенных из кор выветривания; последнее подтверждается его ассоциацией с

обломочным хлоритом. До сих пор частое сонахождение этих двух минералов объяснялось либо переотложением глауконита [Пустовалов, 1940; Формозова, 1949; Кротов, 1953], либо их совместным аутигенным образованием в илах палеоводоёма [Запорожцева, 1954]. Вполне возможно, что их связывает также общий источник материала, поскольку переотложение кор выветривания может приводить к накоплению терригенного хлорита и к миграции огромных масс SiO_2 , Al_2O_3 и гидроокислов железа, представляющих полуфабрикаты в ходе последующего глауконитообразования.

Бесспорно, более поздними по отношению к глаукониту являются два других минерала железа — сидерит и пирит. В среднемиоценовых глинах Восточного Предкавказья еще Л.П. Гмид установила, что сидерит довольно часто “разъедает зерна глауконита и внедряется в них в виде “червячков” [Вассоевич, 1959, с. 451].

Наши наблюдения, отчасти описанные в главе четвертой, свидетельствуют также о том, что в некоторых случаях глауконитовые зерна буреют и частично замещаются точечными включениями пирита. В отдельных пробах (табл. VIII, Д) глауконитовые зерна пиритизируются полностью, и вместо них в породе распространены крупные сгустки пирита, имеющие разнообразную и подчас очень причудливую форму.

Как это хорошо видно на фиг. 50, А, процесс пиритизации целиком определяется количеством остаточного (исходного) органического вещества. Особенно интенсивно он проявляется в интервале 1–2% $\text{C}_{\text{орг}}$, а при 4% сульфидные формы железа вытесняют все остальные. Совершенно очевидно, что пирит в основной своей массе представляет диагенетический минерал, так как обычно в глинах он образует микроконкреции, замещает ядра фауны и гораздо реже слагает прожилки и просечки (табл. VIII, Б, В, Г).

Менее ясны временные взаимоотношения пирита и сидерита. Наблюдения над карбонатными конкрециями привели Ю.О. Гаврилова [1977] к выводу о том, что сидерит как минерал сформировался в интересующих нас среднемиоценовых толщах на самых поздних этапах диагенеза. Похоже на то, что рассеянные включения сидерита также возникли позднее пиритовых включений, поскольку этот минерал в некоторых случаях образует сферолитовые оторочки, внутри которых заключены зерна карбонатов, глауконита и пирита.

В целом выявленная последовательность седиментационно-диагенетического минералообразования в глинистых отложениях нашего профиля изображена на фиг. 50, А. Очевидно, здесь мы имеем дело с генетическим рядом хлорит — глауконит — пирит — сидерит. При этом первый член этого ряда возник чисто терригенным путем, тогда как в образовании последующих все большее участие принимали процессы диагенеза.

Упомянутая разновременность и полигенетичность минералообразования существенно усложняет возможность выделения различных геохимических фаций, особенно путем использования таких формальных показателей, как $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ или содержание $\text{S}_{\text{сульф}}$.

Очевидно, проблема разграничения геохимических фаций теснейшим образом связана со стадийным анализом железистых минералов и не может решаться сама по себе, без специальных и подчас тонких минералогических наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

- Али-заде А.А., Шойхет П.А., Хеиров Н.Б., Покидина А.И.* О роли глинистых минералов в накоплении и преобразовании органического вещества в современных осадках Каспийского моря. — Литол. и пол. ископ., 1972, № 1, с. 105—114.
- Алферов Б.А.* Беной (Северный Кавказ). — Изв. Геол. ком., 1926, т. XLV, № 5, с. 573—582.
- Алферов Б.А.* Геологические исследования в центральной части Беновского месторождения нефти. — Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 53. 58 с.
- Алферов Б.А.* Тектоника восточных Передовых хребтов. — В кн.: Геология СССР, Т. IX. Северный Кавказ. М.; Л.: ГИГЛ, 1947, с. 485—488.
- Альтгаузен М.Н.* Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтопиздат, 1958. 16 с.
- Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Керченском полуострове в 1882—1883 гг. — Зап. Новорос. о-ва естествоиспыт., 1884, т. 9, вып. 2, с. 1—198.
- Андрусов Н.И.* О характере миоценовых осадков Крыма. — Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1886, т. 17, вып. 2, с. 59—61.
- Андрусов Н.И.* Новые геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1888 г. — Зап. Новорос. о-ва естествоиспыт., 1889, т. XIV, вып. 2, с. 59—129.
- Андрусов Н.И.* Некоторые результаты экспедиции "Черноморца". К вопросу о происхождении сероводорода в водах Черного моря. — Изв. Русск. геогр. о-ва, 1892, т. XXVIII, с. 370—397.
- Андрусов Н.И.* Южно-русские неогеновые отложения. Часть первая. Древний миоцен. — Зап. СПб. мин. о-ва, 1896, т. 34, с. 195—245.
- Андрусов Н.И.* Критические заметки о русском неогене. — Зап. Киев. о-ва естествоиспыт., 1909, т. 21, вып. 1, с. 113—166.
- Андрусов Н.И.* Послетретичные морские отложения у Синопа. — Изв. Акад. наук. Сер. 6, 1917, т. II, № 7, с. 455—456.
- Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 272 с.
- Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1923. 146 с.
- Архангельский А.Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: Изд-во Сов. нефт. пром., 1927. 183 с.
- Архангельский А.Д., Блохин А.А., Осипов С.С.* Геологические исследования в восточной части Керченского полуострова в 1926 г. — Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1930, вып. 13, с. 7—51.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю.* Распределение элементов в твердой фазе и коровых растворах донных осадков Черного моря. — В кн.: Проблема поровых растворов. Минск: Наука и техника, 1973, с. 75—94.
- Бактри Д., Клинг С.А., Мангейм Ф.Т., Хорн М.К.* Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 6, с. 3—8.
- Балуховский А.Н., Хаин В.Е.* Средний миоцен. — В кн.: Палеогеография СССР: Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Недра, 1975. Т. 4, с. 71—76.
- Барбот де Марни Н.Н.* Отчет о геологических исследованиях в Темир-хан-Шуринском округе Дагестанской области. — В кн.: Материалы для геологии Кавказа. Сер. 2, кн. 8, с. 223—409. Тифлис: Кавк. горн. упр., 1894, с. 223—409.
- Батурин В.П.* Некоторые черты палеогеографии Чокракского бассейна в новом освещении. — ДАН СССР. Нов. сер., 1944, т. 45, № 4, с. 170—173.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
- Беккер-Мидисова Е.Э.* Третичные равнокрылые Ставрополя. — Тр. ПИН АН СССР, 1964, т. 104. 109 с.
- Белокрыс Л.С.* О главных особенностях палеогидрологического развития внутренних морских бассейнов Европы в сарматском веке. — Геол. журн., 1976, т. 36, № 4, с. 37—48.
- Белокрыс Л.С., Носовский М.Ф., Барт И.М.* Новые данные к литологии караганского горизонта Южной Украины. — ДАН СССР, 1973, т. 208, № 3, с. 677—678.
- Белоусов В.В.* Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. — Сов. геол., 1940, № 2/3, с. 14—28.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: ГОНТИ, 1954. 607 с.
- Беляева Н.В.* Особенности химического состава раковин планктонных фораминифер. — Океанология, 1973, т. XIII, № 2, с. 303—306.
- Благоуряев С.А.* Заметки по минералогии средиземноморских отложений Грозненского нефтеносного района. — Грозн. нефтяник, 1936, № 11/12, с. 32—37.
- Благоуряев С.А.* Заметки по минералогии средиземноморских отложений Грозненского нефтеносного района: б) К вопросу о нахождении минерала гиперстена в средиземноморских отложениях района Грознефтекомбината. — Грозн. нефтяник, 1937, № 4, с. 31—32.

- Благодаров С.А.** Основные черты минерало-петрографической характеристики караганских и чокракских отложений Терской нефтеносной области. — Тр. Грозн. нефт. ин-та, 1947, сб. № 2, с. 3—34.
- Богданович А.К.** Тарханские отложения Кубани в свете новых данных. — В кн.: Памяти академика И.М. Губкина. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 72—84.
- Богданович К.И.** Два пересечения Главного Кавказского хребта. — Тр. Геол. ком., 1902, 19, № 1, 52 с.
- Богданович К.И.** Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1906, вып. 26. СПб. 179 с.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П.** Состав органического вещества "черных сланцев" котловины Зеленого мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал. — Литол. и пол. ископ., 1978, № 5, с. 3—17.
- Бордовский Л.К.** Органическое вещество морских и океанических осадков в стадии раннего диагенеза. М.: Наука, 1974. 104 с.
- Брод И.О.** Очерк геологического строения и геоморфологии Восточного Предкавказья. — В кн.: Нефтяные месторождения Восточного Предкавказья. М.: Изд-во Грознефтекомбинат НКТП СССР, 1937, с. 1—26.
- Брод И.О.** Тектоника Восточного Предкавказья. — Сов. геол., 1938, т. 8, № 7, с. 3—22.
- Брод И.О., Успенская Н.Ю.** Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Нефтяная экскурсия: Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР, вып. 3. — В кн.: Международные геологический конгресс, XVII сессия, СССР, 1937, с. 5—38.
- Бруевич С.В.** Гидрохимический облик Каспийского моря в 1938 г. — В кн.: Элементы химического баланса Каспийского моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941, с. 50—65.
- Бурштар М.С., Чернобров Б.С., Шембергер Ю.Н.** Срединно-Предкавказский тафроген и его роль в формировании эпигерцинской платформы Предкавказья. — Сов. геол., 1969, № 4, с. 153—158.
- Бутузова Г.Ю.** К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 3—16.
- Бутузова Г.Ю.** Карбонаты в донных отложениях Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1971а, № 3, с. 18—26.
- Бутузова Г.Ю.** К минералогии осадков Черного моря. — Там же, 1971б, № 4, с. 46—54.
- Бутузова Г.Ю., Градусов Б.П., Ратеев М.А.** Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря. — Там же, 1975, № 1, с. 3—11.
- Бушинский Г.И.** Апатит, фосфорит, вивианит. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 91 с.
- Бушинский Г.И.** Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
- Валяшко М.Г.** Геохимические закономерности современного соленакопления и образования современных соляных отложений на территории СССР. — Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, 1952, вып. 23, с. 10—12.
- Вассоевич Н.Б.** Подводноползневые явления в среднем миоцене Дагестана. — Азерб. нефт. хоз-во, 1949, № 3, с. 3—5.
- Вассоевич Н.Б.** К стратиграфии чокракских отложений Терского предгорного прогиба (Северо-Восточный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 3, с. 136—138.
- Вассоевич Н.Б.** О некоторых флишевых текстурах (знаках). — Тр. Львов. геол. о-ва. Геол. сер., 1953, вып. 3, с. 17—85.
- Вассоевич Н.Б.** Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). — Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1958, вып. 128, с. 9—220.
- Вассоевич Н.Б.** Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.
- Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А.** Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. — Геол. сб. 1951а, № 1 (IV). Л.; М.: Гостоптехиздат, с. 15—27.
- Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А.** К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднем миоценовую эпоху. — Там же, 1951б, с. 121—135.
- Вассоевич Н.Б., Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карношина Е.Е.** Роль глин в нефтеобразовании. — Сов. геол., 1975, № 3, с. 15—29.
- Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградова З.А.** Некоторые биохимические аспекты сравнительного изучения планктона Черного, Азовского и Каспийского морей. — Океанология, 1964, т. IV, вып. 2, с. 232—242.
- Виноградова З.А., Ковальский В.П.** К изучению химического элементарного состава черноморского планктона. — ДАН СССР, 1962, т. 147, № 6, с. 1458—1460.
- Виноградова З.А., Козан Г.М.** Микроэлементы в планктоне и воде различных районов Черного моря. — В кн.: Биология моря. Вып. 22. Киев: Наука думка, 1971, с. 16—47.
- Виноградова З.А., Петкевич Т.А.** Химический элементарный состав планктона Черного, Азовского и Каспийского морей. — В кн.: Биохимия морских организмов. Киев: Наук. думка, 1967, с. 25—30.
- Волин А.В.** Твердый сток и скорость эрозии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и физ., 1946, № 5, с. 483—497.
- Волков И.И.** Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. — Литол. и полезн. ископ., 1973, № 2, с. 3—22.
- Волков И.И.** Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 85—113.
- Волков И.И., Фомина Л.С.** Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6, с. 3—15.
- Волков И.И., Фомина Л.С.** Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря. — Там же, 1972, № 2, с. 18—24.
- Вялов О.С.** Стратиграфические аналоги майкола в Карпатах и Предкарпатском прогибе. — В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964, с. 279—299.
- Гаврилов Ю.О.** Некоторые аспекты диагенеза чокракско-караганских отложений Восточного Предкавказья. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3, с. 38—52.

- Гаврилов Ю.О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях чокаракско-караганской толщи (средний миоцен) Восточного Предкавказья: Автореф. дис. . . . канд. геол.-мин. наук. М., 1978. 26 с.
- Гаврилов Ю.О.* О диагенетическом ритмообразовании. — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 4, с. 132—143.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с. Геология и нефтегазосность Восточного Предкавказья/Под ред. И.О. Брода и др. — Тр. Компл. южно-геол. экспедиции (КЮГЭ) АН СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1958, вып. 1. 178 с.
- Гладкова А.Н.* Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Северного Кавказа и их значение для познания условий развития флоры. — В кн.: Спорово-пыльцевая конференция. Тезисы докл. Л., 1953, с. 29—31 (Тр. ВСЕГЕИ).
- Гмид Л.П.* Опыт изучения обломочного кварца в песчано-алевритовых породах чокарака Северо-Восточного Кавказа. — ДАН СССР. Нов. сер., 1952, т. 86, № 2, с. 393—396.
- Голева Г.А.* Геохимия подземных вод месторождений полезных ископаемых западных областей Украины. — В кн.: Проблемы геохимии. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959, вып. 1, с. 228—248.
- Голубятников В.Д.* Средиземноморские отложения Дагестана. — Изв. Геол. ком., 1902, т. 21, № 6, с. 185—230.
- Голубятников В.Д.* Геологические исследования в Кайтого-Табасаранском округе Южного Дагестана. — Изв. Геол. ком., 1925, т. XLIV, № 3, с. 395—410.
- Голубятников В.Д.* Геологическое строение области третичных отложений Южного Дагестана между рр. Рубасчай и Салгур (отчет по работам 1931 г.). — Тр. ВГРО, 1933, вып. 278, с. 3—43.
- Голубятников В.Д.* Средне- и верхнемиоценовые отложения Дагестана. — В кн.: Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ, ч. 1. М.; Л.: ГИГЛ, 1947, с. 236—284.
- Голынец Ф.Ф.* Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. — Тр. НГРИ. Сер. 5, 1932, вып. 7, с. 1—45.
- Гольденберг Л.А.* Карты Северного Кавказа (1768—1772 гг.) и "Краткое изъяснение или опыт моего знания о горном деле" (1767) С.Л. Вонявина. — В кн.: Очерки по истории геологических знаний. М.: Углетехиздат, 1959, вып. 8, с. 127—149.
- Гончаренко А.С., Гончаренко Э.А.* О некоторых явлениях, связанных с развитием диапировых структур в Чечено-Ингушской АССР. — Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, 1964, № 12, с. 11—12.
- Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных рек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 415 с.
- Горская А.И.* Исследование органического вещества четвертичных и современных осадков различных фаций. — В кн.: Битумообразование и генезис нефти. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 104—196.
- Горшкова Т.И.* Биогеохимия современных осадков морей СССР: Автореф. дис. . . . докт. геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1970. 25 с.
- Градусов Б.П.* Об изменении слоистых силикатов в кислых таежных почвах. — Почвоведение, 1972, № 11, с. 13—21.
- Градусов Б.П.* Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., 1975, с. 48—66.
- Гроссгейм В.А.* К палеогеографии Дагестана в караганское время. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5, с. 85—95.
- Гроссгейм В.А., Гмид Л.П.* Терригенно-минералогические провинции чокаракского бассейна. — Геол. сб., 1951, № 1 (IV). Л.; М.: Гостоптехиздат, с. 109—120.
- Губкин И.М., Варенцов М.И.* Геология нефтяных газовых месторождений Таманского полуострова. Баку; Москва: Азнефтиздат, 1934, с. 1—140.
- Гуляева Л.А.* Геохимические показатели окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования морских терригенных отложений. — ДАН СССР, 1954, т. 98, № 6, с. 1001—1004.
- Гуляева Л.А.* Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки, органическое вещество осадочных пород. — Сов. геол., 1955, № 47, с. 88—103.
- Давиташвили Л.Ш.* Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М.: Наука, 1971. 296 с.
- Дацко В.Г.* Органическое вещество в водах южных морей СССР. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1959. 271 с.
- Дегенс Э.Т.* Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 299 с.
- Джамалов Р.Г.* Подземный сток Терско-Кумского артезианского бассейна. М.: Наука, 1973, с. 1—95.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы: Пер. с англ. М.: Мир, 1966, т. 3, с. 156—191.
- Дроздова Т.В., Чиненов В.А.* Порфириновые структуры в современных и древних отложениях. — В кн.: Органическое вещество современных ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 111—121.
- Елин Н.Д.* Нефтяные месторождения Терского антиклинория. — В кн.: Нефтяные месторождения Восточного Предкавказья: Грозненский и Дагестанский нефтеносные районы. Грозный, 1937, с. 95—135.
- Емельянов Е.М., Сенин Ю.М.* Особенности вещественного состава донных осадков шельфа Юго-Западной Африки. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2, с. 10—26.
- Жабров Д.В., Парская Е.С.* Нефтематеринские свиты Западного Предкавказья. М.: Недра, 1966. 296 с.
- Жижченко Б.П.* К изучению фаций 2-го средиземноморского яруса. — В кн.: Материалы по миоцену Северного Кавказа. Грозный: Грознефть, 1937. Т. 1, с. 133—200.
- Жижченко Б.П.* Средний миоцен: Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 51—223.
- Жижченко Б.П.* Методы палеогеографических исследований в нефтегазовых областях. М.: Недра, 1974, с. 1—375.
- Жутеев С.А.* Погребенная долина Понт-Волги в пределах Нижнего Заволжья. — Уч. зап. Саратов. гос. ун-та, вып. геогр., 1959, т. 72, с. 29—32.
- Забаринский П.П.* Вопросы нефтеносности чокаракских и караганских отложений в Черных горах. — Нефт. хоз-во, 1947, № 12, с. 31—35.
- Запорожцева А.С.* О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. — ДАН СССР, 1954, 97, № 5, с. 903—905.
- Зенкевич Л.А.* Фауна и биологическая продуктивность моря. М.; Л.: Советская наука, 1947. Т. 1. 507 с.

- Зернов С.А.* К вопросу об изучении жизни Черного моря. — Зап. Акад. наук. Сер. 8, 1913, т. 32, № 1. 32 с.
- Золотницкий Н.С.* Разведочные работы в Бенойском (Горно-Чеченском) районе. — Тр. Сев.-Кавк. конф. геологов-нефтяников, 1933, вып. 5, с. 45—59.
- Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф.* Геология галогенных формаций СССР. М.: ГОНТИ, 1960. 424 с.
- Иванов К.И.* Основные черты гидрхимического режима предустьевого пространства р. Волги и северной части Каспийского моря. — Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1948, вып. 4 (16), с. 70—129.
- Иванова З.П., Питковская М.Н., Федоров В.К.* К петрографии средиземноморских отложений Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Отд. матем. и естеств. наук, 1937, № 6, с. 1037—1070.
- Ильин М.М.* Некоторые итоги изучения флоры пустынь Средней Азии. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 3, с. 56—73.
- Иосифова Ю.И.* Палеогеография Окско-Донской равнины в миоцене. — В кн.: Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977, с. 227—240.
- Казаринов Л.Н.* Миоценовые россыпи Предкавказья. — В кн.: Геология россыпей. М., 1965, с. 239—240.
- Калесник С.В.* Основы общего землеведения. М.: Упедгиз, 1947. 472 с.
- Калицкий К.П.* Геологическое исследование в окрестностях Темир-Хан-Шуры, произведенное в 1902 г. — Изв. Геол. ком., 1903, т. 22, № 1, с. 33—64.
- Калицкий К.П.* Грозненский нефтеносный район. — Тр. Геол. ком., 1906, вып. 24. 12 с.
- Каштанов С.Г.* Новые данные к истории развития палео-Камы. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 708—711.
- Квитка С.К.* Существуют ли отложения сарматского яруса на Апшеронском полуострове? — Горн. журн., 1899, т. 2, с. 449—491.
- Келлер Б.М.* О значениях мощностей при тектонических построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6, с. 105—112.
- Кирюков В.В.* Восточно-Европейская угленосная провинция. — В кн.: Атлас угленосности на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 437—454.
- Киссин И.Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964, с. 1—239.
- Киссин И.Г.* Гидродинамические аномалии и их значение в палеогидрогеологических построениях. — В кн.: Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад, Изд. Упр. геол. Совмин ТуркмССР, 1970, с. 1—128.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И.* К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы. — Геохимия, 1969, № 4, с. 460—471.
- Кленова М.В.* Инструкция по определению соотношения окиси и закиси железа и выделению грунтового раствора: Инструкция Гос. океаногр. ин-та. Сек. геол. моря, № 12. М.: Гостехтеоретиздат, 1933, с. 1—8.
- Колесников В.П.* Средний и верхний плиоцен Каспийской области. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 407—471.
- Коншин А.М.* Геологическое описание Грозненской нефтяной площади и нефтяных месторождений Терской области и Каспийского побережья и описание горячих минеральных источников Восточного Кавказа. — В кн.: Материалы для геологов Кавказа. Тифлис, 1892. Сер. II, кн. 6, вып. 1/2, с. 1—159.
- Копелиович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Кореневский С.М., Захарова В.М., Шамахов В.А.* Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат. Л.: Недра, 1977. 248 с.
- Косарев В.С.* Новые данные о распространении чокракских отложений в Центральном Предкавказье. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М., 1971, с. 95—100.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений Западного Верхоянья). — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1957, т.1, с. 266—285.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Минеральные парагенезисы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми. — В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 323—332.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.Н., Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 278—296.
- Косыгин Ю.А.* Основы тектоники нефтеносных областей. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952. 511 с.
- Котов В.С.* Изменение состава битумоидов в геологическом разрезе мезозоя—кайнозоя Западного Предкавказья. — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М.: МГУ, 1974, с. 161—162.
- Краускопф К.* Факторы, контролирующие концентрацию триадакти редких металлов в морской воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Иностран. лит., 1963, с. 294—338.
- Крашенинников В.А.* Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. — Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 220. 238 с.
- Красс А.К., Рукина Е.А., Бирюзова В.И.* Судьба мертвого органического вещества в Черном море. — Микробиология, 1951, т. 20, вып. 2, с. 90—102.
- Криштофович А.Н.* Курс палеоботаники. Л.; М.: Гос. науч.-тех. геол.-разв. изд-во, 1933. 326 с.
- Криштофович А.Н.* Палеоботаника. М.; Л.: Госгеоиздат, 1941. 496 с.
- Криштофович А.Н.* Палеоботаника. Л.: ГОНТИ, 1957. 650 с.
- Кротов Б.П.* Глауконито-хлоритовая порода и ее генезис. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 1, с. 215—225.
- Крылов В.П.* О некоторых особенностях структурного соотношения третичных и мезозойских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области. — Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, 1960, № 11, с. 23—31.
- Крылов И.Н.* Строматолиты и проблемы палеогеографии караганского горизонта (миоцен) Керченского полуострова. —

- Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, с. 146–147.
- Крдапчава С.К., Марковская Н.В.* Доломиты в чокрак-караганских отложениях Керченского полуострова. — ДАН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1177–1180.
- Кудрин Л.Н.* Фации и палеогеография верхнетортонского времени Предкарпатского сероносного бассейна и пути поисков серы. — В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969, с. 95–112.
- Кудрин Л.С.* Гипсы верхнего тортон юго-западной окраины Русской платформы. — Уч. зап. Львов. ун-та. Сер. геол., 1955, т. 35, вып. 8, с. 129–161.
- Кудрявцев Н.А.* Геологические исследования, произведенные летом 1924 г. в Черных горах к югу от гор. Грозного (лист Воздвиженский). — Изв. Геол. ком., 1925, т. 15, № 4, с. 507–519.
- Кудрявцев Н.А.* Глубинные разломы и нефтяные месторождения. — Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1963а, вып. 215, 220 с.
- Кудрявцев Н.А.* О закономерностях размещения нефтяных и газовых месторождений. — В кн.: Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области. М.: Изд-во АН СССР, 1963б, с. 26–40.
- Куприн П.Н., Потапова Л.И.* О некоторых чертах диагенеза органического вещества в осадках южных морей. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 186–193.
- Куприн П.Н., Потапова Л.И.* Раннедиагенетические превращения органического вещества в осадках. — Тр. совещ. "Изуч. напр. преобр. орг. вещ-ва на стадии седим., диаг., катагенеза". М.: ИГиРГИ, 1977, с. 46–85.
- Летагин А.И., Романов Ю.А., Савельева Л.М., Шумова Т.Ф.* Тектоника Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1975. 80 с.
- Ливеровская Е.В.* Фауна моллюсков тарханского горизонта. — Тр. геол. службы Грознефти, 1937, вып. 6, с. 29–48.
- Ливеровская Е.В.* Палеозоологическое изучение чокракских отложений Дагестана. — Труды ВНИГРИ, геол. сб., 1 (IV). М.: Гос-топтехиздат, 1951, с. 136–144.
- Лисицын А.К.* Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.
- Лисицын А.П.* Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 114–129.
- Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6, с. 3–21.
- Личков Б.Л.* О строении речных долин Украины. П.: Изд-во АН СССР, 1931. 72 с.
- Личков Б.Л.* О происхождении древних глубоких размывов четвертичного времени в ледниковом районе европейской части СССР. — Пробл. физ. геогр., 1942, вып. 11, с. 18–25.
- Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
- Лопатин Г.В.* Наносы рек СССР. М.: Географиз, 1952. 367 с.
- Лубченко И.Ю., Белова И.В.* Миграция элементов в речных водах. — Литол. и пол. ископ., 1973, № 2, с. 23–29.
- Марков К.К.* Палеогеография. М.: Географиз. 1951. 276 с.
- Мерклин Р.Л.* Пластинчатожаберные спириталисовых глин, их среда и жизнь. — Тр. ПИН АН СССР, 1950, т. XXVIII. 95 с.
- Милановский Е.Е.* К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (Балаханский и ачкагыльский века). — Бюл. МОИП. Нов. сер., 1963, т. 38, вып. 3, с. 77–86.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Милашевич К.О.* Моллюски Черного и Азовского морей. — В кн.: Фауна России. СПб., 1916, с. 39–70.
- Милло Ж.* Геология глин. М.: Недра, 1968. 359 с.
- Михайлов Б.М.* Кора выветривания Либерийского щита. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 48–72.
- Михайловский Г.П.* Геологические исследования в Малой Чечне в 1905 г. — Изв. Геол. ком., 1905, т. 24, № 9, с. 427–466.
- Мокринский В.В., Богомазов В.М., Бочковский Ф.А.* и др. Основные закономерности развития угленакопления на территории СССР от девона до антропогена. — В кн.: Атлас карт угленакопления на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 12–22.
- Морозов Н.П., Патин С.А., Николаенко Е.М.* Микроэлементы в воде, взвешях и гидробионтах Черного моря. — Геохимия, 1976, № 9, с. 1394–1399.
- Найдин Д.П.* К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 26, вып. 3, с. 79–81.
- Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с.
- Неручев С.Г.* Обоснованные и еще нерешенные вопросы генезиса нефти и газа и их значение для прогноза нефтегазоносности. — В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977, с. 30–35.
- Неручев С.Г., Парларова Г.М., Розогина Е.А.* и др. О новой классификации, диагенетических и катагенетических преобразованиях планктоногенного (сапропелевого) рассеянного органического вещества. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 81–107.
- Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А.* Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообразования на шельфе Западной Африки. — В кн.: Глауконит в современных нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971, с. 7–52.
- Олейник В.Я.* Микроэлементы в приповерхностном планктоне Черного моря. — В кн.: Биология моря. Киев: Наук. думка, 1971, вып. 22, с. 48–57.
- Ончешку Н.* Геология Румынской Народной Республики. Бухарест: Иностр. лит., 1960. 520 с.
- Осадки Каспийского моря/Л.И. Лебедев, Е.Г. Маев, Л.С. Кулакова, О.К. Бордовский. М.: Наука, 1973. 119 с.
- Остроумов А.А.* Отчет о драгировках и планктонных уловах экспедиции "Селаник". — Изв. СПб. Акад. наук, 1896, т. 5, № 1. 43 с.
- Осипова А.И.* Условия образования доломитов в ферганском заливе палеогенового моря. — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 344–373.

- Патрунов Д.К., Голубовская Т.Н.* Заливы, проливы, лагуны. — В кн.: Современное карбонатообразование. — В кн.: Итоги науки и техники, общ. геология, № 7. М.: Изд. ВИНТИ, 1976, с. 61—72.
- Петелин В.П.* О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. — Тр. ИО АН СССР, 1954, т. 8, с. 220—227.
- Петрокович Ю.А.* Ергень-река. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22 (3), № 3, с. 63—72.
- Пишванова Л.С.* Сопоставление венгерского миоцена с миоценом западных областей УССР по микрофауне. — Палеонтол. сб., 1971, № 8, вып. 2, с. 83—91.
- Пишванова Л.С., Ткаченко О.Ф.* Палеогеографические карты миоцена западных областей УССР. — Földtani Közöny, 1971, к. 101, №4/9, с. 265—276.
- Потапова Л.И., Гурский Ю.Н.* Процесс преобразования органического вещества Черного моря по данным люминесцентно-микроскопического изучения осадков. — Геохимия, 1972, № 8, с. 997—1005.
- Потапова Л.И., Куприн П.Н., Ракчеев А.Д.* Исследование органического вещества современных осадков в инфракрасных лучах. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 239—244.
- Проколов К.А.* Новый Грозненский район. — Изв. Геол. ком., 1915, т. XXXIV, № 2, с. 255—269.
- Проколов К.А.* Терские месторождения. — Нефть и сланц. хоз-во, 7/8, 1922, с. 24—45.
- Проколов К.А.* Геологическое строение западной части Терского хребта (Вознесенский район). — Изв. Геол. ком., 1924, т. XLIII, № 5, с. 515—534.
- Проколов К.А.* Вознесенский нефтеносный район. — Поверхность и недра, 1928, №3/5, с. 33—42.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. Ч. I, II. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. I. 476 с. Ч. II. 420 с.
- Пушкина З.В., Степанец М.И., Черкасова Е.В.* Железо, марганец, медь, никель и ванадий в иловых водах осадков северо-восточной части Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3, с. 3—16.
- Ренгартен В.П.* Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. — Тр. Нефть. геол.-разв. ин-та. Сер. А., 1933, вып. 25, с. 1—52.
- Родзянко Г.Н.* Миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги. — В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Волгодонского региона. Ростов н/Д, 1965, с. 84—100.
- Родионова К.Ф.* О превращении органического вещества под влиянием микробов морских илов и нефти в связи с вопросом о нефтеобразовании. — В кн.: Памяти акад. И.М. Губкина. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 287—304.
- Розанов А.Н.* Реконноспирочные исследования на нефть в полосе третичных отложений по северному склону Кавказского хребта между рр. Ардоном и Камбилеевкой в 1925 г. — Нефть. хоз-во, 1927, № 6, с. 798—807.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Ромм И.И.* Геохимическая характеристика современных отложений Таманского полуострова. — В кн.: Современные аналоги нефтеносных фаций. М.; Л.: ГОНТИ, 1950, с. 181—204.
- Ронов А.Б.* Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). — Геохимия, 1958, № 5, с. 409—423.
- Руженцев В.Е.* Бенойско-Датышский нефтеносный район. — Тр. Нефть. геол.-разв. ин-та. Сер. А, 1932, вып. 7. 76 с.
- Рухин Л.Б.* Гранулометрический анализ рыхлых и слабоцементированных осадочных пород. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1, с. 314—344.
- Салов Н.П.* Арканзасский камень в Казахстане. — Нар. хоз-во Казахстана, 1939, № 5, с. 43—49.
- Сердюченко Д.П.* Хлориты, их химическая конституция и классификация. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 340 с.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св. А., Созинов Н.А.* Углеродистые формации докембрия. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1979, с. 9—11.
- Синицын В.М.* Обзор палеогеографических обстановок и условий осадконакопления на территории СССР в палеогене и неогене. — В кн.: Атлас карт угленакопления на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 413—434.
- Скопичев Б.А., Тимофеева С.Н., Даниленко А.Ф., Соколова М.В.* Органическое вещество в воде Черного моря и его минеральные производные. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971, с. 16—35.
- Смирнова М.Н., Бражник В.М.* Глубинные структурные элементы Терско-Каспийского прогиба. — В кн.: Геологические поиски и разведка месторождений горючих полезных ископаемых. Пермь, 1975. Вып. 1, с. 48—54.
- Смирнова М.Н., Станулис В.А., Яковлева Т.В.* Рекомендации по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ и новые данные о глубинном строении Терско-Сунженского прогиба (в связи с перспективами нефтегазоносности). Грозный: Грозненский рабочий, 1967. 51 с.
- Созинов Н.А.* О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации (на примере одного района). — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1, с. 78—92.
- Созинов Н.А., Сидоренко Св. А.* Рудоносность углеродистых формаций докембрия. — В кн.: Минеральные месторождения докембрия. М.: Наука, 1979, с. 59—77.
- Сребродольский Б.И.* Палеогеография тортона Предкарпатья в связи с янтареносностью. — ДАН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1165—1166.
- Стащук М.Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968, с. 1—208.
- Степанов П.И., Миронов С.И.* Геология месторождений каустобиолитов. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 546 с.
- Стерляк Ю.А., Мосякин Ю.А.* Особенности геологического строения и формирования палеозойских и раннемезозойских отложений Центрального и Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью. — Сов. геол., 1973, № 5, с. 121—128.
- Страхов Н.М.* О значении сероводородного заражения бассейна для аккумуляции в его илах органического вещества. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 5, с. 117—131.
- Страхов Н.М.* К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I.

- Черное море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 49—90.
- Страхов Н.М.** Основы исторической геологии. Ч. I—II. М.: Госгеолгиздат, 1948, ч. I. 253 с.; ч. II. 396 с.
- Страхов Н.М.** К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Каспийское море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1, с. 80—111.
- Страхов Н.М.** Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124 (геол. серия, № 45), 1951. 372 с.
- Страхов Н.М.** Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.
- Страхов Н.М.** Осадкообразование в Черном море. — В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 81—136.
- Страхов Н.М.** О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). — В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 5—28.
- Страхов Н.М.** Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госполтехиздат, 1957а. Т. 2, с. 157—185.
- Страхов Н.М.** Основные физико-географические типы древних водоемов и критерии их распознавания. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолгиздат, 1957б, т. II, ч. 5, гл. III, с. 381—401.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. Т. I—II. М.: Изд-во АН СССР, 1960, Т. I. 121 с.; т. II. 574 с.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
- Страхов Н.М.** К теории осадочного геохимического процесса в гумидных зонах. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 102—133.
- Страхов Н.М.** Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 4, с. 3—28.
- Страхов Н.М.** Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — Там же, 1972, № 4, с. 65—92.
- Страхов Н.М.** Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. — Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 292. 299 с.
- Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю.** Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2, с. 3—30.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С.** Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии (к теории диагенеза). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1, с. 34—51.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С.** Задачи химического изучения осадочных пород и принципы их рационального анализа. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолгиздат, 1957, Т. 2, с. 5—29.
- Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А.** Черки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 23. 223 с.
- Страхов Н.М., Родионова К.Ф., Залманзон Э.С.** К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы II Баку). — В кн.: К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. 1955 (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 155, геол. сер., № 66, с. 3—115).
- Стрижов И.Н.** Геологическое строение Грозненского месторождения. — Грозненский торгово-промышленный бюллетень, 1914, № 120—12 с., № 121—15 с., № 122—11 с., № 123—15 с., № 126—9 с.
- Судариков Ю.А.** Фундамент, промежуточный комплекс и платформенный чехол эпигерцинской платформы Предкавказья. — В кн.: Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР. М.: Недра, 1964, с. 59—94.
- Талалаев В.Д.** Перспективы нефтегазоносности верхнемеловых отложений восточной части Терского антиклинория. — Изв. высш. учебн. завед., нефть и газ, 1964, № 2, с. 3—5.
- Теодорович Г.И.** Осадочные минерало-геохимические фации. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. кн. 3/4. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, с. 39—57.
- Теодорович Г.И.** Учение об осадочных породах. Л.: ГОНТИ, 1958, с. 1—568.
- Тихонович Н.Н.** Тектонические элементы Гудермесского хребта в связи с вопросом о промышленном значении Кошкельдинского района. — Поверхность и недра, 1926, т. IV, № 5/6 (21/22), с. 26—29.
- Тихонович Н.Н., Федоров С.Ф.** Брагунский хребет. — Нефт. хоз-во, 1927, № 9, с. 282—290.
- Толмачев А.И.** К вопросу о происхождении тайги как зонального растительного ландшафта. — Сов. ботаника, 1943, № 4, с. 11—19.
- Тримонис Э.С.** Основные черты современного осадкообразования в глубоководной части Черного моря. — В кн.: Геологические и гидрологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975, с. 182—195.
- Уивер Ч.Е.** Распространение смешанослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. — В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Иностран. лит., 1962, с. 342—368.
- Успенская Н.Ю.** О фациях и условиях залегания майкопских слоев на Северо-Восточном Кавказе. — Тр. Сев. Кавк. конф. геол.-нефтян., 1933, вып. 5, с. 82—99.
- Успенская Н.Ю.** Обзор геологического строения третичных отложений Дагестана. — Тр. Сев.-Кавк. конф. геол.-нефтян. М.: Изд-во Академии наук, вып. 6, 1934, с. 47—64.
- Успенский В.А.** Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 309 с.
- К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества/
Успенский В.А., Инденбом Ф.Б., Чернышева А.С., Сенникова В.Н. — В кн.: Вопросы образования нефти. Л.: ГОНТИ, 1958, с. 221—314.
- Ферсман А.Е.** Геохимия. М.; Л.: Изд-во ОНТИ, 1937. Т. 3, с. 1—798.
- Филлипова М.Ф.** Аллювиальные отложения рр. Б. Лавы и Урупа. — Тр. СОПС Академии наук и Петрогр. ин-та. Сер. сев.-кавк., 1933, вып. 1, с. 55—93.
- Формозова Л.Н.** Глауконитовые пески урочища Кызыл-сай. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 112, сер. геол., (№ 38), с. 1—254.
- Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И.** Генезис и распространение доломитов. — В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. Т. I, с. 249—320.
- Харбих К.Б.** О геологическом строении Алханчуртской долины. — Сов. геол., 1941, № 6, с. 45—47.

- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 279 с.
- Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 191–208.
- Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. I. Морфология, состав и условия образования песчаных даек и "горизонтов с включениями" в миоцене Восточного Предкавказья. — Литол. и полезн. ископ., 1978а, № 4, с. 50–66.
- Холодов В.Н.* Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. II. Механизм образования и геологическое значение песчаных даек и "горизонтов с включениями" в миоцене Восточного Предкавказья. — Там же, 1978б, № 5, с. 52–63.
- Холодов В.Н., Ахметьев М.А., Гаврилов Ю.О., Недумов Р.И.* Находка клубневых горизонтов в чокракских отложениях Чечено-Грозненской впадины и их палеогеографическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 138–142.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* О закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6, с. 103–117.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья. — ДАН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1463–1466.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су. — ДАН СССР. Сер. геол., 1974, т. 216, № 4, с. 904–907.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. — Литол. и полезн. ископ., ст. 1, 1976, № 5, с. 49–66; ст. 2, 1977, № 2, с. 63–80.
- Холодов В.Н., Комарова Г.В., Кондратьева И.А.* О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования (опыт структурно-фациального анализа). Статья 1. Роль тектонических структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11, с. 39–60.
- Холодов В.Н., Комарова Г.В., Кондратьева И.А.* О влиянии конседиментационной складчатости на процесс карбонатообразования (опыт структурно-фациального анализа). Статья 2. Связь доломитообразования с развитием антиклинальных структур. — Там же, 1957, № 4, с. 33–42.
- Холодов В.Н., Туровский Д.С., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* О вероятном составе взвесей, поступающих в миоценовые палеобассейны юга СССР. — ДАН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1210–1213.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* К проблеме геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 3, с. 59–84.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Роль органического вещества на ранней стадии формирования "черных сланцев". — В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1981.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Лубченко И.Ю.* Распределение железа, титана, марганца малых элементов в различных фракциях среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. — Там же, 1979, № 6, с. 50–60.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Об уплотнении среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья на разных стадиях породообразования. — ДАН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 423–426.
- Холодов В.Н., Радионова Э.П.* О находке строматолитов в караганских отложениях Восточного Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 125–130.
- Хуциев А.А.* Геологическое строение Рошинского района (1926–1931 гг.). Геологические исследования в Черных горах Терской нефтеносной области. — Тр. геол. службы Грознефти, 1938, вып. 11, с. 1–45.
- Шанцер Е.В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1951, № 35, вып. 135. 274 с.
- Шатский Н.С.* О надвигах восточной части Черных гор на Северном Кавказе. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XXXIII (3/4), 1925, с. 305–324.
- Шатский Н.С.* Заметки о тектонике третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа. — Там же. Нов. сер., 1927, т. XXXV, отд. геол., т. V (3/4), с. 321–369.
- Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым. — Тр. Гос. научн.-исслед. нефт. ин-та, 1929. М.: Изд-во НТУ ВСНХ, вып. 4. 282 с.
- Шатский Н.С.* О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1, с. 17–32.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
- Швецов М.С.* Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта. — Тр. Науч.-исслед. нефт. ин-та, вып. 3, 1928. 76 с.
- Шнейдер Г.Ф.* Фауна остракод неогеновых и четвертичных отложений Восточного Предкавказья и ее стратиграфическое положение. — В кн.: Геология и нефтегазосность юга СССР. Л.: ГОНТИ, 1959, с. 561–636.
- Шутов В.Д., Кев М.Я., Дриц В.А.* и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., 1975, с. 74–81.
- Эберзин А.Г.* Плиоценовые отложения западного Предкавказья. — В кн.: Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ, ч. 1. М.; Л.: ГИГЛ, 1947, с. 321–328.
- Яблоков В.С.* Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы). — Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 248. 216 с.
- Яхимович В.И.* Кайнозой Башкирского Предуралья. — В кн.: Стратиграфия третичных отложений Башкирского Предуралья и закономерности их размещения в связи с молодыми движениями земной коры. Уфа, 1958. Т. 1, ч. 2, с. 67–115.
- Abich H.* Sur la structure et la géologie du Daghestan. St.-Petersburg, 1862, vol. 32 (Mém. Acad. Sci. St.-Petersburg; Sér. 7, t. 4, N 10).
- Abich H.* Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertch und Taman. — Mem. Acad. Sci. SPb., 1865, T. 9, N 4, S. 1–80.
- Abich H.* Raisonirender Katalog einer Sammlung von Petrefakten und Gebirgsarten aus Daghes-

- tan. — *Материалы для геол., Кавказа*. Сер. 3, 1899, кн. 2, с. 1—42.
- Bates C.C.* Rational theory of delta formation. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1953, vol. 37, N 9, p. 2119—2162.
- Bates C.C., Freeman J.C.* Interrelations between jet behavior and hydraulic processes observed at deltaic river mouths and tidal inlets. — In: *Proc. Coastal Engineering Conf.*, October, 1952, 3rd ed., 1953, Chap. 12 at G.W. Johnson, p. 165—175.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediments. fine fraction. New Haven, 1964a. 120p.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediments fine fraction in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.—*Yale Univ. Dep. Geol. and Geochem. Techn. Rept.*, 1964b, vol. 8, p. 1250.
- Bürst J.F.* Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. — *Amer. Miner.*, 1958, vol. 43, N 5/6, p. 481—497.
- Busch D.A.* Stratigraphic traps in sandstones—exploration techniques. Tulsa (Okla.): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974., 62 p.
- Chun C.* Die Pelagische Tierwelt in grösseren Meerstiefen ect. — In: *Bibliotheca zoologica/ Herausgegeben von K. Leuckart, C. Chun*. 1888, H. 1. 34p.
- Ciressé P.* Observation sur la presence de "Glauconie" actuelle dans les sediments ferragineux pur profonds du bassin Galonies. — *C. r. Acad. sci.*, 1968, vol. 260, N 21, p. 317.
- Cita M.B., Wright R. C., Ryan W.B.F., Longinelli A.* Messinian paleoenvironments. — In: *Initial rept deep-sea drilling project*. Wash., D. C., 1978, vol. 42, pt 1, p. 1003—1035.
- Curtis C.D., Spears D.A.* The formation of sedimentary iron minerals. — *Econ. Geol.*, 1968, vol. 63, N 3, p. 257—270.
- Füchtbauer H., Goldschmidt H.* Beobachtung zur Tonmineral—Diagenese. — In: *Intern. Clay Conf.*, Stockholm, 1963. Oxford etc.: Pergamon Press, 1963, vol. 1, p. 99—111.
- Gaertner H.R. von, Schellmann W.* Rezente Sedimente im Küstenbereich der Halbinsel Kailoum, Guinea. — *Tschermarks miner. und petrogr. Mitt.*, 1965, N 10, S. 349—367.
- Gallagher E.W.* Biotite-glauconite transformation and associated minerals. — In: *Recent marine sediments*. Tulsa (Okla.), 1955, p. 513—515.
- Garrels R.M.* Mineral equilibria at low temperature and pressure. N.Y.: Harper Brothers, 1960. 254 p.
- Giresse P., Odin G.S.* Nature mineralogique et origine des glauconites du plateau continental du Gabon et du Congo. — *Sedimentology*, 1973, vol. 20, N 4, p. 457—488.
- Hower I.* Some factors concerning the nature and origin of glauconite. — *Amer. Miner.*, 1961, vol. 46, N 3/4, p. 313—334.
- Hsü K.Y., Montadert L., Bernoulli D.* et al. History of mediterranean salinity crisis. — *Nature*, 1977, vol. 267, N 5610, p. 399—403.
- Krinsley D.* Trace elements in the tests of planctonic foraminifera. — *Micropaleontology*, 1960, vol. 6, N 3, p. 297—300.
- Krumbein W.C., Aberdeen E.* The sediments of Barataria Bay. — *J. Sediment. Petrol.*, 1957, vol. 7, N 1, p. 27—35.
- Krumbein W.C., Garrels R.M.* Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. — *J. Geol.*, 1952, vol. 60, N 1, p. 1—34.
- Lippmann F., Savascin, M.Y.* Mineralogische Untersuchungen an Lösungsrückständen eines Württembergischen Kenpergipsvorkommens. — *Tschermarks miner. und petrogr. Mitt.*, 1969, N 13, S. 165—190.
- Lucas J.* La transformation des mineraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. — *Mém. Serv. carte géol. Alsace et Lorraine*, 1962, N 20. 117 p.
- Martin J., Knauer I.* The elemental composition of plankton. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, vol. 37, N 7, p. 1639—1653.
- Mehra O.P., Jackson M.L.* Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. — In: *Proc. Vth Nat. Conf. on Clay and Clay Minerals*. Wash., 1960, p. 48—56.
- Monroe J.W., Watson H.* Rapid oxidation of glauconite in glauconitic sand. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1947, vol. 31, N 8, 1509—1511.
- Nissenbaum A., Swaine W.* Organic matter-metal interaction in recent sediments: the role of humic substances. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, N 7, p. 809—816.
- Porrenga D.H.* Clay minerals in recent sediments of the Niger delta. — In: *International series of monographs on earth sciences*. Oxford, 1966, vol. 26, p. 221—233.
- Porrenga D.H.* Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. — *Mar. Geol.*, 1967, vol. 5, N 5/6, p. 495—501.
- Pratt W.L.* Glauconite from the sea floor of Southern California. — In: *Essays in marine geology in honour of K.O. Emery*. Los Angeles, 1963. 88 p.
- Ryan W.B.F.* Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. — *Sedimentology*, 1976, vol. 23, N 6, p. 791—813.
- Shutov V.D., Katz M.Ya., Dritz V.A., Sokolova A.L., Kazakova G.A.* Crystallochemical post sedimentary change. — In: *Reprints. Intern. Clay Conf.* Madrid, 1972, vol. 1, p. 47—52.
- Stoffers P., Müller G.* Clay mineralogy of Black Sea sediments. — *Sedimentology*, 1972, vol. 18, N 12, p. 113—121.
- Takahashi I.I.* Synopsis of a glauconitization. — In: *Recent marine sediments: Symp. L.*, 1955, p. 503—513.
- Terzaghi K.* Varieties of submarine slope failures.—*Tekh. ukebl.* 1957a, N 4, s. 1004—1021.
- Terzaghi K.* Varieties of submarine slope failures. — *Tekh. ukebl.*, 1957b, bd. 104, N 43, s. 955—963.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
История исследования района	5
Стратиграфия	8
Тектоника	16
Литология и палеогеография	19
Глава вторая	
Тектоническое строение Восточного Предкавказья	29
Глава третья	
Литолого-фациальный профиль среднемиоценовых отложений, его пространственное положение и общая характеристика	39
Чокракский ярус (Tch)	45
Караганский ярус (Krg)	55
Глава четвертая	
Литологические типы пород, слагающих среднемиоценовые отложения района	68
Глины и глинистые породы	69
Песчаники и алевролиты	98
Карбонатные и карбонатно-глинистые породы	110
Типы распределения химических элементов в среднемиоценовых отложениях района	116
Глава пятая	
Закономерности распределения химических элементов на профиле	122
Влияние гипергенного выветривания на поведение химических элементов в разрезе	122
Закономерности распределения химических элементов в отдельных разрезах среднемиоценового профиля	130
Анализ поведения химических элементов на профиле с помощью метода абсолютных масс	139
Глава шестая	
Палеогеография среднемиоценового палеоводоема и палеогеохимические реконструкции	164
О палеогеографии Средиземноморья и бассейнов Восточного и Центрального Паратетиса	164
Палеогеография Предкавказского палеоводоема Восточного Паратетиса в среднем миоцене	171
Поставка осадочного материала в среднемиоценовый палеоводоем Предкавказья	171
Об осадконакоплении и палеогеохимии среднемиоценового Понто-Каспийского палеоводоема	176
К проблеме формирования состава "черных" сланцев	181
Геохимические фации нефтематеринских отложений и методы их выделения	190
Литература	197

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
History of the region	5
Stratigraphic	8
Tectonic	16
Lithologic and Paleogeography	19
Chapter two	
Tectonical structure of the East Predcaucasus	29
Chapter three	
Lithologo-Facies profile of middle miocene deposits, its position and general features	39
Chocrak layer (Tcg)	45
Karagan layer (Krg)	55
Chapter four	
Lithological types of middle miocene rocks in the region	68
Clays and clay rocks	69
Sandstones and siltstones	98
Carbonate and carbonate-clay rocks	110
Distribution of chemical elements in Middle Miocene deposits of the region	116
Chapter five	
Distribution of chemical Elements at the profile	122
Effect of hypergene weathering into behaviour of chemical elements in the sequence	122
Distribution of chemical elements in different sequences of the Middle Miocene profile	130
Analysis of chemical element behaviour at the profile by method of absolute masses	139
Chapter six	
Paleogeography of middle miocene paleobasin and paleochemical reconstruction	164
On paleogeography of the Mediterranean Sea and East and Central Paleotetmhus basins	164
Paleogeography of the Predcaucasus paleobasin in Middle Miocene East Paleotethys	171
Delivery of sedimentary material into the Predcaucasus Middle Miocene paleobasin	171
On sedimentation and paleogeochemistry of Middle Miocene Pont-Caspian paleobasin	176
On formation of "black shales" composition	181
Geochemical facies of oil-source deposits and methods of their distinguishing	190
Bibliography	197

Владимир Николаевич Холодов,
Ростислав Игоревич Недумов

**ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

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

Редактор *М.Ю. Хотин*
Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художник *И.И. Рыбченко*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 21343

Подписано к печати 28.07.81. Т-22133
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,2 + 1,8 вкл.
Усл. кр. отт. 20,3. Уч.-изд.л. 24,2
Тираж 600 экз. Тип. зак. 675. Цена 3 р. 60 к.

Издательство "Наука", 1, 7864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
4-я типография издательства "Наука"
630077 Новосибирск, 77, ул. Станиславского, 25

3 р. 60 к.

