

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ИЗМЕНЕНИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ
ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

POST-SEDIMENTATION
ALTERATIONS OF QUATERNARY
AND PLIOCENE
CLAY DEPOSITS
OF BAKU ARCHIPELAGO

Transactions, vol. 115

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ИЗМЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
И ПЛИОЦЕНОВЫХ
ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Труды, вып. 115

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик *Н. М. СТРАХОВ*

EDITORIAL BOARD:
Academician *A. V. PEIVE* (Chief Editor),
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR
Academician *N. M. STRAKHOV*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В современных знаниях стадий осадочного породообразования имеется один весьма существенный пробел. Известны с некоторыми подробностями самые ранние моменты постседиментационных изменений, единодушно относимые к диагенезу, а также вторичные изменения пород, которые совершаются в очень позднее время и отвечают позднему катагенезу или раннему метаморфизму. Промежуточный же, достаточно длительный этап остается неосвещенным.

Чтобы заполнить в некоторой степени этот пробел, в 1959 г. в Геологическом институте АН СССР было поставлено подробное изучение керна скв. 8 (а, б, в) и 4, специально пройденных «Конторой геологопоискового бурения в море» на Алятинской структуре Бакинского архипелага. Скважина 4 пробурена с морского основания до глубины 1207 м, а скв. 8 (дублеты а, б, в) — с баркасов «Багратион» и «Скорый» до глубины 70—93 м. Этими скважинами вскрыты отложения от современных до среднеплиоценовых включительно.

Для отбора керна с естественной влажностью на месте бурения скважины было установлено круглосуточное дежурство научно-технического персонала Геологического института АН СССР. Отбор керна производился под руководством М. А. Ратеева лаборантами В. П. Овчинниковой и А. Е. Раутбортом, а также сотрудниками лаборатории гидрогеологических проблем — И. Г. Коробановой и Г. С. Зубкович. После выемки керна из уплотненных глин отбирались монолиты, которые подвергались двухслойному парафинированию с марлевой прокладкой. Жидкие илы и осадки отбирались в стеклянные банки, фиксировались хлороформом и парафинировались. В Москве образцы хранились в одной из мерзлотных камер Института мерзлотоведения. Программа камеральных работ включала общую геологическую характеристику Бакинского архипелага, изучение вещественного состава пород (гранулометрия, терригенные глинистые минералы), исследование физико-механических свойств пород (влажность, пористость, плотность, прочность пластическая и при одностороннем сжатии и т. д.), анализ поровых вод на основные ионы (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-) и на некоторые микроэлементы, изучение поглощенных оснований и их связи с поровыми водами, экспериментальное исследование диффузий и осмоса, изучение аутигенного минералообразования и обобщение полученных данных.

Работы по этой программе осуществлялись сотрудниками лаборатории геохимии осадочных пород Геологического института АН СССР — М. А. Ратеевым, З. В. Тимофеевой, В. В. Копериной, З. В. Пушкиной и И. Л. Нестеровой, сотрудниками Геологического института АН Азербайджанской ССР — А. Л. Путкарадзе и Н. В. Пашалы, АзНИИ добычи нефти — Э. А. Дайдбековой, М. Б. Хеировым, А. К. Покидиным и др., а также сотрудниками лаборатории гидрогеологических проблем — И. Г. Коробановой, Н. П. Затенацкой, А. П. Ковалевой, А. К. Копыловой и И. А. Сафохинной.

Трудно ожидать, конечно, чтобы изучение одного сплошного разреза от современных отложений до глубины 1200 м сразу же решило бы поставленную проблему. Но все же оно дало много новых ценных сведений особенно по части изменения физико-механических свойств отложений и заключенных в них поровых вод, что обычно пропускается литологами. А главное, оно помогло найти правильную комплексную методику такого рода исследований и сформулировать конкретную и подробную программу на будущее.

Изложению всех этих материалов и посвящается настоящий сборник. Авторы надеются, что он вызовет интерес к проблеме ранних постседиментационных изменений бассейновых отложений и будет способствовать ее быстрому и успешному решению.

Часть первая

**СТРАТИГРАФИЯ
И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА**

А. Л. Путкарадзе

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ВВЕДЕНИЕ

Бакинским архипелагом принято называть участок Каспийского моря, с юга прилегающий к западной части Апшеронского полуострова и с юго-востока — к Кобыстану и Прикуринской низменности; южной границей его можно считать широту г. Ленкорань.

В геоморфологическом отношении архипелаг является западным подводным склоном Южно-Каспийской впадины, усеян многочисленными островами и банками, представляющими собой конусы грязевых вулканов, то выступающих над уровнем моря, то не достигающих его поверхности. Банки представляют собой подводные возвышенности, местами достигающие высоты 100 м и больше от дна моря.

В общей схеме тектоники юго-восточного Кавказа Бакинский архипелаг является продолжением на юго-восток складок юго-восточного Кобыстана и Прикуринской низменности и располагается в зоне современных активных складчатых движений, охватывающих северо-восточный борт Куринской депрессии, Восточный Апшерон и Апшеронский архипелаг. Направление складок Бакинского архипелага резко отклоняется от общекавказского и приближается к субмеридиональному, пересекая восточное продолжение Куринской впадины под большим углом.

Морфологические черты Бакинского архипелага, по-видимому, зародились в конце первой половины среднего плиоцена в виде крупного Хамамдагского вала, имевшего большое значение в распределении терригенного материала, особенно в конце нижнего и в начале верхнего отделов продуктивной толщи. Интенсивную складчатость Бакинский архипелаг пережил на границе среднего и верхнего плиоцена. К этому периоду относится усиление деятельности грязевых вулканов, выбросивших огромное количество брекчий, которые сыграли важную роль в образовании осадков. Роль брекчий ощущается почти во всей дальнейшей геологической истории архипелага и формировании осадков, вплоть до современных.

Наравне с признаками, определяемыми общим ходом геологического развития юго-восточного Кавказа, бакинский архипелаг характеризуется специфическими особенностями структурных и стратиграфических соотношений между отдельными ярусами, литофациальным составом и условиями накопления осадков, геохимической средой и палеогеографией бассейнов среднего и верхнего плиоцена, а также антропогена. Степень изученности отдельных стратиграфических интервалов разреза, слагающего Бакинский архипелаг, не одинакова, что нашло отражение на полноте их характеристики.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Отложения, принимающие участие в строении Бакинского архипелага, изучены подробно по керновому материалу лишь до верхов среднего плиоцена. Поэтому мы ограничимся обзором стратиграфии интервала от верхов среднего плиоцена до четвертичных включительно.

1) **Продуктивная толща** (средний плиоцен). Для характеристики продуктивной толщи Бакинского архипелага мы опишем сводный разрез, включающий в себя весь изученный бурением интервал плиоцена. Сводный разрез этот составлен по данным скв. 1 Хамамдаг-море и скв. 7 Аляты-море. Нормальная мощность его составляет 1678 м.

В разрезе продуктивной толщи (фиг. 1) выделяются (снизу вверх) следующие литологические интервалы, в общих чертах совпадающие с соответствующими интервалами разрезов суши (Пирсагат):

а) Хамамдагская свита. Мощность этой свиты, вскрытая бурением, составляет 335 м; слагается она почти сплошь глинами и суглинками, с очень редкими и тонкими прослоями крепких песчаников. В самых низах вскрытого разреза количество и мощность песчаных прослоев увеличивается.

б) Подпирсагатская свита имеет нормальную мощность 365 м. Литологический состав ее характеризуется преобладанием плохо отсортированных глин бурых, шоколадно-бурых, плотных, песчанистых, с прослоями голубовато-серых разностей. Прослойки песчаных образований в этой свите часты и местами достигают значительной мощности.

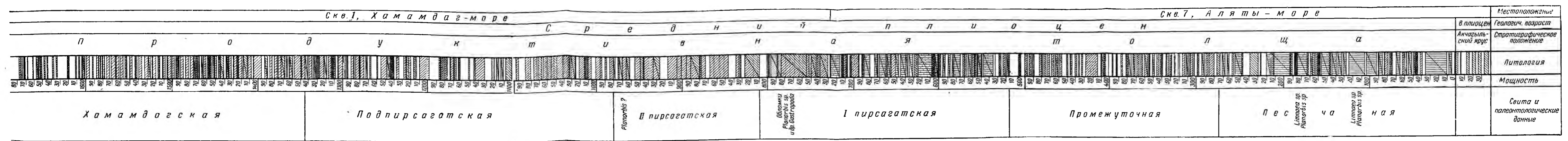
в) 2-я пирсагатская свита, мощностью 175 м, сложена глинами серыми и серо-бурыми, плотными, песчанистыми, с прослоями мелко- и тонкозернистых песков мощностью до одного метра. В песках обнаружены обломки микроорганизмов (*Hyocypris* sp., *Radiolaria*), а также кости рыб. Породы этой свиты состоят главным образом из алевролитовой и глинистой фракций, в составе ее очень часты обломки глин и эффузивных пород, а также железистые минералы.

г) 1-я пирсагатская свита имеет мощность 290 м. Сложена она глинами бурыми и красно-бурыми с прослойками серых мелкозернистых известковых песков и редко тонких прослоев серых мелкозернистых крепких песчаников. Мощность отдельных прослоев песка колеблется от 0,1 до 1,5 м, в них найдены обломки пресноводной фауны (*Planorbis* sp., а также *Globigerina*). Породы относятся к плохо отсортированным разностям, преобладают алевролитовые и глинистые разновидности. Среди терригенных частиц преобладают обломки глин и эффузивных пород, а в тяжелой фракции — железистые минералы, слюды и роговые обманки.

д) Промежуточная свита имеет мощность 240 м. Представлена она внизу преимущественно бурыми и серыми глинами с редкими прослоями серых сильноглинистых мелко- и тонкозернистых песков и песчаников. Средняя часть свиты содержит прослойки зеленоватых глин, а верхняя часть (80 м) состоит из чередования бурых и серых песчанистых глин с тонкими прослоями серых песчаников.

е) Песчаная свита, мощностью 275 м, состоит из равномерного чередования бурых, серых и зеленовато-серых сильнопесчанистых глин с прослоями (преимущественно в нижней части) голубоватых разностей. Свита содержит частые прослойки песков и песчаников, мощность которых местами достигает до 5—7 м.

В скв. 4 Аляты-море разрез продуктивной толщи вскрыт всего на 516 м по нормальной мощности и охватывает стратиграфический интервал самых верхов 1-й пирсагатской свиты (всего около 20 м) до подошвы акчагыла, т. е. промежуточную свиту (232 м) и песчаную свиту (264 м). По сравнению с приведенным выше сводным разрезом мощности



Фиг. 1. Бакинский архипелаг. Нормальный разрез верхней части продуктивной толщи (составил А. Л. Путкардзе)

промежуточной и песчаной свиты в скв. 4 незначительно сокращены, что следует объяснить неточностью отбивки границ между свитами.

Попытки сопоставления разрезов продуктивной толщи Кобыстана, Прикуринской низменности и Бакинского архипелага с известными разрезами ее на Апшеронском полуострове пока не привели к надежным результатам. Только в крупном плане обнаруживаются признаки, позволяющие усмотреть сходство между ними. Так, например, песчаные горизонты, вскрытые на юго-восточных периклиналях поднятий Кянизадаг, Дуванный, Дашгиль, сопоставляются с V и VII горизонтами Карадага, а эти последние, в свою очередь, — с низами балаханской свиты и «средним отделом» (I перерыв) продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Аналоги этих горизонтов вскрыты также на структурах Бакинского архипелага: Сангачалы-море и о-в Дуванный. В Прикуринской низменности эти горизонты пока не обнаружены.

По взаимному сопоставлению разрезов отдельных площадей Бакинского архипелага подошва приведенного нами выше разреза продуктивной толщи лежит выше кровли VII горизонта примерно на 1000 м, что определяет отношение описанного выше разреза к разрезу продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

2) А к ч а г ы л ь с к и й я р у с. В Бакинском архипелаге, как и на других участках юго-восточного Кавказа, акчагыльский ярус испытывает значительные изменения вещественного состава и мощности и характеризуется преимущественно глинистым составом. Глины сланцеватые, с тончайшими прослойками тонкозернистого мучнистого песка и вулканического пепла. Кроме того, в акчагыльских отложениях Бакинского архипелага и отчасти юго-восточного Кобыстана наблюдается обилие знаков подводного оползания и частые прослои грязевулканической брекчии, на некоторых участках полностью замещающие его разрезы.

3) А п ш е р о н с к и й я р у с. Разрез апшеронского яруса сложен преимущественно глинами. Глины светло- и темно-серого, буровато-серого цвета, с прослоями бурых, плотные, местами песчанистые, с тонкими прослойками мелкозернистого серого песка, шоколадно-бурой и зеленой сильнопесчанистой глины.

В нижнем подъярусе апшерона часты прослои грязевулканической брекчии; для среднего и особенно верхнего подъярусов характерно наличие известняков, мощность которых в верхнем отделе достигает до 20 м. Известняки буровато-серые, светло-серые, подчас почти белые, сильнопесчанистые, состоящие из сцементированной битой ракуши. Наибольший разрез его вскрыт на о-ве Глиняном. Ниже приводится краткая характеристика апшеронского яруса по этому разрезу.

а) Нижний подъярус апшерона вскрыт мощностью 330 м. Литологически выражен серыми плотными скорлуповатыми глинами с очень редкими прослоями бурых разностей и песка незначительной мощности. В соседних районах, в нижнем апшероне, в самой нижней части яруса отмечены прослои черных неизвестковистых глин.

Органическими остатками нижний апшерон не богат; были обнаружены редкие целые экземпляры и обломки мелкорослой фауны, среди которых определены: *Apscheronica minima* Andr., *Micromelania subcaspia* Andr., *Limnaca volutinus* Desh. и другие гастроподы плохой сохранности.

б) Средний подъярус апшерона выступает над уровнем моря на крыльях поднятий: Дуванный-море, Хамамдаг-море и на юго-восточной периклинали поднятия Аляты-море в виде небольших гривок известняков и ракушниковых песчаников; отдельные интервалы подъяруса изучены по данным бурения. Из этих обнажений была собрана богатая фауна, откуда были определены следующие формы: *Apscheronica propinqua* Eichw., *A. ex gr. euridesma* Andr., *A. sorokini* Andr.

Представлен средний апшерон преимущественно глинисто-песчанистыми образованиями. Глины серые, слоистые, песчанистые, с тонкими прослоями бурых разностей. Нижние 50 м разреза выражены чередованием глин, песков, песчаников и ракушниковых известняков. Выше следует мощная пачка (~310 м) глин от светло-серых до темно-серых, бурых и шоколадно-бурых, с редкими прослоями зеленовато-серых разностей и одним прослоем (0,5 м) вулканического пепла. Глины сильнопесчанистые, а некоторые интервалы представлены песками от 2 до 10 м мощности; в одном случае мощность песчаного пласта достигает 20 м. Пески серые, мелко- и среднезернистые, местами сильноглинистые.

Нормальная мощность среднего подъяруса апшерона здесь достигает 350 м.

в) Верхний подъярус апшерона известен по выходам гривок известняков между о-вом Дуванным и мысом Аляты и на юго-западном крыле поднятия Хамамдаг-море. Сложен он серыми и темно-серыми ракушниками и известняками с включениями терригенного детритуса и обильными остатками ядер раковин. На ряде площадей Бакинского архипелага верхний подъярус содержит мощные пачки преимущественно серых песчанистых глин с прослоями бурых разностей, а также известняков-ракушников и слабо уплотненных песчаников.

На о-ве Глиняном он представлен пачкой темно-серых плотных глин мощностью около 210 м, с прослоями (в нижней и верхней частях) бурых и шоколадно-бурых разностей и двумя прослоями известняка-ракушника, мощностью 2,5 и 10 м; известняки переслоены песчано-ракушниковыми образованиями.

Выше до подошвы бакинского яруса разрез состоит из бурых плотных сильнопесчанистых глин, с редкими прослоями серых глин и маломощных серых песков. Мощность этой пачки 62 м.

Верхний подъярус очень богат фауной, откуда были определены: *Apscheronica propinqua* Andr., *Monodacna minor* Andr., *M. sjoegreni* Andr., *M. bacuana* Andr. и др. Мощность верхнего апшерона около 270 м.

4) Четвертичные отложения занимают все пространство Бакинского архипелага, за исключением сводов наиболее поднятых антиклиналей. Сложены они обломочным, часто грубым материалом. Мощность этих осадков увеличивается с севера и северо-запада на юг и юго-восток от 465 м на о-ве Глиняном до 607 м на о-ве Обливном. В зоне наибольшего четвертичного прогиба Куринской депрессии мощность антропогена достигает 900 м.

Ниже приводится краткая характеристика отдельных ярусов четвертичного периода.

а) Бакинский ярус. В районе архипелага отложения бакинского яруса имеют очень широкое развитие. В нижней части разрез представлен глинами с редкими прослоями песка, с обильными включениями сажистого вещества; выше он сложен серо-бурыми и бурыми неслоистыми глинами с тонкими прослоями мелко- и среднезернистых песков, плотных песчаников и конгломератов-ракушников. Фауна встречается часто и представлена формами, характерными для бакинского яруса других районов его развития (*Didacna parvula* Nal., *D. cattilus* Eichw., *D. rudis* Nal. и др.). Мощность бакинского яруса изменяется в пределах архипелага от 180 до 240 м; общее увеличение мощности происходит с северо-запада на юго-восток, т. е. в сторону погружения складчатости, а на отдельных поднятиях — от свода к крыльям.

б) Гюргянская свита. Литологически выражена серыми песчанистыми бесструктурными вязкими глинами, чередующимися с прослоями серых глинистых песков, содержащих фауну: *Didacna trigonula* Desh., *D. cristata* Desh., *D. vulgaris* Andr. и др. Мощность гюргянской свиты также увеличивается от 130 м на о-ве Булла до 170 м на о-ве Обливном.

в) Хазарский ярус характеризуется чередованием серых глин с алевритами и песчаными алевритами, а также наличием прослоев песка с битой ракушей. Встречаются также прослои плотных песчаников, конгломератов и известняков. В разрезе хазарского яруса встречаются частые прослои сопочной брекчии в виде пластов, чередующихся с нормальными морскими осадками. Из органических остатков в этом ярусе были определены: *Didacna crassa* Eichw., *D. baeri*(?) Gr., *D. surachanica* Andr., *D. vulgaris* Andr.

г) Хвалынский ярус. Литологически выражен глинами серыми, слабопесчанистыми, бесструктурными, с прослоями буроватых разностей и серых мелкозернистых песков. Указанные осадки переслаиваются с брекчиевидными породами, разбросанными по всему разрезу. Встречаются обильные обломки фауны и редкие целые сохранившиеся формы (*Didacna trigonula* Pall., *D. pacrignonoides* Nal., *D. aff. parallela* Bog. и др.).

Мощность хвалынского яруса колеблется от 45 м на северо-западе до 120 м на юго-востоке и юго-западе.

2. СХЕМА ТЕКТониКИ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

Общие черты тектоники Бакинского архипелага и прилегающей к нему части Прикуриной низменности характеризуются преобладанием линейной складчатости и развитием удлиненных антиклиналей; встречаются также брахиантиклинали, приближающиеся по своей форме к куполам; к ним относятся поднятия: о-в Свиной, Аляты-море, Кюрсангя и др. Кольцеобразное замыкание осевых линий складок, широко развитое в западном Апшероне и юго-восточном Кобыстане, в Бакинском архипелаге и в Прикуриной низменности не обнаружено. Основным направлением складчатости в этой области является северо-восточное, переходящее на юге в субмеридиональное; имеется также ряд субширотно ориентированных складок; это поднятия Аляты-море, Мишовдаг, Большой Харамы. Наблюдается разветвление осей складок и возникновение новых антиклинальных линий, не имеющих видимой тектонической связи с соседними антиклинальными зонами.

Общим признаком структур Бакинского архипелага и Прикуриной низменности является также наличие крупных продольных разрывов, большей частью приуроченных к присводовым участкам антиклиналей. Эти разрывы, обычно парные, протягиваются на десятки километров, охватывая иногда несколько самостоятельных поднятий. В ряде случаев по разрывам сброшена сводовая часть структуры и образуются грабены или же ступенчатые опускания в сторону одного крыла, чаще всего юго-западного. Подобная форма дислокации имеет место на структурах: о-в Дуваный, о-в Свиной, Кюрвдаг, Бабазанан, Нефтечала и др. Широкая сеть поперечных разрывов зафиксирована почти на всех известных поднятиях. Важной чертой тектоники области является наличие зоны, простирающейся с юго-запада на северо-восток, вдоль которой располагаются наиболее приподнятые антиклинальные складки (Бабазанан, Бяндован, Хамамдаг-море, Дуваный-море). На сводах этих поднятий продуктивная толща размыта на глубину от 600 до 900 м. Между тем на поднятиях, расположенных к северу и югу от этой зоны, размыв сводов значительно меньше. По-видимому, эта зона отвечает древнему погребенному валу, от которого унаследована ориентировка субширотных плиоценовых складок.

Зарождение некоторых антиклинальных зон произошло, по-видимому, в предсреднеплиоценовое время, в результате чего предполагается сокращение мощностей нижней части разреза продуктивной толщи на сводах отдельных поднятий. Весьма интенсивные тектонические движения имели место на границе среднего и верхнего плиоцена. Эти движения в Бакинском архипелаге и Прикуриной низменности обозначались усилением

деятельности грязевых вулканов и, вероятно, появлением новых очагов извержений, ростом складок и образованием разрывов. Сокращение мощности акчагыльского яруса на сводах поднятий, а местами полное его выклинивание, а также наличие большого числа прослоев пластовой брекчии в верхах продуктивной толщи, в акчагыльском и апшеронском ярусах говорят о сильных тектонических напряжениях, имевших место на рубеже среднего и верхнего плиоцена.

Анализ имеющихся данных показывает, что развитие складок не шло в одном направлении и рост их не протекал равномерно ни во времени, ни в пространстве. Так, например, поднятие на площади Кюрсангя по продуктивной толще, видимо, формировалось в апшеронское время, но в антропогене рост его почти прекратился, вследствие чего на своде четвертичных отложения не образуют перегиба. С другой стороны, на поднятиях Кюровдаг-Нефтечалинской зоны и северной части Бакинского архипелага древнекаспийские отложения на сводах или не накапливались вовсе, или же накапливались с большими перерывами и в сокращенной мощности, что указывает на прерывистый характер роста этих поднятий.

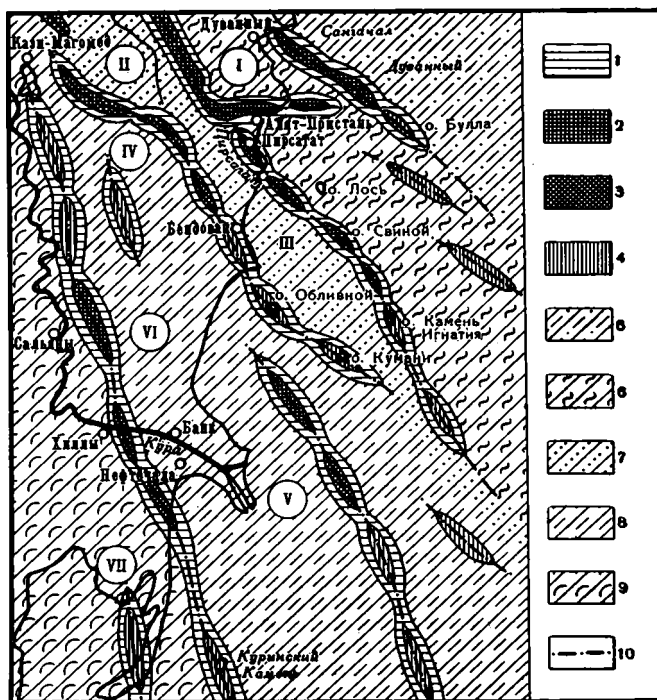
В Бакинском архипелаге и Прикуринской низменности, как и в других районах юго-восточного Кавказа, отмечается заметное смещение сводов некоторых поднятий. Так, например, современный свод поднятия Свиной-море смещен на 1000 м к юго-востоку от наиболее вышенной в акчагыльское время части структуры. Подобная же картина наблюдается на поднятии Аляты-море, а также в группе поднятий: Сангачалы-море, о-в Дуваный, о-в Булла и т. д.

Некоторые исследователи (Алиев, 1960; Ахмедов, 1957; Вебер, 1945; Путкардазе, 1958а; Хаин и Шарданов, 1952) отмечали, что Бакинский архипелаг в тектоническом отношении представляет собой единое целое с Прикуринской низменностью и юго-восточным Кобыстаном. Однако складкообразование не проявлялось на всей территории Прикуринской низменности и Бакинского архипелага с одинаковой интенсивностью; в различные эпохи оно охватывало различные участки.

В кайнозойской истории Куринской впадины выделяются (Хаин и Шарданов, 1952) три эпохи складкообразования: палеогеновая, миоплиоценовая и верхнеплиоценово-антропогеновая. Последняя эпоха складчатости и весьма интенсивной антропогеновой фазы. С этими фазами связаны образование разрывов и наибольшая активность грязевых вулканов, твердые продукты деятельности которых сыграли очень важную роль в формировании осадков верхнего плиоцена и антропогена.

Известные в Бакинском архипелаге и Прикуринской низменности разрывы связаны со складчатыми движениями и зародились еще в преднижнеапшеронскую фазу, но современные размеры и формы этих разрывов определились лишь в послебакинскую фазу, с которой связаны многочисленные разрывы в Бакинском архипелаге, секущие четвертичные отложения, а также провалы присводовых участков на поднятиях: Дуваный-море, Свиной-море, Аляты-море, о-в Булла. Большинство структур Бакинского архипелага располагается на продолжении в море складчатых линий юго-восточного Кобыстана и Прикуринской низменности. В схеме тектоники архипелага отчетливо выделяются антиклинальные зоны (фиг. 2) и разделяющие их синклинали.

Наиболее крупная известная антиклинальная зона Бакинского архипелага, протягивающаяся в направлении Пирсагат — о-в Свиной — банка Корнилова — Павлова, отчетливо выражена как на структурной карте, так и в рельефе морского дна. В этой зоне обнаружены бурением четыре и сейсморазведкой два антиклинальных поднятия (Камень Игнатия, банка Корнилова — Павлова). На сводах известных морских поднятий этой зоны продуктивная толща размыта на глубину от 350 м (Свиной-море) до 900 м



Фиг. 2. Структурная схема Бакинского архипелага и прилегающих участков суши (составил А. Л. Путкарадзе).

1 — антиклинальные зоны; 2—4 — антиклинальные поднятия с выходами на свode; 2 — продуктивной толщи; 3 — апшеронского яруса, 4 — древнекаспийских отложений; 5—9 — депрессионные зоны: 5 — Джейранкечмесская депрессия, 6 — Кичикдаг-Андреевский синклиорий, 7 — Навагинская синклираль, 8 — Каргалинский синклиорий, 9 — Нижнекуринский синклиорий; 10 — осевые линии антиклиналей

Хамамдаг-море). Почти вдоль всей зоны протягивается крупное нарушение, по-видимому, сбросового характера.

Важным элементом тектоники Бакинского архипелага также является антиклинальная зона Сангачалы-море — Дуваный-море, расположенная на юго-восточном продолжении оси Кянизадагского антиклинального поднятия. Морская часть этой зоны состоит из трех антиклиналей: Сангачалы-море, Дуваный-море и о-в Булла. Структуры в этой зоне осложнены крупным продольным разрывом и характеризуются сложным стратиграфическим соотношением в интервале апшерон — продуктивная толща. На юго-восточном продолжении Алятской гряды, в пределах моря, расположено брахиантиклинальное поднятие Аляты-море, отделяющееся от Дашгильского поднятия на суше седловиной, сложенной отложениями апшеронского яруса. Поднятие Аляты-море осложнено продольными разрывами, приуроченными к присводовой части структуры.

Антиклинальная зона банка Погорелая Плита — банка Борисова состоит из четырех крупных поднятий, два из них — о-в Карагедова и банка Борисова изучены сейсморазведкой. Поднятие банка Погорелая Плита сложено на свode продуктивной толщей, размытой на 300—350 м. Складка осложнена продольным разрывом, приуроченным к северо-восточному крылу. Поднятие банка Головачева, сложенное на свode отложениями апшеронского яруса, также осложнено продольным разрывом вдоль северо-восточного крыла. Характер и амплитуда этих разрывов пока недостаточно ясны.

Крупнейшим тектоническим элементом восточной части Прикуринской низменности являются антиклинальные зоны, проходящие через Падар — Кюровдаг — Бабазанан — Нефтечала и Мишовдаг — Калмас — Бяндован. Первая из них состоит из шести, а вторая из трех крупных самостоятельных поднятий. Морская часть Падар-Нефтечалинской зоны состоит из двух поднятий: Куринский Камень 1 и Куринский Камень 2, а морское продолжение Мишовдаг-Баяндованской зоны проявляется (по данным сейсморазведки) в виде погружающейся на юго-восток переклинали длиной до 30 км без следов обратного падения. Только в конце зоны отмечено слабо выраженное в слоях среднего плиоцена поднятие, к которому приурочена банка Кумани, образованная грязевым вулканом.

Обобщая сказанное, можно считать, что современный структурный план юго-восточного Кавказа в главных чертах определился еще в плиоцене; в антропогене имело место лишь дооформление этого плана и только в периферийных зонах наблюдается некоторая перестройка тектоники и весьма значительные проявления разрывных дислокаций, связанных с вертикальными перемещениями. В результате этих движений появились, с одной стороны, новые антиклинальные поднятия, приуроченные преимущественно к широким депрессионным прогибам, а с другой — имели место значительные погружения юго-восточных периклиналией некоторых антиклинальных поднятий, по-видимому, связанные с общим опусканием центральной зоны Каспийской впадины, особенно ее южной половины. В пределах шельфовой зоны бассейна, наравне с общим опусканием, своды отдельных поднятий испытали подъем, в результате чего осадки антропогена накапливались от нулевых мощностей на сводах до нескольких сот метров в синклинальных прогибах. Накопление огромной мощности антропогена в современных депрессионных зонах и малые мощности или полное отсутствие их на сводах антиклинальных поднятий говорит о широком размахе колебательных движений в антропогене, причем направление вертикальных перемещений не всегда совпадало с существующим структурным планом.

В ряде случаев имели место погружения юго-восточных периклиналией — хорошо выраженных и частично размытых сводов антиклинальных поднятий (Нефтяные Камни, Дуванный-море, банка Головачева и др.), — связанные с общим погружением центральной приосевой зоны Каспийской впадины. Значительные прогибания испытали в антропогене Прикуринская и Восточно-Апшеронская депрессии. При этом в Куринской депрессии в антропогене отмечается заметное смещение на юго-запад оси ее наибольшего прогиба по отношению к средне- и верхнеплиоценовым прогибам (Хаин, 1950), что, по-видимому, связано с общим более интенсивным подъемом Большого Кавказа по сравнению с Малым Кавказом.

Подобный характер геотектонического развития области в основном определил распределение мощностей и литофациальный состав четвертичных отложений Бакинского архипелага.

3. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

1) Продуктивная толща (средний плиоцен). Береговая линия реликта понтического бассейна еще не установлена окончательно, но отдельные этапы развития последовавшего за ним продуктивного моря выявлены достаточно надежно. Контур водного бассейна продуктивной толщи в среднем плиоцене резко менял свои очертания в зависимости от уровня бассейна; к концу века образовались далеко вдающиеся в сушу заливы (Прикуринский, Джейранкечмесский и др.) с многочисленными островами в пределах акваторий.

Терригенный материал в бассейн продуктивной толщи приносился как крупными водными артериями, так и многочисленными мелкими по-

токами, сбегаящими с воздымающихся горных сооружений Большого и Малого Кавказа. Значительную роль в накоплении осадков играла также абразия берегов и морские течения, переносившие поступавший извне материал и размывавшие повышенные участки рельефа морского дна. Все это создало чрезвычайно пеструю картину литологического состава осадков продуктивной толщи на отдельных участках ее развития.

Границы распространения продуктивной толщи установлены достаточно надежно. Отчетливо отбита граница продуктивной толщи вдоль северо-восточного борта Куринской депрессии; менее ясна эта граница вдоль ее юго-западного борта. Здесь опорной скважиной (Сабирабадская) вскрыта продуктивная толща на глубине 2630 м (Хайн и Ахмедов, 1957), и по ней пройдено 335 м, не достигнув ее подошвы. Данные бурения скважин на площадях Дайкенд (опорная) и Новоголовка (разведочные), а также сейсморазведка показали, что на участке между этими пунктами продуктивная толща выклинивается полностью. Недостаточно ясна граница распространения толщи на западе. Что же касается восточной границы распространения среднего плиоцена, то положение ее рисуется далеко за пределами восточного берега Каспийского моря.

Литологический состав продуктивной толщи характеризуется мощной серией чередующихся прослоев песков, алевроитов и глин со значительными колебаниями минералогического состава, главным образом песчано-алевритовых пород. При этом изменения наблюдаются как в плане, так и в разрезе, что, по-видимому, связано с изменением роли отдельных питающих провинций в снабжении бассейна терригенным материалом. Различие в литологической характеристике касается размещения и мощности песчаных и песчано-алевритовых пород, гранулометрического состава и степени выветрелости главных порообразующих компонентов и обломков эффузивных пород. Как общий признак может быть отмечено некоторое уменьшение песчаности разреза продуктивной толщи в Бакинском архипелаге по сравнению с Прикуринской низменностью и меньшей отсортированность терригенного материала. По ассоциациям терригенных минералов продуктивная толща юго-восточного Кобыстана, Прикуринской низменности и Бакинского архипелага почти одинакова.

По совокупности признаков в пределах всего Азербайджана в продуктивной толще выделяются грубо четыре существенно отличных друг от друга литофациальных типа осадков (кубинский, апшеронский, кобыстанско-прикуринский и южнокаспийский), имеющих преобладающее развитие на определенных участках.

В Прикаспийско-Кубинском районе разрез продуктивной толщи выражен различными фациальными подтипами с преобладанием в северо-западной части фации грубообломочных пород. С перемещением на юго-восток в разрезе выделяются три отдела (Алиев, 1949). Нижний отдел сложен буровато-серыми и серыми песчанистыми плотными глинами, с частыми прослоями серых, серо-бурых мелкозернистых, слабо сцементированных полимиктовых песчаников. Средний отдел сложен плотными глинами с прослоями красно-бурых песчаников, резко выделяющих этот отдел среди других частей разреза. В верхнем отделе преобладают песчаники бурые, средне- и крупнозернистые с прослоями серых и бурых плотных глин.

Минералогический состав кубинского типа продуктивной толщи характеризуется в легкой фракции невысоким содержанием кварца и полевых шпатов, с преобладанием над ними обломков пород. В значительном количестве присутствуют минералы глин. В тяжелой фракции главными компонентами являются гидроокислы железа и рудные непрозрачные минералы; иногда в значительном количестве присутствуют слюды и доломит, встречаются ставролит и дистен.

Апшеронский тип осадков характеризуется значительным преобладанием в составе легкой фракции терригенного кварца, являющегося главным породообразующим минералом. В тяжелой фракции характерна ассоциация — дистен, ставролит, силиманит, в количественном отношении играющая весьма подчиненную роль. Наибольшее развитие эта ассоциация минералов имеет на Апшеронском полуострове и Апшеронском архипелаге, где почти все песчаные горизонты продуктивной толщи обильно обогащены кварцем. В Бакинском архипелаге апшеронский тип осадков не встречен в пределах изученной бурением части разреза (1700 м), но часто присутствует в выбросах некоторых грязевых вулканов (Дуваный, Булла, Глиняный, Свиной, Камень Игнатия, банка Андреева), указывая на вероятность его нахождения в более глубоких слоях. На других островах и банках, расположенных южнее и юго-западнее, кварцевые песчаники не были обнаружены. В Кобыстане и Прикуринской низменности присутствие в разрезе продуктивной толщи апшеронского типа осадков также не было отмечено. Только на площади Дашгиль, расположенной на юго-восточном окончании Алятской гряды, из разведочной скважины, фонтанирующей нефтью, выносилось большое количество кварцевого песка вместе с нефтью. Обилие кварцевого материала наблюдается также в V и VII горизонтах южного крыла поднятия Карадаг. Эти горизонты, по данным ряда исследователей (Ахмедов, 1957; Баба-Заде и Цигер, 1957), отвечают низам балаханской свиты и «первому перерыву» продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Наличие в коренном залегании на указанных площадях в песчано-алевритовых породах большого количества кварца дает основание считать, что обломки кварцевых песчаников, найденные в выбросах грязевых вулканов Бакинского архипелага, принадлежат к тому же интервалу продуктивной толщи, что и V—VII горизонты Карадага и Дашгиля, а пункты, в которых были обнаружены кварцевые песчаники, приблизительно очерчивают площадь распространения апшеронского типа осадков в пределах моря.

Главной областью распространения кобыстано-прикуринского типа осадков являются Кобыстан и Прикуринская низменность. Широко развиты они также в Бакинском архипелаге и значительное место занимают в разрезе верхнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова.

Южнокаспийский тип осадков продуктивной толщи выделен в южной части Бакинского архипелага И. С. Мустафаевым (1958). Основной литолого-петрографической особенностью его является преобладание слабо окатанных и почти неизмененных обломков преимущественно свежих эффузивов и других пород над невыветрелыми полевыми шпатами; содержание кварца доходит до 20—30%, редко больше. Тяжелая фракция представлена главным образом устойчивыми прозрачными минералами при почти полном отсутствии или же незначительном содержании малоустойчивых минералов; пиритизация во многих образцах достигает значительной степени, присутствует вулканическое стекло, особенно в образцах с о-ва Куринский Камень. Породы указанного состава обнаружены на островах, расположенных в южной части Бакинского архипелага. Различие в минералогической ассоциации и в степени окатанности зерен на этом участке архипелага, по сравнению с другими участками, говорит о существовании в среднем плиоцене какого-то дополнительного источника сноса терригенного материала, игравшего важную роль в формировании осадков продуктивной толщи этого района. Таким участком питания могли быть Малый Кавказ, Талыш и погребенное ныне Мильско-Муганское поднятие, сложенные породами, сильно обогащенными эффузивным материалом.

Геотектоническая и палеогеографическая обстановки в начале века продуктивной толщи характеризовались интенсивным воздыманием молодых горных сооружений Большого и Малого Кавказа и значительным компенсационным прогибанием Куринской и Джейранкечмесской депрессий,

вследствие чего усилилось поступление терригенного материала в небольшой по размерам бассейн продуктивной толщи. В результате погружения приосевой зоны юго-восточного Кавказа в первой половине века границы бассейна продуктивной толщи значительно расширились на север, выходя далеко за пределы Апшеронского полуострова. В век «первого перерыва» произошло почти полное осушение участка, ныне занимаемого Апшеронским полуостровом (Федоров, 1957). По данным И. И. Потапова (1954), центральная часть этого участка была прорезана одним из рукавов Палео-Волги, образовавшим широкую речную долину, заполненную осадками «первого перерыва» и балаханской свиты. Начиная с балаханского века, продуктивный бассейн стал расширяться на север, достигнув к концу среднего плиоцена района «Черного Рынка», где в опорной скважине была выделена так называемая «терская свита» (Цатуров, 1948) с обильным содержанием кварцевого материала, залегающая между фаунистически хорошо охарактеризованными осадками понтического и акчагыльского ярусов.

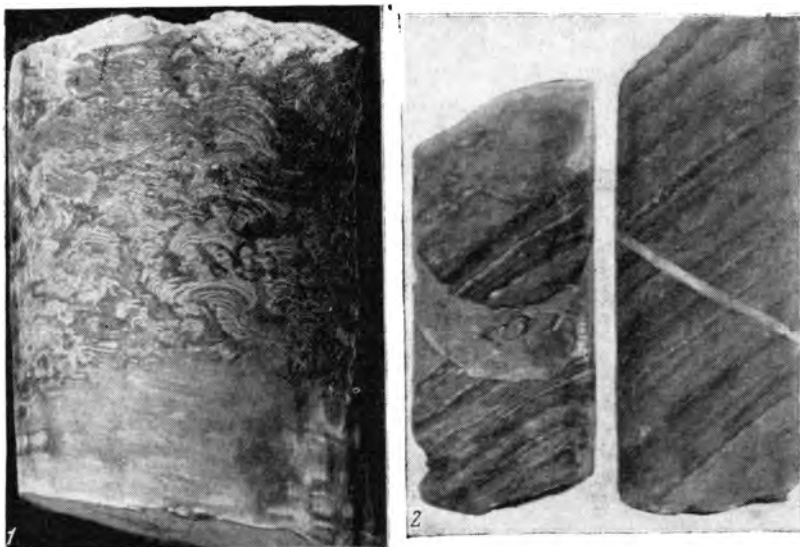
С перемещением берега на север туда же передвинулось и место поступления терригенного материала в бассейн продуктивной толщи из северной питающей провинции. Эти изменения палеогеографической обстановки нашли яркое отражение в составе продуктивной толщи Апшеронского полуострова и особенно более южных и западных участков бассейна, куда, по-видимому, вовсе прекратился доступ терригенного материала из северной питающей провинции.

Прорыв вод Палео-Волги в век «первого перерыва» через Апшеронский полуостров как нельзя лучше объясняет обогащение соответствующего интервала разреза продуктивной толщи кварцевым материалом в районах юго-западного крыла Карадага, Дашгиля и, возможно, Бакинского архипелага, на что в свое время обратил внимание П. П. Авдусин (1952).

В последующий период среднего плиоцена в бассейне продуктивной толщи обособились участки седиментации, для которых преобладающая роль в снабжении терригенным материалом принадлежала отдельным питающим провинциям. Такими участками в пределах юго-восточного Кавказа являлись Куринский район, Апшеронский полуостров, Кобыстан, Прикуринская низменность и юго-западная часть бассейна, прилегающая к северо-восточным склонам Малого Кавказа. Бакинский архипелаг находился на стыке трех последних участков седиментации, испытав на себе влияние тех питающих провинций, которые снабжали эти участки терригенным материалом.

Конец века продуктивной толщи ознаменовался усилением тектонических движений, ростом антиклинальных поднятий и активной деятельностью грязевых вулканов, особенно в северной части архипелага, о чем свидетельствует наличие пластов грязевулканической брекчии среди нормальных осадков продуктивной толщи на площадях Дуванный-море и Аляты-море. Многочисленные следы подводных оползней в продуктивной толще на поднятиях: Камень Персиянина, Аляты-море, Свиной-море и других, а также наличие знаков внедрения и трещин, заполненных материалом вышележащих слоев (фиг. 3), указывают на существование значительных уклонов морского дна и на активную сейсмичность района.

Начиная с балаханского века, бассейн продуктивной толщи испытал непрерывное расширение за счет усилившегося притока речных вод (Али-Заде, 1960), вследствие чего в приустьевых участках бассейна опреснение достигло значительных размеров, создающих условия для развития пресноводной фауны. Обилие остатков таких форм, как *Planorbis*, *Unio*, *Gimnaea*, в продуктивной толще и крупные их размеры говорят о более благоприятных условиях обитания этих организмов на участке Бакинского архипелага, чем на других участках среднеплиоценового бассейна.



Фиг. 3. Подводные оползни и знаки внедрения.

1 — верхи продуктивной толщи, Камень Персиянина; 2 — продуктивная толща, о-в Свиной

Распределение мощностей продуктивной толщи показывает, что район Бакинского архипелага в среднем плиоцене испытал интенсивное общее погружение вместе с Куринской впадиной и Джейранкечмесской депрессией. Однако в этих депрессиях накапливались осадки значительно большей мощности, чем в Бакинском архипелаге, представляющем собой продолжение на юго-восток Ленгебизско-Алятского антиклинория, испытавшего в среднем плиоцене некоторое воздымание.

На основе анализа данных о составе продуктивной толщи Бакинского архипелага намечается два важнейших этапа геологического развития этого района и формирования осадков среднего плиоцена.

Первый этап — когда северо-восточная часть Бакинского архипелага представляла собой юго-западную, краевую зону еще ограниченного по площади бассейна продуктивной толщи, где накопление осадков происходило главным образом за счет приноса терригенного материала из северной питающей провинции. Наличие мощных кварцевых образований в V и VII горизонтах южного крыла Карадага и на юго-восточных периклинальных окончаниях поднятий: Дашгиль, Дуванный, Кянизадаг — говорит о том, что в конце первой половины века продуктивной толщи началось прогибание Джейранкечмесской депрессии, вследствие чего образовался небольшой залив, где накапливались осадки апшеронского типа.

Второй этап ознаменовался значительным повышением уровня среднеплиоценового бассейна, повлекшего за собой перемещение его берегов, особенно на север и на запад. В результате этого имела место коренная перестройка системы терригенного питания участка Бакинского архипелага. Материал, приносимый с севера, сюда уже не попадал, но значительно усилилось поступление материала с ближайших отрогов Большого Кавказа, сложенных преимущественно глинистыми осадками миоцена и палеогена. Значительную роль в формировании осадков верхней части разреза продуктивной толщи играл также материал, приносимый с северо-запада, по-видимому, за счет размыва южных склонов Большого Кавказа и северо-восточных склонов Малого Кавказа. Обилие обломков туфогенных

пород, зерен пироксенов и роговой обманки в составе минералогической ассоциации верхней части разреза говорит о том, что накопление этих осадков происходило за счет кавказских источников питания. Бакинский архипелаг в это время представлял мелководный участок, изобилующий островами и банками, которые также местами разрушались. Сравнительное обилие остатков пресноводной фауны и растительности говорят о низкой солёности бассейна. Однако на ряде участков временами концентрация солей достигала значительных размеров, в результате чего образовались сильно известковистые и сильно огипсованные осадки.

Обогащение отдельных частей разреза продуктивной толщи гипсом наблюдается на многих участках ее развития. В ряде районов Азербайджана гипсовые накопления образуют тела крупных размеров в виде штоков и сильно огипсованных пород, залегающих в подошве продуктивной толщи. В ряде районов Кобыстана в гипсовых накоплениях нами была собрана хорошей сохранности угнетенная моллюсковая фауна понтического яруса (*Didacna incerta* Andr., *D. cf. lutra* Andr., *Prosodacna schirvanica* Andr. и др.). Гипсовые накопления, приуроченные к верхам среднего плиоцена, имеют более широкое распространение. Они встречаются вдоль юго-западных крыльев поднятий: о-в Жилой, Камень Григоренко и о-в Артема, где в контакте продуктивной толщи с акчагыльским и апшеронским ярусами образуются пропластки светло-серого гипса мощностью от долей сантиметра до 0,3 м, придающих породе полосчатый вид. Гипсовые прослой чередуются с обычными для продуктивной толщи этого района бурыми плотными глинами, также обогащенными гипсом. В составе этих пород отмечается резкое преобладание CaSO_4 (от 72 до 82%) над другими компонентами (Путкарадзе, 1958в), тогда как содержание гипса в глинах не превышает 40%.

Гипсовые накопления широко развиты в обнажениях продуктивной толщи от Алятской гряды на востоке до р. Алазани на западе. Как указывают С. А. Ковалевский (1936), Ф. А. Ширинов и другие, гипсовые скопления отмечаются в глинах грязно-бурого цвета, образующих высыпки в виде щеток на дневной поверхности. «Гипсоносная» толща в Ленгезбизском разрезе залегают на некотором расстоянии от подошвы акчагыльского яруса; с перемещением на запад она постепенно повышается и в западной части Аджиноура покрывается непосредственно базальным грубогалечным горизонтом акчагыльского яруса.

В Бакинском архипелаге, помимо тонких прослоев кристаллического гипса, среди глин имеют очень широкое распространение песчаники с гипсовым цементом; они были обнаружены почти всеми скважинами (банка Погорелая Плита, о-в Дуванный, Хамамдаг-море, о-в Булла и др.). В большинстве случаев эти песчаники представляют собой плотные породы, поверхности излома которых во всех сечениях переливаются шелковистым блеском.

Мы еще не располагаем достаточными данными для оценки геохимической обстановки бассейна продуктивной толщи в Бакинском архипелаге. Однако исследование кернового материала с банки Погорелая Плита¹ показало в ряде образцов резкое преобладание сульфатов в составе водорастворенных солей из пород продуктивной толщи. Не останавливаясь на характеристике условий образования гипсовых пород, отметим, что на указанных выше поднятиях, по-видимому, имелись отдельные мелководные сильно испаряющиеся и осушающиеся участки с повышенной концентрацией солей, в которых накапливался глинистый материал с гипсом, а в отдельные периоды выпадал почти чистый гипс. Обилие гипса в глинах верхней части разреза продуктивной толщи в Аджиноуре объясняется прибрежным положением этого участка среднеплиоценового

¹ Образцы изучались в геохимической лаборатории АзНИИ Н. И. Хацкевич.

Район	Геологический возраст	Число анализов	Соленость, °Бомэ			Cl ⁻ , мг-экв			Σ(a+k),	
			минимум	максимум	среднее	минимум	максимум	среднее	минимум	максимум
Остров Дуванный	ПТ ¹	6	3,3	11,0	7,5	45,3	186,0	119,8	105,2	379,2
Мыс Аляты . . .	»	1	—	—	2,8	—	—	33,6	—	—
Хамамдаг-море .	»	1	—	—	1,7	—	—	28,3	—	—
Остров Свиной .	»	16	2,3	6,1	3,8	32,4	106,5	64,6	70,8	213,4
Камень Персиянина	»	19	4,9	9,6	8,8	73,9	161,0	117,0	150,4	323,4
Банка Головачева	»	8	2,9	6,8	4,4	44,3	121,7	71,5	90,4	246,0
Қарабағлы	ПТ, I	8	1,4	2,4	1,7	15,6	34,9	25,0	33,1	73,5
»	» II	14	1,0	2,8	1,8	12,0	43,1	25,0	26,7	86,8
»	» IV	2	1,2	2,9	2,0	16,0	18,0	17,0	34,1	37,4
»	» VIII	2	1,5	1,6	1,5	22,0	23,0	22,5	45,5	47,3
»	» X	1	—	—	1,3	—	—	20,0	—	—
Камень Игнатия	Апшерон	5	1,5	2,8	2,0	14,9	25,7	18,0	42,0	58,0
Остров Глиняный	»	2	—	—	1,4	19,0	23,5	21,3	44,6	53,6
» Лось . . .	»	4	1,9	3,4	2,5	24,0	42,1	31,7	60,8	99,4
» Обливной	»	4	2,3	6,8	3,9	35,2	68,0	56,6	72,8	178,8
» Булла .	Древне-каспийский	5	1,9	2,9	2,4	22,3	38,5	28,3	47,8	85,6
Куринский Камень	То же	1	—	—	5,1	—	—	80,1	—	—

¹ Продуктивная толща

бассейна и наличием лагун или озер с высоким содержанием растворимых солей.

Для характеристики пластовых вод отдельных площадей Бакинского архипелага² мы располагаем очень небольшим количеством анализов (всего 99, в том числе 78 из продуктивной толщи и 21 из апшеронского яруса и древнекаспийских отложений). Столь незначительное количество данных не позволяет установить закономерности в изменении солевого состава вод, но некоторые особенности этих вод могут быть отмечены. Из таблицы видно, что общим признаком для вод отдельных площадей, независимо от стратиграфической принадлежности их, является то, что все они представлены двумя основными типами: воды жесткие — хлоркальциевые и воды щелочные — гидрокарбонатно-натриевые.

Жесткие воды представлены концентрированными растворами, в которых содержание хлоридов натрия колеблется в пределах от 70 до 94 г/л. Жесткость вод (коэффициент Пальмера — S_2), состоящая из хлоридов Ca^{2+} и Mg^{2+} , меняется в широких пределах от 1,80 до 31,52% (в разрезах продуктивной толщи). Соленость (в градусах Бомэ), содержание хлора и суммы анионов и катионов (в мг-экв), связанные с жесткостью вод функциональной зависимостью, меняются в более узких пределах, что существенно отличает эти воды от жестких вод продуктивной толщи Апшеронского полуострова, где коэффициенту жесткости вод в 25,00—28,00%

² Данные о водах Бакинского архипелага и Прикуринской низменности собраны и обработаны научным сотрудником ИГ АН Азерб. ССР Р. П. Павловой.

зателей химического состава вод

мг-экв	Коэффициент Пальмера, %						Генетические коэффициенты				Тип воды
	S ₂			A ₁			Na ⁺ Cl ⁻	Na ⁺ -Cl ⁻ SO ₄ ²⁺	Ca ²⁺ Mg ²⁺	Cl ⁻ -Na ⁺ Mg ²⁺	
	минимум	максимум	среднее	минимум	максимум	среднее					
249,0	18,68	31,52	25,29	—	—	—	<1	—	>1	>3	Хлоркальциевый
78,8	—	—	—	—	—	10,92	<1	—	—	—	Гидрокарбонатно-натриевый
58,4	—	—	7,18	—	—	—	>1	—	—	>2	Хлоркальциевый
117,2	8,14	25,76	11,43	—	—	—	<1	—	>1	>1	»
213,0	14,00	26,22	19,76	—	—	—	<1	—	>1	—	»
144,4	5,12	12,00	7,31	—	—	—	<1	—	>1	<1	»
54,59	2,52	10,88	6,30	—	—	—	<1	—	>1	>1	»
55,1	1,80	11,56	6,73	—	—	—	<1	—	>1	>1	»
35,7	0,26	2,46	1,36	—	—	—	<1	—	>1	—	»
46,4	3,82	4,22	4,02	—	—	—	<1	—	>1	—	»
41,5	—	—	1,34	—	—	—	<1	—	>1	—	»
47,8	27,02	31,72	27,09	—	—	—	<1	—	<1	—	Хлормагниевого
49,1	—	—	—	10,46	12,56	11,51	>1	>1	—	—	Гидрокарбонатно-натриевый
71,6	—	—	—	14,04	17,78	15,0	>1	>1	—	—	То же
116,6	2,80	9,90	5,33	—	—	—	<1	—	<1	—	Хлоркальциевый
65,0	—	—	—	3,98	14,60	6,0	—	—	—	—	Гидрокарбонатно-натриевый
162,0	—	—	2,34	—	—	—	<1	—	—	—	Хлоркальциевый

(верхних горизонтов продуктивной толщи) отвечает соленость 25—30° Бомэ, соответственно этому и значения $\epsilon_{(a+k)}$ достигают 600 мг-экв. Этого не наблюдается в жестких водах Бакинского архипелага и Прикуринской низменности.

На площади Карабаглы, где имеются данные по отдельным горизонтам продуктивной толщи, различить I и II горизонты по водам не удастся, так как по основным показателям солевого состава они перекрывают друг друга. Что касается IV, VIII и X горизонтов, то по ним составить какое-либо суждение трудно ввиду того, что по каждому из них имеются только единичные анализы. Однако, рассматривая данные анализов по месторождению Карабаглы в целом, можно отметить, что воды всех горизонтов представлены явно выраженным хлоркальциевым типом. Наблюдается тенденция к незначительному уменьшению содержания Cl, $\epsilon_{(a+k)}$ и жесткости вод (S₂) со стратиграфической глубиной. Это особенно заметно по верхнему пределу колебаний и по средним значениям основных показателей. Нижний же предел колебаний основных компонентов изменяется в довольно широких границах по всему стратиграфическому разрезу, поэтому на него ориентироваться нельзя.

Что касается апшеронского яруса и древнекаспийских отложений, следует отметить, что на площади Камень Игнатия воды представлены хлормагниевого типом, однако высокое содержание сульфатов (до 14%) говорит о том, что здесь, возможно, имеем дело со смешанными водами. На площадях о-в Лось и Куринский Камень воды имеют хлоркальциевый тип, а на остальных площадях — гидрокарбонатно-натриевый. При этом

стратиграфическая приуроченность их остается сомнительной, так как, сравнивая их с водами из тех же отложений Апшеронского полуострова (где соленость от 15 до 18° Бомэ, а жесткость S_2 от 21 до 27 %) и Прикуринской низменности (где соленость вод от 10 до 15° Бомэ, а жесткость от 21 до 25 %), видно, что ни по одному из показателей солевого состава вод они не подходят.

2) А к ч а г ы л ь с к и й в е к. Начало верхнего плиоцена ознаменовалось крупной акчагыльской трансгрессией, границы которой вышли далеко за пределы распространения всех предшествующих плиоценовых бассейнов. Однако неровности рельефа дна «продуктивного бассейна» сохранились, и значительно увеличилась амплитуда колебаний отдельных участков, отвечающих антиклинальным поднятиям и синклинальным прогибам. Вследствие этого на сводах антиклинальных поднятий имеет место заметное сокращение мощности акчагыльского яруса, а на ряде из них — слои акчагыльского яруса не отлагались вовсе (Путкардзе, 1940). Так, например, на поднятиях Свиной-море (северо-западная периклиналль), Дуваный-море (северо-восточное крыло), о-в Булла слои акчагыла отсутствуют; на поднятии банка Головачева отмечено резкое сокращение мощности его на своде, а на поднятиях банка Погорелая Плита и Аляты-море наблюдается заметное угловое несогласие между продуктивной толщей и акчагылом. Вместе с тем на площадях Аляты-море и Свиной-море имеет место также сокращение мощности акчагыла; причем наименьшие мощности его отмечены не на сводах, а на южном крыле поднятия в первом случае и на северо-востоке переклинали — во втором.

Литофациальный состав акчагыльского яруса характеризуется большим разнообразием — от тонкоотмученных листоватых глин (Апшерон, юго-восточный Кобыстан, Прикуринская низменность) до прибрежных образований, состоящих из чередования песков, песчаников, известняков-ракушечников и конгломератов, развитых в краевых зонах акчагыльского бассейна. Бакинский архипелаг был значительно удален от берегов бассейна, чем и следует объяснить глинистый характер разреза и сравнительно небольшие мощности акчагыльского яруса.

3) А п ш е р о н с к и й в е к (верхний плиоцен). На большей части территории Бакинского архипелага нижний подъярус апшерона залегает согласно на слоях акчагыльского яруса. Только на сводах отмеченных выше поднятий, где акчагыл отсутствует, апшеронский ярус лежит прямо на продуктивной толще. При этом наблюдается сокращение мощности нижнего подъяруса, вплоть до его полного выпадения. В этих случаях (южное крыло поднятия Аляты-море, юго-западное крыло банки Погорелая Плита) средний подъярус апшерона залегает на продуктивной толще с явно выраженным угловым несогласием.

Разрез апшеронского яруса весьма близок к разрезам его на соседних участках суши — юго-восточного Кобыстана и Прикуринской низменности, особенно в нижнем подъярусе. Наиболее песчаным в разрезе является средний подъярус. Однако как мощность отдельных прослоев песчаных образований, так и общая песчаность подъяруса значительно меньше в Бакинском архипелаге, чем на Алятской гряде и в северной части Прикуринской низменности.

Литофациальный состав нижнего подъяруса апшерона в Бакинском архипелаге довольно однообразен и представлен преимущественно темно-серыми и бурыми глинами, с редкими прослоями глинистых песков и песчаников небольшой мощности, местами детритусовых.

Палеогеографическая обстановка в нижнем апшероне характеризуется теми же признаками, что и в акчагыле; также мало отличались от акчагыльских и геотектонические условия. Только своды отдельных поднятий (Свиной-море, Аляты-море) испытали значительный подъем, в результате чего на них накопились осадки нижнего апшерона сокращенной

мощности, а на северо-восточном крыле поднятия Дуваннй-море осадки нижнего апшерона, так же как и акчагыла, не накапливались вовсе.

Обильные прослои грязевулканической брекчии в нижнем апшероне (Аляты-море, Свиной-море, банка Головачева), а местами полное замещение брекчий нормальных морских осадков подъяруса говорят о сильных грязевулканических извержениях, имевших место в нижеапшеронский век.

Переход от нижнего подъяруса апшерона к среднему в юго-восточном Кобыстане и на Апшеронском полуострове характеризуется наличием небольшого углового несогласия между ними и присутствием конгломератов, местами состоящих из гальки продуктивной толщи (Малый Кянизадаг). В Бакинском архипелаге эта граница фиксируется накоплением конгломерата и песчано-ракушниковых образований в разрезах среднего подъяруса на поднятиях: банка Головачева, Камень Игнатия, о-в Булла, что указывает на важные изменения в условиях накопления осадков, наступившие после нижеапшеронского века.

В Бакинском архипелаге отмечается значительное увеличение роли глинистых образований и уменьшение песчано-ракушниковых пород по сравнению с Апшеронским полуостровом и Кобыстаном. Глины преимущественно серые, сильнопесчанистые; пески серые, средне- и мелкозернистые; ракушники сильнопесчанистые, крепко сцементированные. Встречаются прослои черной неизвестковистой глины и вулканического пепла. Органическими остатками средний апшерон богат.

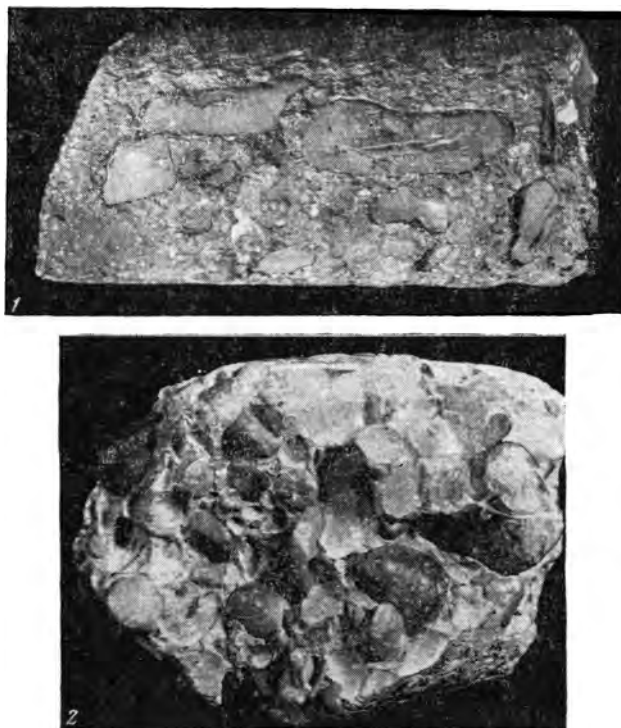
В начале среднего апшерона рамки бассейна сократились намного, а в районе Бакинского архипелага и на соседних участках суши море значительно обмелело и местами появились островки, послужившие источниками местного питания.

На ряде участков (юго-восточное крыло поднятия Хамамдаг-море, о-в Булла, Камень Игнатия, банка Головачева) в разрезе среднего апшерона наблюдаются прослои крупногалечного конгломерата, состоящего из неодинаково окатанных обломков осадочных пород, мраморовидного известняка, песчаника, доломита с обильным содержанием гальки изверженного комплекса, по-видимому, малокавказского происхождения (фиг. 4). Эти участки, возможно, представляли собой дельту крупной реки, приносящей обломочный материал как с Большого, так и с Малого Кавказа.

Изучение в шлифе (З. В. Тимофеева, ГИН АН СССР) включений в ракушниковом известняке апшеронского яруса из надводных гривок юго-западного крыла поднятия Хамамдаг-море (обр. 645) показало, что галька представляет собой кислый плагиоклазовый миндалекаменный порфирит. По мнению З. В. Тимофеевой, галька принесена с Малого Кавказа, где подобные породы широко распространены в байосе (Сомхето-Кафанская зона) и эоцене (Ордубадская зона).

На дальнейшее уменьшение ареала апшеронского бассейна указывает сокращение площади распространения верхнего подъяруса и значительное огрубение обломочного материала. На ряде участков суши отмечено несогласное залегание верхнего подъяруса на среднем апшероне (Мишовдаг, Каламадин, северо-восточное побережье Апшеронского полуострова). В Бакинском архипелаге только на некоторых площадях (Камень Игнатия) отмечается увеличение углов падения (на 4—6°) при переходе от верхнего подъяруса к среднему.

В литофациальном отношении верхний апшерон здесь также выражен глинами с прослоями песчано-ракушниковых образований и с одним прослоем (близ подошвы) вулканического пепла. В верхней части верхнего апшерона (о-в Свиной) присутствует 20-метровый пласт песчано-ракушникового известняка, выделяющегося по каротажным данным (высокое сопротивление). Наличие этого пласта отмечается и в северной части



Фиг. 4. Конгломераты среднего апшерона.
1 — Камень Игнатия; 2 — о-в Булла

архипелага, на далеких крыльях поднятий Сангачалы-Дуванинской зоны, Алята-море, Хамамдаг-море, а также на ближайших участках суши (Пирсагат и др.), где он выражен в той же литофации, с переходом в нижней части в грубозернистый песок.

4) **А н т р о п о г е н.** Палеогеографическая обстановка в начале антропогена, после значительных поднятий верхнеапшеронского времени, характеризовалась дальнейшим погружением указанных выше заливов, особенно Куринского, где наиболее отчетливо отметилась трансгрессия Бакинского моря, вызвавшая затопление верхнеапшеронских островов и аллювиальных равнин, с трех сторон окаймляющих Куринский залив, в результате чего значительно расширились его контуры. Несмотря на повышение уровня моря, на сводах ряда поднятий сохранилась тенденция подъема, вызвавшая сокращение мощности бакинского яруса на этих сводах. По данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова [1952], в центральной части Куринской впадины в бакинское время шло накопление преимущественно континентальных осадков — озерных в его осевой полосе и аллювиально-пролювиальных — вдоль северного борта.

По всему Бакинскому архипелагу отчетливо отмечается перерыв между апшеронским ярусом и бакинскими слоями, знаменуя собой переход от третичного периода к четвертичному. Угловое и азимутальное несогласие между апшеронским ярусом и бакинскими слоями выражено достаточно ясно, о чем говорит соотношение линий выхода подошвы бакинского яруса на дне моря и простираение апшеронских слоев на площадях: Дуваннй-море, банка Головачева, Хамамдаг-море (фиг. 5) и др. Угловое несогласие на площади Аляты-море достигает 4—10°, а азимутальное на площадях банка Головачева, Дуваннй-море — около 10—12°. Во всех

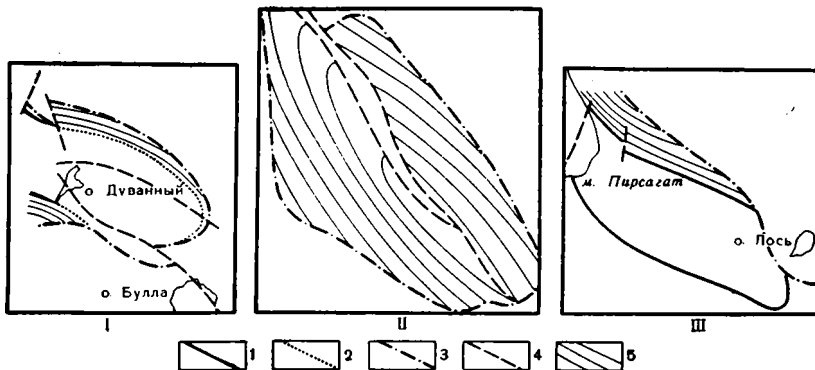
указанных случаях, как и на Нефтяных Камнях, линии контакта четвертичных отложений с подстилающими срезают юго-восточные периклинали поднятий, что свидетельствует об интенсивном погружении Южно-Каспийской впадины именно в четвертичное время.

Глинистый разрез бакинского яруса сменяется более грубообломочными осадками гюрджанского века, выраженными на соседних участках юго-восточного Кобыстана высокоподнятыми террасами, почти повсюду отделенными от бакинского яруса отчетливым угловым несогласием, достигающим 5—10°. В прилегающей к Бакинскому архипелагу части Куринской впадины и юго-восточного Кобыстана гюрджанский горизонт сложен морскими образованиями с обильной фауной.

Хазарское время ознаменовалось значительным сокращением водного пространства Каспийского бассейна, повлекшим за собой осушение некоторых участков, занятых ныне морем. Предхазарские движения вызвали заметную деформацию гюрджанских слоев, особенно в антиклинальных зонах, на ряде участков приведшую к угловым несогласиям с хазарским ярусом (Жуков, 1929). На сводах антиклинальных поднятий Бакинского архипелага слои хазарского яруса нигде не обнаружены; вскрыты они только на о-ве Булла и в ряде других пунктов, приуроченных к далеким крыльевым и периклинальным частям складок. Дислоцированы они здесь мало — в пределах 2—4°.

Литогеогический состав хазарского яруса на Апшероне и в юго-восточном Кобыстане характеризуется преимущественно грубообломочными осадками — галечниками, гравием, грубозернистыми песками и ракушниками; глинистые и песчанистые прослои в разрезах хазарского яруса преобладают в Прикуринской низменности. Палеогеографическая обстановка хазарского времени характеризуется значительной трансгрессией, не достигшей, однако, размеров гюрджанской вследствие поднятий, имевших место в конце гюрджанского века на периферии Большого и Малого Кавказа (Хайн и Шарданов, 1952). Глубины хазарского моря на Апшероне и в юго-восточном Кобыстане были в пределах 10—15 м, а в Прикуринской низменности, где происходило накопление преимущественно терригенного материала, приносимого реками, немного превышали эти цифры.

Началу хвалынского века предшествовали заметные тектонические деформации хазарских слоев, выразившиеся как в поднятии, так и в образовании складчатости. В северо-восточной прибортовой части Куринской депрессии наклон хазарских слоев достигает значительных размеров, а в ряде мест слои подвергнуты разрывной дислокации.



Фиг. 5. Схемы структурных соотношений апшеронского и бакинского ярусов в районах о-ва Дуванного (I); банки Головачева (II), Хамамдаг-моря (III).

1 — акчагыльский ярус; 2 — контакт апшероно-акчагыло-продуктивной толщи; 3 — контакт бакинского яруса с подстилающими отложениями; 4 — нарушения; 5 — изогипсы структуры апшеронского яруса

Осадки древнехвалынского яруса имеют почти то же распространение, что и хазарские отложения. На Сангачалы-Алятском побережье они представлены песками с галькой и битой ракушей. В Бакинском архипелаге в разрезе его появляются суглинки и обильная примесь обломочного материала из грязевулканической брекчии.

Новохвалынская терраса имеет распространение преимущественно вдоль современной береговой полосы, и только в Нижне-Куринской депрессии она встречается на значительном удалении от берега, достигая Аджикабульского озера. Литологически он выражен песками и ракушниками с прослоями галечника в основании. В пределах Бакинского архипелага новохвалынский горизонт трудно отделить как от подстилающих, так и от покрывающих его современных осадков Каспийского моря.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А в д у с и н П. П. Строение пород и фаций среднего плиоцена Восточного Закавказья. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- А л и е в А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1949.
- А л и е в А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Баку, Азнефтеиздат, 1960.
- А л и - З а д е А. А. Палеогеография бассейна балаханского яруса. Баку, Изд-во АЗИНТИ, 1960.
- А х м е д о в Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Баку, Азнефтеиздат, 1957.
- Б а б а - З а д е Б. К., Ц и г е р Б. М. Новый тип залежи на Карадагской площади Апшеронского полуострова.— Новости нефт. техн., геол., 1945, № 1.
- В е б е р В. В. Нефтеносные фации продуктивной толщи.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 2.
- Г о р и н В. А. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. Баку, АзГОНТИ, 1939.
- Ж у к о в М. М. Некоторые результаты геологических исследований на Алятской гряде в Кабристане.— Азерб. нефт. хоз-во, 1929, № 5.
- К о в а л е в с к и й С. А. Континентальная толща Аджиноура. Баку— М., ОНТИ, 1936.
- К о в а л е в с к и й С. А. Геология Азербайджана, т. I. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
- М у с т а ф а е в И. С. О литофациях отложений продуктивной толщи Бакинского архипелага.— Азерб. нефт. хоз-во, 1958, № 11.
- П о т а п о в И. И. Апшеронская нефтеносная область (геологическая характеристика). Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1954.
- П у т к а р а д з е А. Л. Продуктивная толща Кобыстана.— Азерб. нефт. хоз-во, 1940, № 6.
- П у т к а р а д з е А. Л. Бакинский архипелаг. Баку, Азнефтеиздат, 1958а.
- П у т к а р а д з е А. Л. Литофациальная характеристика продуктивной толщи Бакинского архипелага.— Геол. нефти и газа, 1958б, № 8.
- П у т к а р а д з е А. Л. Стратиграфические и тектонические соотношения на границе верхнего и среднего плиоцена юго-восточного Кавказа.— Изв. АН Азерб. ССР, серия геол., 1958в, № 1.
- Ф е д о р о в П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Х а и н В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- Х а и н В. Е., А х м е д о в Г. А. Геологическое строение Азербайджанской ССР по материалам опорного бурения.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1957, вып. 111. Очерки по геологии СССР, 3.
- Х а и н В. Е., Ш а р д а н о в А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
- Ц а т у р о в А. И. Континентальная толща Грозненской области.— Азерб. нефт. хоз-во, 1948, № 2.

*Э. А. Даидбекова, Р. С. Бабаева, З. Г. Григорьянц,
Ф. М. Курбанова, Б. М. Ибрагимова,
О. Д. Шамилова*

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД И АЛЛОТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Задачей настоящей работы было выяснение гранулометрического состава и аллотигенных минералов средне- и верхнеплиоценовых отложений Нижнекуринской впадины по разрезу и на площади, а также выявление в них признаков преобразования терригенных компонентов в постседиментационной истории. При выполнении работы были использованы данные по изучению отложений продуктивной толщи, ачкагыльского и апшеронского ярусов, вскрытых скв. 4 Аляты-море, а также результаты петрографических исследований, проведенных в последние годы в АзНИИ на площади Нижнекуринской впадины.

1. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

По гранулометрическому составу породы средне- и верхнеплиоценовых отложений Нижнекуринской впадины подразделяются на четыре типа: песчаные, алевритовые, неотсортированные и глинистые¹. Степень изученности пород этих типов в разрезе описываемых отложений приводится в табл. 1, из которой следует, что наряду с тонкодисперсными глинами среди них встречаются разнотернистые породы, представленные супесями, суглинками и т. п.

Исследованные породы в подавляющем большинстве плохо отсортированы, заметно обогащены глинистым материалом, содержание которого составляет обычно не менее 10—15%. В связи с этим одной из характерных особенностей литологического состава средне- и верхнеплиоценовых отложений описываемой области является почти полное отсутствие чистых, т. е. хорошо отсортированных песков, алевритов и глин. Преобладают в разрезе глинистые песчаники и алевриты, а также глины, в той или иной мере обогащенные песчано-алевритовым материалом.

В соответствии с этим в гранулометрическом составе пород заметно преобладает глинистая ($<0,01$ мм) фракция, второстепенное значение имеет алевритовая (0,1—0,01 мм) и песчаная (0,25—0,1 мм) фракции и очень незначительную часть составляет фракция $>0,25$ мм. Эти особенности гранулометрического состава являются характерными; они сохраняют свое постоянство почти для всех отложений среднего и верхнего плиоцена Нижнекуринской впадины.

Вместе с тем отмечается, что характер отложений во времени и в пространстве подвергался значительным изменениям. Многочисленными исследованиями пород Прикуринской низменности и Бакинского архипелага (Алиев, 1949, 1960; Али-Заде, 1960; Али-Заде и Ширинов, 1955;

¹ Использована классификация АзФАНа (Авдусин, 1939).

Степень изученности различных типов пород в разрезе среднего и верхнего плиоцена Нижнекуринской впадины

Гранулометриче- ские типы	Порода	Число исследованных образцов			
		Продук- тивная толща	Акчагыль- ский ярус	Апшерон- ский ярус	Всего
Песчаные	Песок	—	—	2	2
	» алевритовый	—	—	2	2
	» глинисто-алеvритовый	1	4	4	9
	» алеврито-глинистый	7	3	22	32
	» глинистый	—	2	6	8
Алевритовые	Алеврит	—	—	1	1
	» песчаный	—	—	1	1
	» глинисто-песчаный	1	—	7	8
	» песчано-глинистый	14	5	3	22
	» глинистый	152	14	57	223
Неотсорти- рованные	Супесь	58	18	31	107
	Субалеvрит	37	10	25	72
	Суглинок	94	12	28	134
	Хлидолит	46	6	13	65
Глинистые	Глина	474	198	417	1089
	» песчаная	2	—	29	31
	» алевро-песчаная	16	4	16	36
	» песчано-алеvритовая	49	8	20	77
	» алевритовая	492	163	367	1022
Общее число образцов . . .		1443	447	1051	2941

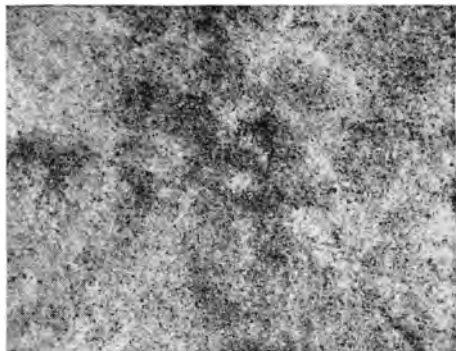
Ахмедов, 1957; Мустафаев, 1961; Султанов, 1959; Хаин и Шарданов, 1952; Путкарадзе, 1958) установлено, что условия осадконакопления в среднем и верхнем плиоцене этой области неоднократно изменялись, что вызывалось непостоянством геотектонической, палеогеографической и гидродинамической обстановок.

Рассмотрим гранулометрические типы средне- и верхнеплиоценовых отложений по разрезу скв. 4 Аляты-море и Нижнекуринской впадины в целом, а также по отдельным стратиграфическим подразделениям.

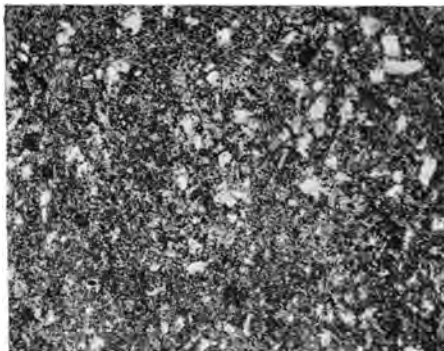
Продуктивная толща

Разрез продуктивной толщи, вскрытый скв. 4 Аляты-море в интервале глубин 610—1207 м, сложен глинистыми образованиями с редкими и тонкими пропластками алевролитов.

Глинистые породы обычно массивные и, реже, слоистые. Текстура их преимущественно беспорядочная, иногда тонкослоистая. Слоистость горизонтальная. Излом раковистый, неровный. Под микроскопом в плоско-



Фиг. 1. Глина с массивно-пелитовой структурой. Аляты-море, скв. 4, глубина 794—801 м. Увел. 57, без анализатора.



Фиг. 2. Глина с алевро-пелитовой структурой. Аляты-море, скв. 4, глубина 967—974 м. Увел. 90, без анализатора.

параллельных шлифах видно, что они сложены тонкодисперсной известково-глинистой массой, в которой сравнительно равномерно рассеяны зерна кварца, полевых шпатов, обломков глинистых и карбонатных пород. Встречаются единичные зерна магнетита, ильменита, хлорита, гидроокислов железа и др. Форма зерен указанных минералов в основном неправильная угловатая. Величина зерен 0,02—0,04 мм. Структура пелитовая (фиг. 1) и алевро-пелитовая (фиг. 2).

Алевролитовые породы мелко- и тонкозернистые, известковистые, аналогично глинам имеют бурую и серовато-бурю окраску, обычно сцементированы. Тонкослоистые разности иногда содержат включения зерен кальцита и мусковита. Под микроскопом терригенный материал представлен кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Зерна кварца имеют угловатую, полуокатанную и, реже, окатанную форму. Встречается кварц с трещинами на поверхности, зональным погасанием, а также катаклатический. Зерна полевых шпатов угловатые, в основном свежие, реже пелитизированные, представлены плагиоклазами (андезин №№ 34—40) и ортоклазом. Среди обломков пород преобладают глинистые и известковистые, второстепенную роль играют кремнистые и эффузивные. В количестве не более 2—3% встречаются хлорит, глауконит, пирит, гидроокислы железа, а также единичные зерна биотита и роговой обманки. Цемент алевролитовых пород глинистый, известковистый, известково-глинистый и, реже, гипсовый. Иногда встречаются разности с участками хлоритового и пиритового цемента. Глинистая масса цемента часто хлоритизирована. Тип цементации смешанный: контактный, заполнения пор и базальный. Структура псаммо-алевролитовая. Соотношение терригенного материала и цемента в среднем 1 : 1,6, а в отдельных случаях 1 : 2,5.

По гранулометрическому составу (данные 48 анализов) среди пород продуктивной толщи преобладают хорошо отмученные и алевролитовые глины, значительно реже встречаются глинистые алевролиты, песчаные алевролиты, а также суглинки и субалевролиты (табл. 2). Обращает на себя внимание высокое содержание в глинах фракции $< 0,01$ мм, составляющее от 83,34 до 99,47%. Наряду с хорошо отмученными глинами, встречаются разности, в составе которых имеется значительная примесь (до 49,45%) алевролитовой фракции. Реже присутствует более крупный (0,1—0,25 мм) обломочный материал, содержание которого обычно составляет не более 1,01%, но в отдельных случаях достигает 4,14% (табл. 2). Что касается гранулометрической характеристики песчаных и алевролитовых пород, то она находится в тесной зависимости от содержания в них глинистого материала.

Средний гранулометрический состав пород продуктивной толщи по разрезу скв. 4 Аляты-море (в %)

Порода	Фракции в мм								Число анализов
	>0,25		0,25—0,1		0,1—0,01		<0,01		
	Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее	
Глина . . .	—	—	0,00—1,32	0,16	0,31—16,66	6,74	83,34—99,47	83,10	23
Алевритовая глина . .	—	—	0,00—4,14	0,84	20,75—49,45	31,50	50,55—79,09	67,66	16
Глинистый алеврит .	—	—	0,00—0,05	0,03	50,81—56,11	54,12	43,89—49,14	45,85	3
Песчаный алевролит ¹ . .	—	—	23,45—38,09	30,77	61,91—76,55	69,23	—	—	3
Суглинок . .	—	—	—	25,73	—	30,73	—	43,54	1
Субалеврит	—	—	2,5—4,83	3,66	48,69—49,09	48,89	46,08—48,81	47,45	2

¹ Гранулометрический состав алевролитов изучен в шлифах

Характерно, что песчано-алевритовые образования продуктивной толщи разреза скв. 4 Аляты-море почти аналогичны тем же породам большинства разведочных площадей Бакинского архипелага и прилегающей к ним прибрежной полосы и содержат в своем составе значительный процент обломков глинистых пород (фиг. 3) и глинистого цемента (фиг. 4). В связи с этим результаты гранулометрического анализа данных пород, произведенного методом отмучивания¹, обычно не характеризуют истинного состава и размерности обломков, так как слагающий их глинистый материал, подвергаясь разрушению при растирании, естественно переходит во фракцию <0,01 мм.

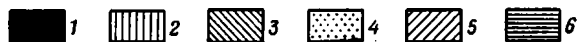
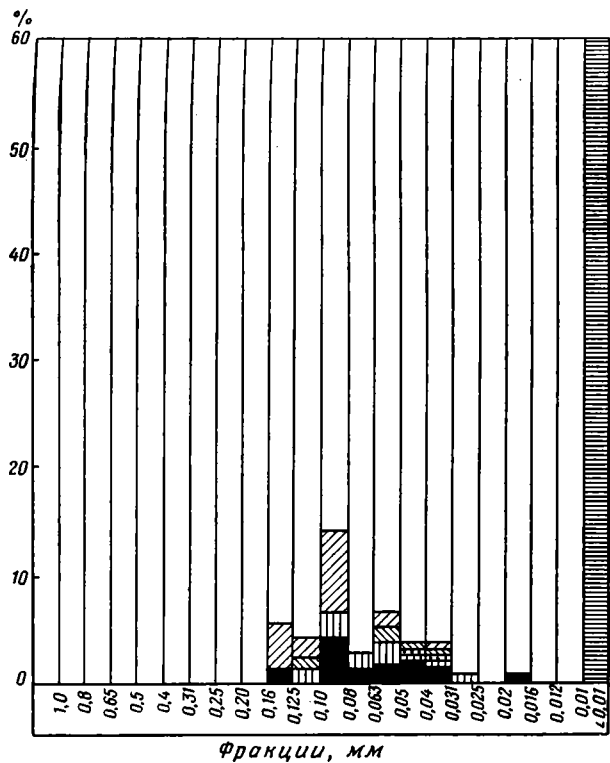
Вследствие этого исследуемые породы, представляющие собой макроскопически глинистые песчаники, определяются на основании гранулометрического анализа как алевритовые глины, суглинки, субалевриты и т. д. Данные изучения гранулометрического состава этих пород в шлифах изображены на гистограммах (фиг. 3, 4), из которых следует, что обычно размер обломков терригенного материала изменяется от 0,016 до 0,16 мм и, реже, достигает 0,25 мм. При этом преобладающими являются обломки величиной от 0,05 до 0,16 мм, благодаря чему основная масса пород продуктивной толщи Аляты-море (скв. 4) представляет собой песчаные алевролиты, глинистые алевриты и субалевриты.

Несмотря на то, что присутствие этих отложений в пределах Нижнекуринской впадины обнаружено более чем на 20 разведочных площадях, ни в одной из них разрез продуктивной толщи не вскрыт до ее подошвы. Кроме того, как правило, верхняя часть разреза описываемых отложений (в пределах ~600 м от кровли продуктивной толщи) изучена значительно подробнее, чем нижняя. В соответствии с этим приводимая ниже сводка материалов по гранулометрии пород данной области производилась нами для верхних 600—800 м продуктивной толщи (I пироксено-роговообманковая свита) (Алиев, 1947; Ахмедов, 1948).

Остановимся на распределении гранулометрических типов осадков данной части разреза по площади.

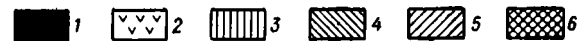
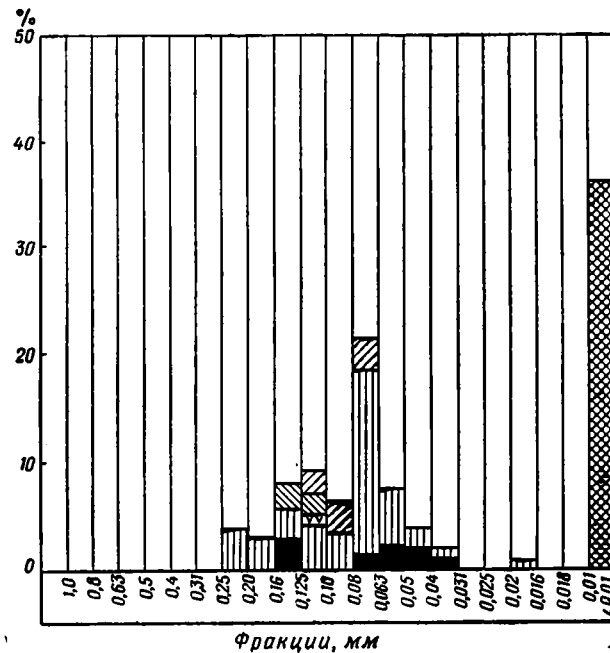
Исследованиями многочисленных геологов и геофизиков (Алиев, 1949, 1960; Али-Заде и Ширинов, 1955; Куликов, 1960; Путкарадзе, 1958; Хаин

¹ Гранулометрический анализ описываемых пород производился методом АзНИИ (Пустовалов и др., 1944).



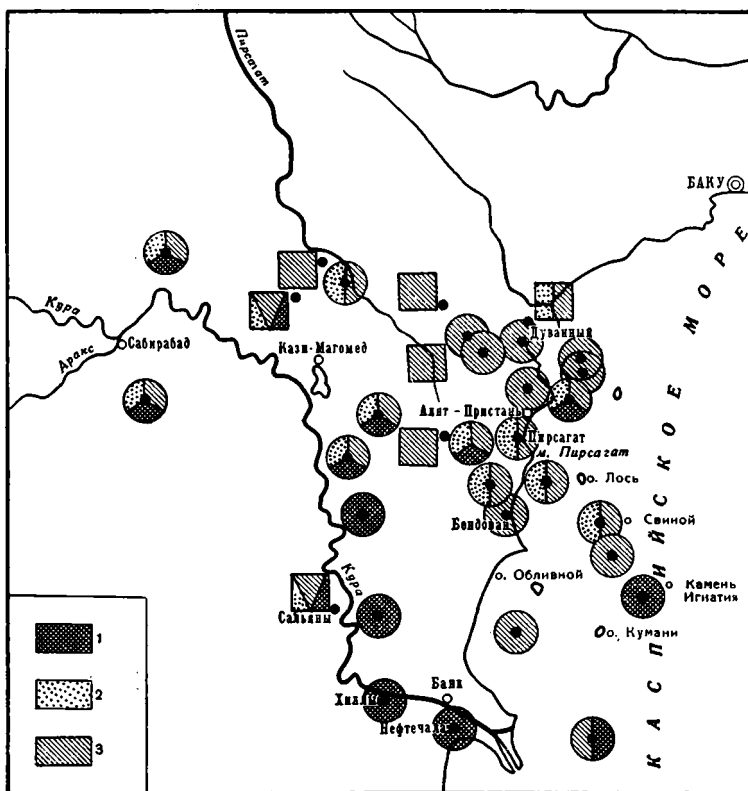
Фиг. 3. Гранулометрический и вещественный состав песчаного алевролита из продуктивной толщи разреза Аляты-море, скв. 4, глубина 616—623 м.

1 — полевые шпаты; 2 — обломки глинистых пород; 3 — обломки карбонатных пород; 4 — обломки кремнистых пород; 5 — кварц; 6 — карбонатный цемент



Фиг. 4. Гранулометрический и вещественный состав песчаного алевролита из продуктивной толщи разреза Аляты-море, скв. 4, глубина 1064—1073 м.

1 — полевые шпаты; 2 — обломки эффузивных пород; 3 — обломки глинистых пород; 4 — обломки карбонатных пород; 5 — кварц; 6 — глинистый цемент



Фиг. 5. Схема петрографической изученности средне-верхнеплиоценовых отложений Нижнекуринской впадины.

1 — ашшеронский ярус; 2 — акчагыльский ярус; 3 — продуктивная толща; кружками обозначены пункты изучения по скважинам, квадратами — по естественным обнажениям

и Шарданов, 1952) установлено, что область Нижнекуринской впадины в век продуктивной толщи представляла собой бассейн, расчлененный выступающими над его поверхностью полуостровами и подводными поднятиями на ряд заливов. При этом обмеление бассейна происходило в северо-западном направлении, к бортовым частям Джейранкечмесской депрессии (Донгуздык, Кыркишлак и др.), о чем свидетельствует развитие грубообломочных пород. Мощность отложений продуктивной толщи составляет здесь 400—500 м.

В юго-восточном направлении (фиг. 5) в районе Бакинского архипелага (Дуванный-море — банка Головачева) и прилегающей к нему прибрежной части Прикуринской низменности (Дуванный, Пирсагат, Хыдырлы, Бяндован и др.) бассейн продуктивной толщи испытывал наибольшее погружение. Разрез верхней части продуктивной толщи представлен преимущественно глинистыми образованиями с прослоями песчано-алевритовых пород (фиг. 6). Разрез плохо дифференцирован; распределение мелкообломочного материала по разрезу крайне беспорядочно. Мощность продуктивной толщи здесь превышает 2000 м.

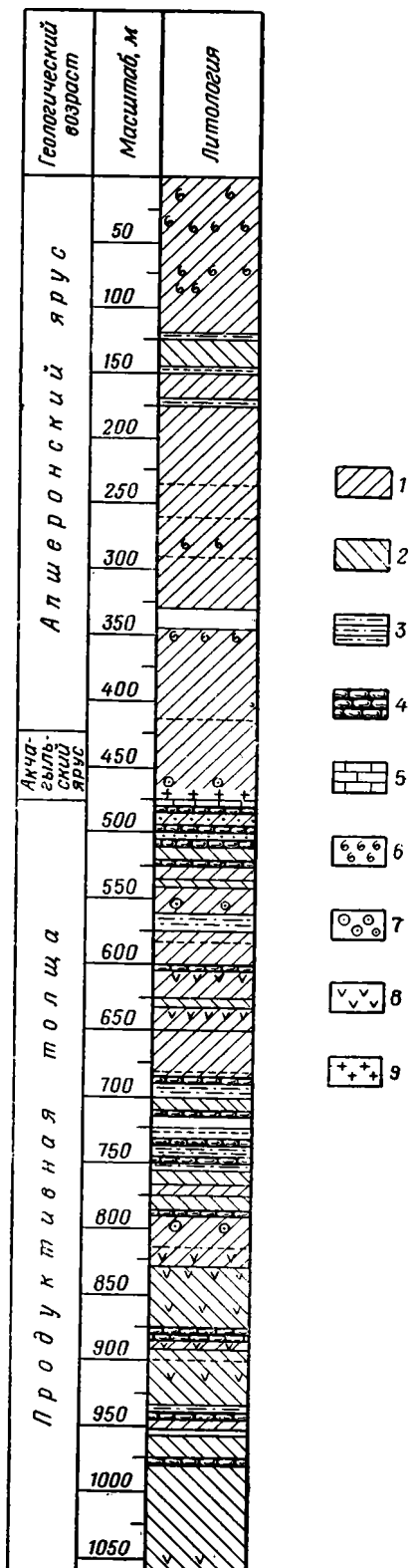
По направлению на запад (Мишовдаг, Кюровдаг, Сарыджалар, Малый Харамы, Падар) количество и мощность прослоев песчаных и алевритовых пород в разрезе верхней части продуктивной толщи значительно возрастают. Разрез отличается хорошей дифференцированностью, выражающейся в достаточно четком и ритмическом переслаивании песчаных и алевритовых горизонтов и глинистых пачек. При этом пачки песчаных

и алевритовых пород значительной мощности располагаются непосредственно в кровле продуктивной толщи и слагают здесь песчано-алевритовый горизонт, достигающий в Кюровдаге 70 м, в Сарыджаларе 110 м, в Бабазанане 85 м, в Мишовдаге 135 м и в Малом Хараме 110 м. В соответствии с подобным распределением литофаций в пределах описываемой территории значительные изменения испытывает гранулометрическая сортировка обломочного материала. Так, если в крайних северо-западных разрезах (Каламадын, Падар, Сарыджалар, Малый Хараме) среднее содержание фракций $>0,01$ мм составляет 35,46—55,07%, то в юго-восточной части области (Дуваннй-море, Аляты-море, о-в Свиной, банка Головачева и др.) оно обычно не превышает 17,83—27,95%.

Весьма характерно повышенное содержание в песчаных и алевритовых породах продуктивной толщи западной части области фракции 0,25—0,1 мм, которое в отдельных ее разрезах (Сарыджалар, Малый Хараме, Кюровдаг) достигает 25% и более (табл. 3). Количество фракции $>0,25$ мм в этих разрезах составляет соответственно 7,01, 5,83 и 1,36%. В гранулометрическом составе тех же пород Бакинского архипелага и прилегающих площадей, расположенных в прибрежной полосе суши, фракция $>0,25$ мм почти исчезает, а количество фракции 0,25—0,1 мм достигает своего минимума (14,55—0,88%). Так, если содержание песчаного ($<0,1$ мм) материала в песчаных и алевритовых породах описываемых отложений в среднем составляет в Сарыджаларе 30,45%, в Кюровдаге 27,25%, в Бабазанане 25,73%, то в восточном направлении оно уменьшается до 12,47% на банке Головачева и до 1,47% в Аляты-море (табл. 3).

Фиг. 6. Литологический разрез средневерхнеплиоценовых отложений Аляты-море, скв. 4.

1 — глина серая; 2 — глина бурая; 3 — алевролит; 4 — песчаник; 5 — известняк; 6 — фауна; 7 — конкреции; 8 — гипс; 9 — вулканический пепел



В соответствии с этим меняется также гранулометрический состав глинистых пород; по направлению с запада на восток глины верхней части разреза продуктивной толщи становятся более дисперсными. Примесь алевритового и песчаного материала в них соответственно уменьшается от 20,86—31,33% в Бабазанане и Калмаса до 15,27—27,04% в Хыдырлы и Хамамдаг-море (табл. 3).

Таблица 3

Средний гранулометрический состав пород продуктивной толщи Нижнекуринской впадины (в %)

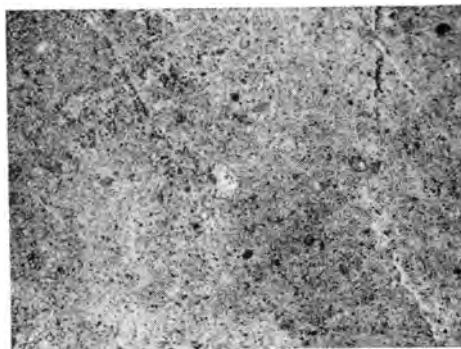
Район	Песчаные и алевритовые породы				Число анализов	Глинистые породы				Число анализов
	Фракции в мм					Фракции в мм				
	>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
Сарыджалар . . .	7,01	23,44	32,79	36,76	14	0,91	4,60	20,36	74,13	12
Падар	0,14	11,76	49,96	38,14	22	0,03	0,78	29,93	69,26	45
Каламадын . . .	0,47	25,88	34,41	39,24	36	0,02	3,57	19,03	77,38	98
Малый Харам	5,83	27,54	30,07	36,56	28	1,54	12,62	21,48	64,36	12
Кырлых	1,54	32,25	23,21	43,00	7	0,09	1,99	22,74	75,18	45
Кюрювдаг	1,36	25,89	34,48	38,27	83	0,06	2,88	28,66	68,40	28
Мишовдаг	0,92	28,99	31,73	38,36	15	0,12	2,95	25,02	72,91	24
Калмас	0,03	12,33	46,20	41,44	3	0,01	1,72	31,33	66,94	18
Бабазанан	0,90	24,83	38,74	35,53	26	—	1,00	20,86	78,14	18
Алятская коса . .	0,35	11,15	43,55	44,85	25	0,03	2,62	17,30	80,05	194
Хыдырлы	0,30	25,05	41,31	33,34	6	—	0,34	15,27	84,39	25
Дуваный-море	—	—	—	—	—	0,03	1,87	14,25	83,85	54
Сангачалы-море	0,02	0,88	56,12	42,98	10	0,05	2,14	23,22	74,59	43
Аляты-море . . .	—	1,47	52,02	46,51	5	0,01	0,85	16,31	82,83	42
Хамамдаг-море . .	0,21	7,19	53,54	39,06	73	0,06	2,31	27,04	70,59	131
Остров Свиной . .	0,29	6,08	52,50	41,13	18	<0,01	1,41	18,07	80,52	61
КаменьПерсиянин	—	14,55	47,24	38,21	9	<0,01	2,98	18,16	78,86	66
Погорелая Плита	0,02	6,93	53,58	39,47	23	0,08	1,42	27,43	71,07	68
Банка Головачева	—	12,47	45,77	41,76	6	—	0,26	21,84	77,90	52

Из сказанного следует, что поступление значительной части терригенного материала в бассейн века продуктивной толщи происходило преимущественно из источников сноса, расположенных в пределах Малого Кавказа, Вандамского поднятия, юго-восточного окончания Большого Кавказа, Талыша и др. (Авдусин, 1939; Алиев, 1947, 1949, 1959, 1960; Али-Заде, 1960; Али-Заде и Ширинов, 1955; Батулин, 1937; Горин, 1951; Дайдбекова и Курбанова, 1959; Князев, 1951; Мустафаев и Горин, 1948; Мустафаев, 1961; Пустовалов, 1951; Султанов, 1959; Фукс-Романова, 1934; Хаин и Шарданов, 1952). Кроме того, некоторую роль в поставке обломочного материала в этот бассейн играли, по-видимому, какие-то местные источники питания, сложенные верхнемайкопскими и чокракскими отложениями, на что было указано Г. А. Ахмедовым и С. Г. Салаевым (1953).

Акчагыльский ярус

Отложения акчагыльского яруса, вскрытые в разрезе скв. 4 Аляты-море (мощность 45 м), почти полностью представлены глинистыми образованиями (см. фиг. 6). Породы эти обычно серые, массивные и, реже, слоистые, известковистые, иногда с включением конкреций и растительных остатков. Под микроскопом в шлифах часто отмечаются скопления мелкого сферолитового пирита (фиг. 7). Структура пород преимущественно

но пелитовая и, редко, алевропелитовая. По своему гранулометрическому составу глины акчагыльского яруса являются хорошо отмученными. Основная масса этих пород (восемь анализов из девяти) представлена разностями, в которых содержание глинистой фракции ($<0,01$ мм) составляет 80,30—96,89%; лишь в отдельных случаях примесь алевритового материала достигает 29,58%. Средний гранулометрический состав этих пород (данные девяти анализов) выглядит следующим образом:



Фиг. 7. Глина с включениями мелких сферолитов пирита. Аляты-море, скв. 4, глубина 589—598 м. Увел. 57, без анализатора.

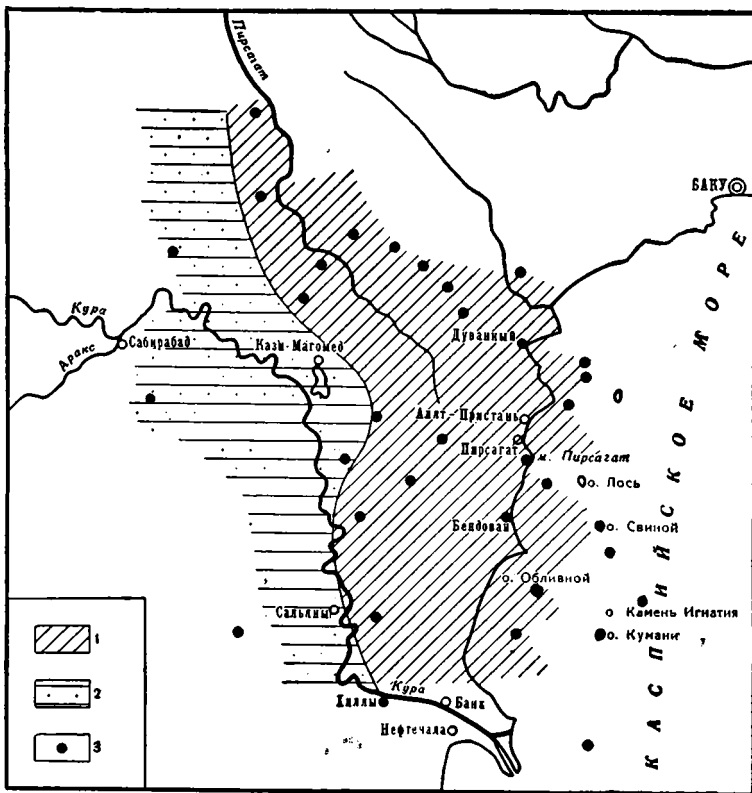
Фракция, мм	Пределы содержания, %	Среднее значение, %
0,25—0,1	0,00—1,17	36
0,1—0,01	3,11—28,41	14,92
$<0,01$	70,42—96,89	94,72

Представляет интерес распределение обломочного материала и его гранулометрическая сортировка в пределах описываемой области.

С началом верхнего плиоцена в Нижнекуринской впадине наступила трансгрессия, обусловившая резкое изменение облика и характера акчагыльского моря. Контуры его, по сравнению с контурами бассейна продуктивной толщи, сильно расширились; глубины, особенно в восточной его части, стали значительно больше (Али-Заде, 1960; Али-Заде и Ширинов, 1955; Путкарадзе, 1958; Хаин и Шарданов, 1952; Алиев, 1960). При этом наибольшее погружение бассейн испытывал в западной части, где мощность акчагыльских отложений составляет 500 м и более (Сарыджалар, Падар). По направлению на восток мощность их уменьшается и в районе Бакинского архипелага и прилегающей к нему суши достигает 40—70 м. При этом зоне наименьших мощностей соответствует область наиболее глубоководных осадков, что, возможно, объясняется несоответствием между скоростями погружения бассейна и накопления осадков в связи со слабым приносом терригенного материала (Хаин и Шарданов, 1952).

Характерно также и изменение в распределении литофаций. Грубо-обломочные породы, обильно развитые на северо-западе и северо-востоке, в восточной части области исчезают и уступают место преимущественно мелко- и тонкозернистым осадкам. Аналогично разрезу акчагыльского яруса, вскрытого скв. 4 Аляты-море, в пунктах Каламадын, Малый Харрами, Бабазанан, Хамамдаг-море, о-в Свиной и других, отложения эти представлены темно-серыми слоистыми, иногда сланцеватыми, преимущественно слабикарбонатными глинами, с прослоями вулканического пепла (фиг. 8). В западном направлении, в Калмассе, Мишовдаге, Дайкенде, Сарыджаларе, Падаре и далее разрез акчагыльского яруса становится песчаным. Появляются прослойки песчано-алевритового материала, количество и мощность которых увеличиваются в западном направлении (Сарыджалар, Падар). Такое распределение литофаций нашло свое отражение также и в гранулометрической сортировке обломочного материала.

Так, в восточной части области (Алятская коса, Аляты-море, Хамамдаг-море, Хыдырлы, Бабазанан и др.) среднее содержание пелитовой фракции в глинах составляет 84,34—92,68%, в то время как на западе (Дайкенд, Падар, Сарыджалар и др.) оно достигает только 69,11—79,39%



Фиг. 8. Схема литофаций акчагыльского яруса Нижнекуринской впадины.

1—область развития глинистых пород; 2—область развития песчано-глинистых пород; 3 — изученные пункты

Таблица 4
Средний гранулометрический состав пород акчагыльского яруса Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Песчаные и алевритовые породы				Число анализов	Глинистые породы				Число анализов
	Фракции в мм					Фракции в мм				
	>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
Сарыджалар . . .	16,70	28,62	24,53	30,15	19	0,91	1,30	25,86	71,93	72
Падар	7,94	29,48	34,22	28,36	22	0,18	0,57	19,86	79,38	50
Кюроваг	2,74	11,29	47,77	38,20	20	0,47	1,34	24,51	73,68	40
Мишовдаг	3,22	22,14	44,41	30,23	2	—	0,34	17,72	81,94	30
Калмас	—	9,77	45,33	44,90	1	—	0,58	16,70	82,72	10
Дайкенд	8,00	23,99	29,79	38,22	7	1,61	4,49	24,79	69,11	21
Каламадын . . .	Нет	Нет	Нет	Нет	—	0,06	0,13	10,63	89,18	30
Малый Харамн . .	»	»	»	»	—	0,06	0,02	12,35	87,57	23
Кырлых	»	»	»	»	—	0,04	0,77	13,72	85,47	28
Бабазанан	»	»	»	»	—	—	0,03	7,29	92,68	18
Алятская коса . .	»	»	»	»	—	0,03	0,34	15,29	84,34	23
Пирсагат	»	»	»	»	—	0,10	0,10	13,90	85,90	6
Хыдырлы	»	»	»	»	—	—	—	9,10	90,90	9
Аляты-море . . .	»	»	»	»	—	—	0,17	14,81	85,02	9
Хаммадаг-море .	»	»	»	»	—	—	—	11,85	88,15	5

(табл. 4). Примесь алевролитового материала в глинах изменяется от 7,32—15,66% на востоке до 25,39—32,49% на западе. Что касается мелкопесчаной фракции в глинах, то наиболее существенное ее количество, отмеченное лишь в крайних западных пунктах, составляет 10,28% в Падаре, 11,69% в Сарыджаларе и 12,57% в Дайкенде. В песчаных и алевролитовых образованиях акчагыла по направлению на запад содержание пелитовой фракции уменьшается от 44,90% в Калмасае до 28,38% в Падаре. При этом песчаные и алевролитовые породы сохраняют типичные для них особенности: присутствие в гранулометрическом составе обломков разного размера и почти повсеместное преобладание среди них алевролитовой (0,1—0,01 мм) фракции (табл. 4).

В соответствии с этим можно думать, что область сноса обломочного материала располагалась где-то к западу от акчагыльского бассейна. Областью наибольшей гидродинамической активности являлась западная часть бассейна, в которой господствовали условия «зоны взмучивания» (по Н. М. Страхову), благоприятные для образования алевролитовых (реже песчаных плохо отсортированных) осадков. Наоборот, восточная часть бассейна соответствует зоне накопления более тонкого пелитового материала и является более глыбоводной частью водоема.

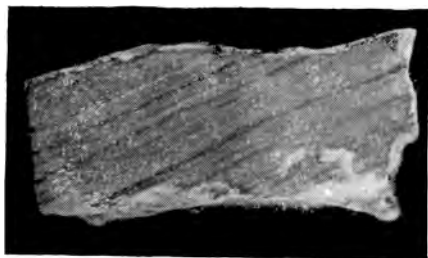
Апшеронский ярус

В разрезе скв. 4 Аляты-море отложения апшеронского яруса представлены серыми и бурыми массивными, реже слоистыми песчанистыми известковистыми глинами с единичными пропластками глинистых, известковистых алевролитов и ракушника. По общим литологическим и палеонтологическим признакам в разрезе апшеронских отложений выделяются три подъяруса: нижний на глубине 451—559 м; средний на глубине 271—451 м и верхний на глубине 144—271 м (фиг. 6).

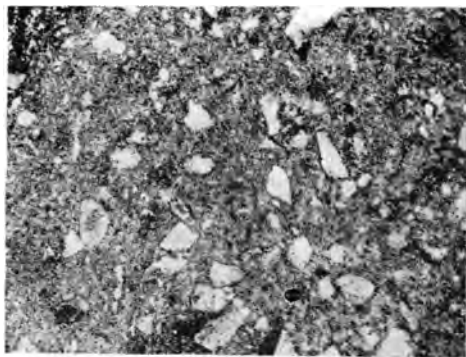
Глины апшеронского яруса, как и такие же породы подстилающих отложений, преимущественно массивные и, реже, слоистые, песчанистые, известковистые, с чешуйчатым и раковистым изломом, окрашены в бурый и серый цвет. В них встречаются миллиметровые пропластки аморфных образований гидратных форм сернистого железа (гидротроилит), окрашенных в характерный синевато-черный цвет (фиг. 9). Под микроскопом глины апшеронского яруса представлены тонкодисперсной слабополяризующей пелитовой массой с рассеянными в ней алевролитовыми (0,01—0,08 мм) и песчаными (0,1—0,15 мм) зернами кварца, полевого шпата, гипса, а также обломками пород (фиг. 10). Зерна кварца преимущественно угловатые и полуокатанные. Полевые шпаты свежие, реже встречаются пелитизированные разновидности. Алевролиты встречаются в виде редких и тонких пропластков. Слагающий их кластический материал представлен также кварцем, полевыми шпатами и обломками карбонатных и глинистых пород, среди которых в виде единичных зерен встречаются магнетит, ильменит и хлорит. Размер обломков от 0,02 до 0,1 мм, причем преобладающими являются зерна величиной от 0,05 до 0,1 мм. Структура породы алевролитовая и пелитово-алевролитовая, цемент глинистый и известковистый базального типа. Соотношение терригенного материала и цемента 1 : 1.

По гранулометрическому типу породы, слагающие разрез апшеронского яруса, представляют собой преимущественно хорошо отмученные глины и алевролитовые глины, реже встречаются глинистые алевролиты.

Обращает на себя внимание высокое содержание в породах фракции <0,01 мм, составляющее в среднем 81,72—84,70%. Примесь алевролитового материала несколько больше, чем в глинах акчагыльского яруса, в среднем 14,74—17,85%. Что касается песчаного материала, то содержание его



Фиг. 9. Глина с миллиметровыми пропластками аморфных образований — гидратных форм сернистого железа (гидротроилит), Аляты-море, скв. 4, глубина 577—589 м. Нат. вел.



Фиг. 10. Глина песчано-алевритовая. Аляты-море, скв. 4, глубина 163—169 м. Увел. 57, без анализатора.

лишь в отдельных случаях превышает 1%, а в среднем составляет 0,19—0,55% (табл. 5).

Характерно, что гранулометрический состав пород апшеронского яруса остается однообразным по всему разрезу скв. 4 Аляты-море. Что касается изменений его по площади, то они аналогичны изменениям в акчагыльском ярусе. В отложениях апшеронского яруса западной части области породы обогащены фракцией $>0,01$ мм, содержание песчаных частиц достигает 10,89% в Дайкенде и 21,43% в Сарыджаларе, а глинистой фракции — соответственно 50,78% и 57,85%. Наоборот, по направлению на

Таблица 5

Средний гранулометрический состав пород апшеронского яруса по разрезу скв. 4 Аляты-море (в %)

Подъярус	Фракции в мм								Число анализов
	$>0,25$		$0,25-0,1$		$0,1-0,01$		$<0,01$		
	Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее	
Верхний	—	—	0,00—2,70	0,43	4,38—32,89	17,85	66,80—95,62	81,72	8
Средний	0,00—1,19	0,01	0,00—6,93	0,55	0,44—34,50	14,74	65,50—99,54	84,70	16
Нижний	0,00—0,02	$<0,01$	0,00—1,86	0,19	1,84—25,14	15,97	74,86—98,16	83,84	9

восток примесь песчаного материала в породах постепенно уменьшается и в крайних восточных пунктах исследования (Аляты-море, о-в Глиняный, банка Головачева) почти исчезает. Содержание же глинистой фракции на востоке возрастает, достигая в Аляты-море 83,98%, на о-ве Глиняном 84,42% и на банке Головачева 83,09%.

Эти общие тенденции сказываются и в гранулометрическом составе отдельных типов пород апшеронского яруса. Так, в глинистых образованиях всех трех его подъярусов количество пелитовой фракции на востоке почти повсеместно превышает 80%, а на западе (Сарыджалар, Дайкенд, Малый Харам) падает до 60% и менее (табл. 6, 7, 8). В том же направле-

нии песчаные и алевритовые породы становятся менее глинистыми, в связи с чем в породах среднего подъяруса (а также всего апшерона в целом) площадей Падар, Мишовдаг, Карабаглы преобладает фракция 0,1—0,01 мм (алевриты), а на площадях Сарыджалар, Кюровдаг, Малый Харамы, Дайкенд, Бабазанан — фракции 0,25—0,1 мм и >0,25 мм (супеси и хлидолиты) (табл. 7).

В нижнем апшероне палеогеографическая и геотектоническая обстановка обнаруживает почти полную аналогию с веком акчагыла. Границы

Таблица 6

Средний гранулометрический состав пород нижнего апшерона Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Песчаные и алевритовые породы				Число анализов	Глинистые породы				Число анализов
	Фракции в мм					Фракции в мм				
	>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
Сарыджалар . . .	8,99	19,37	28,72	42,92	2	15,16	3,76	25,21	55,87	95
Каламадын . . .	—	39,71	31,25	29,04	1	—	—	11,25	88,75	3
Малый Харамы	Не исследованы				—	—	0,58	18,66	80,76	9
Мишовдаг	—	—	54,10	45,90	2	—	—	12,50	87,50	11
Бабазанан	—	—	—	—	—	—	0,06	13,26	86,68	19
Дайкенд	9,49	9,12	31,87	49,52	8	0,58	3,31	24,15	71,96	75
Аляты-море . . .	—	—	—	—	—	—	0,21	15,56	84,23	9

Таблица 7

Средний гранулометрический состав пород среднего апшерона Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Песчаные и алевритовые породы				Число анализов	Глинистые породы				Число анализов
	Фракции в мм					Фракции в мм				
	>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
Сарыджалар . . .	10,34	21,53	41,95	26,18	7	2,18	1,99	18,22	68,61	56
Падар	—	—	57,68	42,32	1	0,10	0,58	9,22	90,19	5
Каламадын	3,33	32,76	39,71	24,20	1	—	1,72	17,13	81,15	35
Малый Харамы . .	1,36	37,35	30,26	41,03	7	—	3,31	46,64	50,05	32
Кюровдаг	18,44	24,08	34,18	23,30	12	—	0,23	18,92	80,85	24
Мишовдаг	1,31	4,31	62,36	32,02	19	0,20	0,10	19,10	80,60	31
Карабаглы	0,04	1,03	52,25	46,52	1	0,02	0,05	18,10	81,83	37
Бабазанан	1,20	46,56	28,99	23,25	3	0,02	0,60	23,10	76,28	43
Нефтечала	14,38	14,01	30,51	41,10	2	—	0,10	14,60	85,30	24
Дайкенд	3,53	18,22	43,40	34,85	10	3,46	6,49	35,02	55,03	78
Хиллы	Не исследованы				—	—	0,05	18,44	81,51	27
Камень Игнатия	0,90	29,25	20,90	39,95	2	0,11	4,14	23,94	71,81	66
Банка Головачева	Нет	Нет	Нет	Нет	—	0,03	0,47	16,41	83,09	86
Остров Глиняный	»	»	»	»	—	—	0,01	15,53	84,46	22
Аляты-море . . .	»	»	»	»	—	0,07	0,55	14,53	84,85	16

Средний гранулометрический состав пород верхнего апшерона
Нижнекуринской впадины (в %)

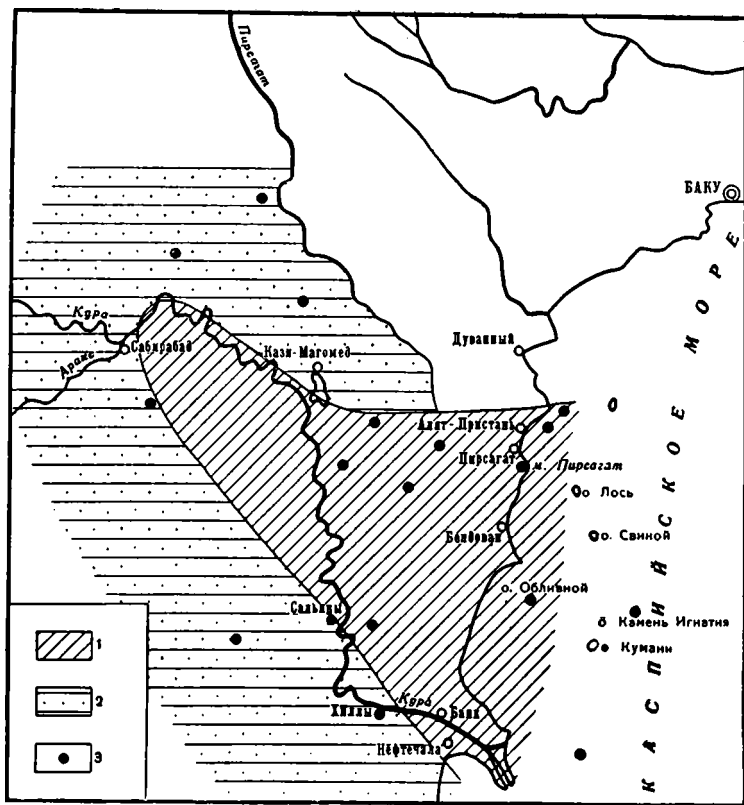
Район	Песчаные и алевритовые породы				Число анализов	Глинистые породы				Число анализов
	Фракции в мм					Фракции в мм				
	>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01		>0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
Сарыджалар . . .	2,84	26,51	38,75	31,90	9	0,57	3,60	22,41	73,42	26
Каламадын . . .	—	15,03	40,04	44,93	2	—	0,21	16,93	82,86	27
Малый Харамы . . .	0,04	31,57	37,00	31,39	2	0,05	0,45	16,45	83,05	16
Кюровдаг	20,75	26,23	22,18	30,84	2	0,02	0,94	14,92	84,12	10
Мишовдаг	2,40	1,70	67,10	28,80	10	0,20	0,20	20,80	78,80	8
Дайкенд	13,92	27,53	19,29	49,26	5	3,65	7,78	25,33	63,24	33
Карабаглы	Нет	Нет	Нет	Нет	—	0,20	4,50	21,50	73,80	6
Остров Глиняный	»	»	»	»	—	—	0,14	15,77	84,09	11
Аляты-море . . .	»	»	»	»	—	—	0,43	17,83	81,74	8

бассейна в целом сохраняют свои очертания, но в отдельных его участках (долина р. Аракс) значительно расширяются (Хаин и Шарданов, 1952). В районе северо-восточных предгорий Малого Кавказа (за пределами описываемой области) отложения нижнего апшерона представлены грубо-обломочными породами (конгломератами, галечниками, грубозернистыми песками). По направлению на северо-восток, в пунктах Сарыджалар, Дайкенд, Нефтечала, а также Каламадын, Падар, Малый Харамы эти отложения представлены серыми, темно-серыми и буровато-серыми, нередко песчанистыми глинами с прослоями серых, желтовато-серых крупно- и среднезернистых песчаников и песков, мощность которых в разрезах Дайкенд, Хиллы, Нефтечала достигает 2 м и более; конгломераты и галечники почти полностью исчезают. В пунктах Калмас, Карабаглы, Хьдырлы, Аляты-море, Бабазанан и других разрез нижнего апшерона становится глинистым и представлен серыми, темно-серыми, буровато-серыми и бурыми, местами песчанистыми глинами. Редко встречается прослой глинистых и, еще реже, песчанистых алевролитов (фиг. 11).

В среднем апшероне характер бассейна несколько меняется. Границы его заметно суживаются, наблюдается почти повсеместное обмеление (Хаин и Шарданов, 1952). Рельеф дна осложняется поднятием суши, занимающей западную часть описываемой области. По направлению на юг бассейн испытывал в это время, по-видимому, значительное погружение, о чем свидетельствует увеличение мощности осадков среднего апшерона от 160—200 м в Сарыджаларе и Падаре до 700—900 м в Бабазанане и Дайкенде.

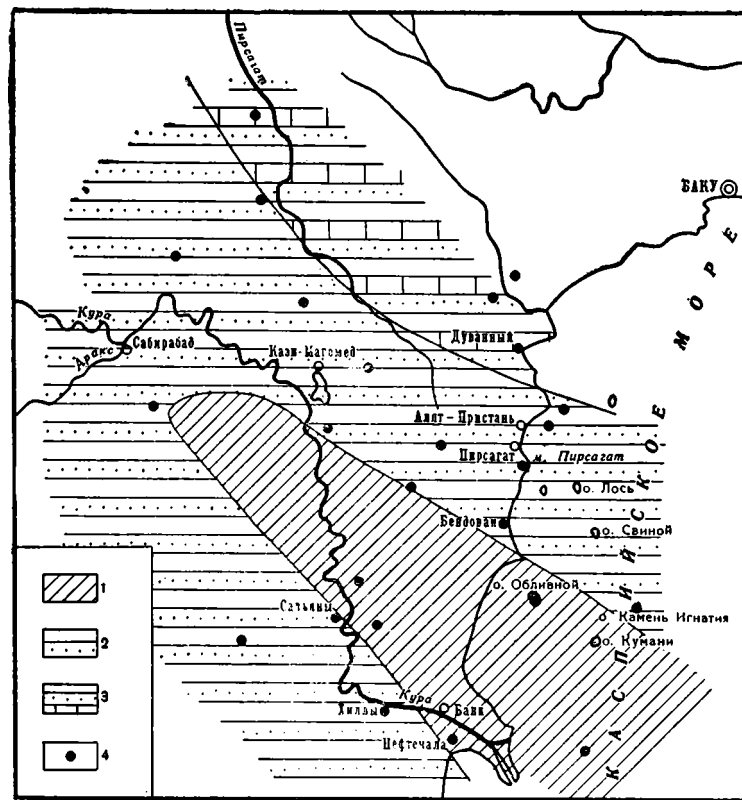
Что касается литофаций, то распределение их в соответствии с геоморфологией дна бассейна века среднего апшерона выглядит так: в районах Карабаглы, Бабазанан, а также в сопредельных с ними участках по направлению на юго-восток и северо-запад отложения среднего апшерона представлены преимущественно глинами с редкими и тонкими пропластками алевролитов (фиг. 12). На севере (Кюрсаня, Кюровдаг, Мишовдаг, Калмас, Малый Харамы), западе (Сарыджалар) и юге (Дайкенд, Нефтечала) количество и мощность этих прослоев, а также размер слагающих их обломков увеличиваются.

В верхнем апшероне границы бассейна еще больше сокращаются, однако характер его в целом сохраняет почти все основные особенности, присущие предшествующему бассейну среднего апшерона (Хаин и Шарданов, 1952).



Фиг. 11. Схема литофаций нижнего апшерона Нижнекуринской впадины.

1 — область развития глинистых пород; 2 — область развития песчано-алеврито-глинистых пород; 3 — изученные пункты



Фиг. 12. Схема литофаций среднего и верхнего апшерона Нижнекуринской впадины.

1 — область развития глинистых пород; 2 — область развития песчано-алеврито-глинистых пород; 3 — область развития песчано-алеврито-глинистых и карбонатных пород; 4 — изученные пункты

Весьма постепенным является также переход от среднего апшерона к верхнему, с чем связаны трудности в их расчленении. Примерно та же закономерность сохраняется в конфигурации дна бассейна, распределении мощностей и литофаций. В связи с этим почти полную аналогию со средним апшероном сохраняет гранулометрическая сортировка обломочного материала. Наибольшее содержание песчаного и алевритового материала концентрируется в разрезах Малого Харамы, Кюровдага, Сарыджалара, Дайкенда, а наименьшее — в Карабаглы, на о-ве Глиняном, в Аляты-море (табл. 9, фиг. 12).

2. АЛЛОТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ В СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИКУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В средне- и верхнеплиоценовых отложениях (в алевритовой фракции) по разрезу скв. 4 Аляты-море обнаружено 32 минерала и обломки различных пород.

Распределение минералов по разрезу приводится в табл. 9 и на фиг. 13, из которых следует, что господствующими компонентами легкой фракции (составляющей 85—99% от алевритовой) являются обломки глинистых, карбонатных, эффузивных и кремнистых пород, а подчиненное значение имеют ортоклаз, андезин и кварц. В составе тяжелой фракции (составляющей 1—15% от алевритовой) среди терригенных минералов основную роль играют магнетит, ильменит, хлорит, мусковит, обыкновенная роговая обманка, диопсид, авгит, эпидот и цоизит. В значительно меньших количествах встречаются гранат, циркон, турмалин, рутил, биотит, базальтическая роговая обманка, титанит, дистен, ставролит, пикотит и др.

Ниже приводится характеристика основных аллотигенных минералов алевритовой фракции пород по разрезу скв. 4.

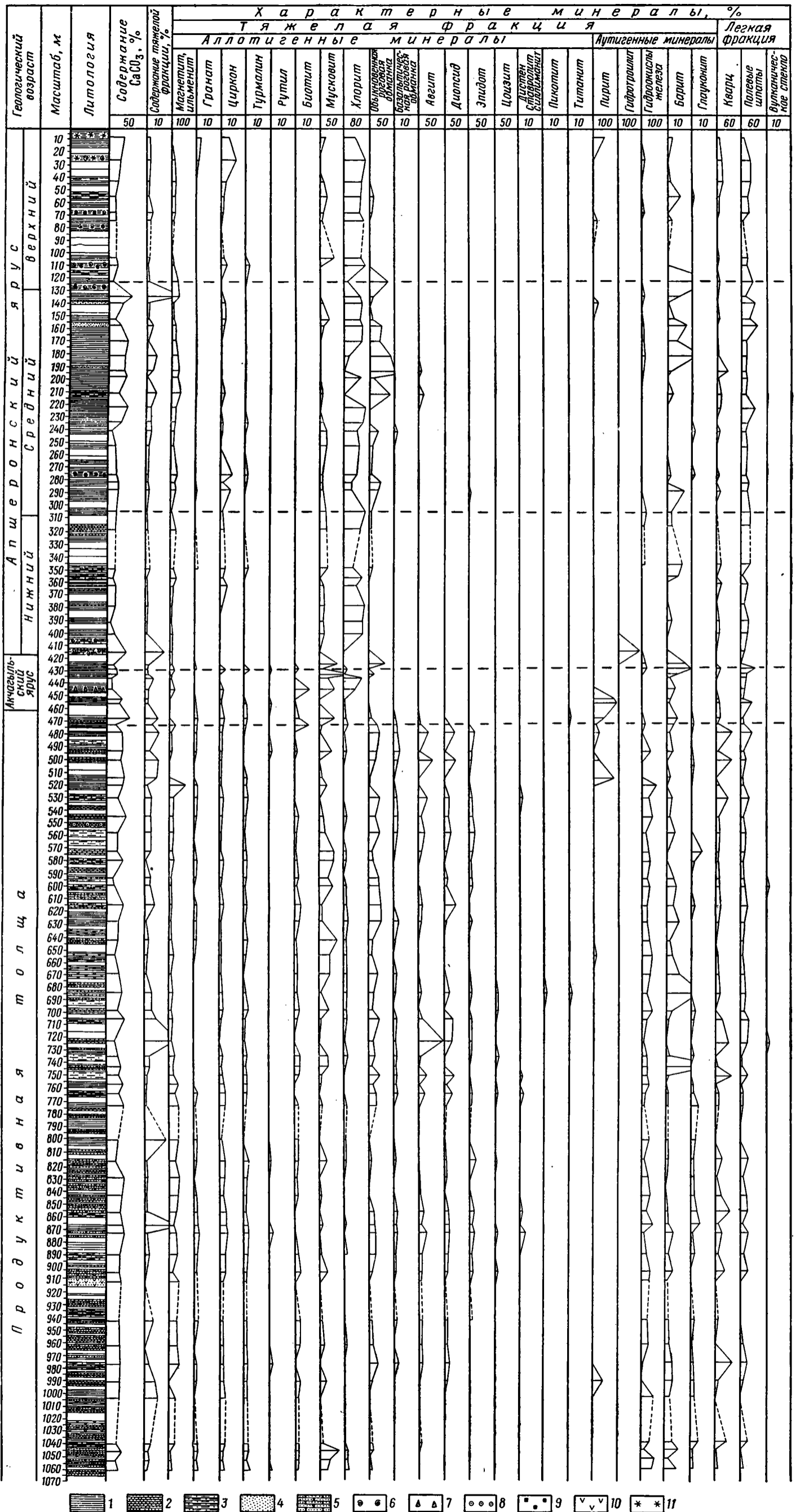
Аллотигенные минералы легкой алевритовой фракции

К в а р ц распространен по всему изученному разрезу средне- и верхнеплиоценовых отложений. Обычное его содержание составляет 3,2—10,0% (средние значения) и только в отдельных случаях (продуктивная толща) количество его увеличивается до 42,0% (табл. 9). Зерна кварца по своей форме в основном угловатые, полуокатанные и, реже, окатанные. Часто кварц содержит включения пузырьков воздуха и жидкости округлой и овальной формы, реже — иголок рутила, а также мелких зерен турмалина, магнетита, ильменита, гидроокислов железа и др.

Среди зерен кварца преобладают непрозрачные и полупрозрачные, в меньшем количестве встречаются прозрачные зерна.

Что касается кварца в отложениях среднего и верхнего плиоцена Нижнекуринской впадины в целом, то здесь, кроме перечисленных выше разновидностей, встречается также кварц трещиноватый, опалесцирующий и др. При этом отмечается, что в отложениях продуктивной толщи наиболее распространенным является прозрачный кварц (трещиноватый и кварц без включений), а в породах акчагыльского и апшеронского ярусов — полупрозрачный и непрозрачный кварц. В отложениях продуктивной толщи и акчагыльского яруса наблюдается увеличение содержания кварца в направлении с востока на запад (Сарыджалар), а в среднем апшероне — в разрезах площадей Кюровдага, Мишовдага, Бабазанана.

По л е в ы е ш п а т ы встречаются по всему разрезу описываемых отложений в количестве до 35% (табл. 9). Представлены они калиевыми полевыми шпатами (ортоклаз) и в виде единичных зерен — андезином (№ 36—40). Зерна полевых шпатов бесцветные, реже бурые, неправильной



1 — глина; 2 — глина песчаная; 3 — алевролит; 4 — песок; 5 — песчаник; 6 — фауна; 7 — вулканический пепел; 8 — конкреции; 9 — пирит; 10 — гипс; 11 — сернистое железо

Фиг. 13. Петрографическая характеристика пород средне-верхне-плиоценовых отложений. Аляты-море, скв. 4.

и угловатой формы, иногда разрушены. Часто зерна ортоклаза серицитизированы и пелитизированы.

В отложениях среднего и верхнего плиоцена Нижнекуруинской впадины в целом состав полевых шпатов более разнообразен. Среди калиевых полевых шпатов встречается микроклин, который приурочен главным образом к крупным фракциям песчаных пород. Среди натри-кальциевых разновидностей (плаггиоклазы) появляются олигоклаз, олигоклаз-андезин и андезин-лабрадор, часто имеющие полисинтетические двойники с углом погасания в симметричных зонах от 10 до 69°. В распределении плаггиоклазов по разрезу наблюдается некоторая закономерность: в отложениях продуктивной толщи встречаются кислые, средние и основные (олигоклаз, андезин, лабрадор); в ачкагыльском ярусе — кислые (олигоклаз) и в апшеронском ярусе — кислые и средние (олигоклаз, андезин). В северо-восточной части впадины прослеживается некоторое увеличение содержания полевых шпатов в отложениях среднего и верхнего плиоцена.

Вулканическое стекло встречается в количестве не более 1,0% в виде угловатых зерен бледно-розового цвета с раковистым изломом. Встречаются также мутные зерна, загрязненные пелитовым материалом с включениями пузырьков газа. В вулканических пеплах количество вулканического стекла достигает 100%.

Обломки пород составляют основную часть легкой алевритовой фракции. Представлены они глинистыми, карбонатными, кремнистыми и, реже, эффузивными породами. Обломки глинистых пород наиболее распространены (10—15%) в виде полуокатанных, реже окатанных зерен. Обломки карбонатных пород распространены повсеместно в количестве от 1 до 12%. Представлены они окатанными и угловатыми зернами мелкозернистых известняков. Обломки кремнистых пород широко распространены в отложениях продуктивной толщи (от 0,5 до 12,0%) и в виде единичных зерен присутствуют в отложениях апшеронского яруса. Представлены они преимущественно кварцитами. Обломки эффузивных пород встречаются в отложениях продуктивной толщи в количестве до 1,0% и представлены порфиритами.

Аллотигенные минералы тяжелой алевритовой фракции

Магнетит и ильменит по своему внешнему облику под микроскопом трудно отличимы, поэтому при подсчете минералов количество их указывается совместно. Встречаются они в средне- и верхнеплиоценовых отложениях Аляты-море и Нижнекуруинской впадины в целом в количестве до 42,8% от тяжелой фракции (табл. 9). Только в отдельных случаях в породах ачкагыльского и апшеронского ярусов содержание их увеличивается до 80,0% (Падар, Сарыджалар, Кюровдаг, Мишовдаг, Дайкенд и др.). Представлены они угловатыми и округленно-угловатыми зернами с пурпурно-серым блеском (ильменит) или черными блестящими зернами неправильной формы (магнетит).

Гранат в разрезе скважины встречается спорадически в количестве до 2,0%. В западных районах описываемой территории в отложениях продуктивной толщи и ачкагыльского яруса содержание граната достигает 3,0—5,0%, а в породах апшеронского яруса обычно не превышает 0,5%. Зерна граната в основном бесцветные, изредка розовые (альмандин), а в Аляты-море зеленоватые (гроссуляр). Форма их неправильная и остроугольная. Встречаются разности с раковистым изломом и черепитчатой поверхностью. Некоторые зерна имеют включения воздуха, жидкости, циркона и рудных минералов (ильменита, магнетита). Кристаллические формы граната редки.

Минералогический состав алевроитовой фракции пород средне- и верхнеплиоценовых

Компоненты	Продуктивная толща					
	Песчаные породы (2 анализа)		Алевроитовые породы (3 анализа)		Глинистые породы (42 анализа)	
	Предел	Сред- нее	Предел	Сред- нее	Предел	Сред- нее
Легкая фракция:						
Кварц	16,0—42,0	29,0	5,0—12,0	7,3	0,2—42,0	10,0
Андезин	2,0—20,0	11,0	5,0—10,0	6,6	0,0—16,0	4,2
Ортоклаз	3,0—10,0	6,5	2,0—15,0	5,0	0,5—9,0	3,6
Вулканическое стекло . .	—	—	0,0—1,0	0,3	0,0—0,2	<0,1
Обломки пород	43,0—64,0	53,5	73,0—85,0	80,8	36,0—99,6	82,2
Тяжелая фракция:						
Пирит	0,0—0,5	0,3	0,0—2,5	0,8	0,0—86,7	5,0
Магнетит и ильменит . .	12,0—41,6	26,9	5,0—35,0	19,6	1,0—42,3	17,3
Нерудные непрозрачные минералы						
Гидроокислы железа . . .	0,2—3,0	1,6	1,0—3,0	2,0	0,0—19,5	2,1
Гранат	6,5—20,0	13,3	10,0—42,3	26,4	0,0—64,0	25,4
Циркон	0,0—0,5	0,2	0,0—0,5	0,1	0,0—1,5	0,8
Турмалин	0,0—1,5	1,0	0,5—1,5	0,8	0,0—2,5	1,2
Рутил	0,5—1,0	0,8	0,0—1,0	0,8	0,0—2,5	0,8
Биотит	0,0—1,0	0,5	0,0—0,2	<0,1	0,0—1,0	0,1
Мусковит	0,2—1,0	0,6	0,5—1,5	1,0	0,0—6,0	1,2
Хлорит	1,5—2,0	1,8	3,0—25,0	12,6	0,0—43,3	11,1
Обыкновенная роговая об- манка	0,5—6,0	3,2	1,5—5,0	2,8	0,0—14,0	4,5
Базальтическая роговая об- манка	21,0—23,0	22,0	1,5—20,0	13,8	0,5—26,0	9,9
Актинолит	1,0—1,5	1,2	0,0—1,0	0,3	0,0—1,5	0,5
Авгит	0,0—0,1	0,1	—	—	—	—
Диопсид	4,5—6,0	5,3	1,0—10,0	4,5	0,0—50,9	5,7
Эпидот	9,0—18,0	13,5	1,0—12,0	5,6	0,0—23,1	5,7
Цоизит	3,0—6,0	4,5	3,0—10,0	5,6	0,0—12,0	3,9
Дистен	0,5—1,5	1,0	0,0—1,0	0,5	0,0—3,5	1,1
Ставролит	—	—	—	—	0,0—1,0	0,1
Силлиманит	—	—	—	—	0,0—1,0	<0,1
Пикотит	—	—	—	—	0,0—0,1	<0,1
Титанит	—	—	—	—	0,0—0,5	<0,1
Брукит	—	—	—	—	0,0—0,5	<0,1
Апатит	—	—	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—	—	—
Глауконит	1,0—2,5	1,8	0,5—4,0	2,5	0,0—30,0	2,8
Гидротронлит	0,4—0,6	0,5	0,0—1,0	0,3	0,0—4,0	0,3
Гидротронлит	—	—	—	—	—	—

отложенный по разрезу скв. 4 Аляты-море (в % от соответствующей фракции)

Акчагыльский ярус		Апшеронский ярус					
Глинистые породы (8 анализов)		Нижний апшерон		Средний апшерон		Верхний апшерон	
		Глинистые породы (10 анализов)		Глинистые породы (16 анализов)		Глинистые породы (8 анализов)	
Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее	Предел	Среднее
0,0—12,0	5,0	0,0—10,0	3,2	0,2—28,0	5,4	0,2—15,0	5,4
0,0—9,0	3,2	0,0—7,0	2,4	2,0—5,0	3,6	0,0—8,0	1,0
0,0—26,0	9,8	0,0—18,0	10,4	5,0—30,0	13,0	4,0—22,0	15,4
—	—	—	—	0,0—0,2	<0,1	—	—
53,0—100,0	82,0	70,0—100,0	84,0	62,0—85,0	78,0	60,0—95,0	78,2
0,0—95,0	19,0	0,0—2,0	0,2	0,0—21,0	2,2	0,0—48,0	8,2
0,0—3,0	9,3	5,0—25,0	11,3	7,0—40,0	22,6	1,0—20,0	11,3
0,5—30,6	9,2	3,0—34,0	15,4	0,0—16,0	3,6	0,0—14,0	6,7
0,0—18,0	4,8	0,5—18,0	5,8	0,0—12,0	3,2	0,0—8,0	1,9
0,0—1,0	0,2	0,0—0,5	0,2	0,0—1,0	0,2	0,0—2,0	0,4
0,2—2,5	0,9	0,2—3,0	1,0	0,0—5,0	1,2	0,2—6,0	2,1
0,0—2,0	0,5	0,2—1,0	0,2	0,0—1,0	0,2	0,0—1,0	0,3
0,0—0,5	<0,1	0,0—0,2	<0,1	0,0—0,2	<0,1	0,0—0,2	0,1
0,0—6,0	1,3	0,0—0,2	0,1	0,0—0,5	0,3	0,0—0,5	0,2
1,0—54,2	24,9	0,0—36,0	10,5	0,0—18,0	4,5	0,0—26,0	8,0
0,0—60,0	19,8	0,0—63,4	39,8	0,2—63,4	38,0	32,1—70,4	58,1
0,0—30,0	5,8	0,0—30,0	4,3	0,0—52,9	18,2	0,0—2,0	1,0
—	—	—	—	0,0—1,0	<0,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,0—0,2	<0,1	0,0—0,5	<0,1	0,0—8,0	0,9	0,0—0,2	<0,1
—	—	—	—	0,0—0,5	<0,1	0,0—0,1	<0,1
0,0—3,0	0,3	0,0—0,2	<0,1	0,0—2,0	0,4	0,0—0,2	<0,1
0,0—0,5	<0,1	0,0—1,0	<0,1	0,0—1,0	0,1	0,0—2,0	0,3
—	—	0,0—0,2	<0,1	0,0—0,1	<0,1	0,0—0,1	<0,1
—	—	—	—	0,0—0,1	<0,1	0,0—0,1	<0,1
—	—	0,0—0,1	<0,1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,0—0,5	<0,1	0,0—0,2	<0,1	0,0—0,5	<0,1	0,0—0,2	<0,1
—	—	0,0—0,1	<0,1	—	—	—	—
—	—	—	—	0,0—0,1	<0,1	—	—
0,0—10,0	4,0	0,0—8,0	2,5	0,0—18,0	4,4	0,0—5,0	1,3
0,0—0,2	<0,1	0,0—0,2	<0,1	0,0—1,0	<0,1	0,0—0,5	0,1
—	—	0,0—87,2	8,7	—	—	—	—

Ц и р к о н встречается по всему разрезу скважины в количестве от 0,2 до 6,0% (табл. 9). В пределах Нижнекуринской впадины наибольшее содержание его (до 10,0%) отмечено в отложениях акчагыльского яруса (Сарыджалар). Минерал этот представлен небольшими, но хорошо образованными кристаллами или их обломками и, реже, окатанными и полуокатанными зернами. Так, в отложениях продуктивной толщи Аляты-море циркон встречается в виде неправильных зерен различной степени окатанности и, реже, в форме хорошо образованных кристаллов, содержащих включения углистых образований. Размер зерен колеблется от 0,02 до 0,10 мм, преобладают зерна величиной 0,04—0,05 мм (фиг. 14). В породах акчагыльского яруса циркон представлен хорошо образованными кристаллами размером от 0,02 до 0,12 мм с включениями пирита (фиг. 15).

В среднем и нижнем апшероне преобладают в основном обломки циркона без включений, размером 0,01—0,10 мм (фиг. 16). В верхнем апшероне развит циркон призматической формы, реже в виде обломков, размером до 0,13 мм, с включениями воздуха и жидкости (фиг. 17).

Присутствие зерен циркона различной формы в породах плиоценового возраста может быть объяснено одновременным разрушением и сносом пород различного петрографического состава.

Т у р м а л и н в разрезе Аляты-море присутствует повсеместно в количестве до 2,5%, а в пределах всей области до 4,0%. Морфологический облик зерен и цвет турмалина в описываемых отложениях весьма разнообразен и меняется как по разрезу, так и по площади. В отложениях продуктивной толщи, акчагыльского яруса, нижнего и среднего апшерона он представлен призматическими зернами с включениями магнетита, ильменита и пузырьков воздуха (фиг. 18). Для пород продуктивной толщи характерны бесцветные и бурые зерна; для акчагыльского яруса — зеленовато-серые и серые, а для нижнего и среднего апшерона — бесцветные и бурые зерна.

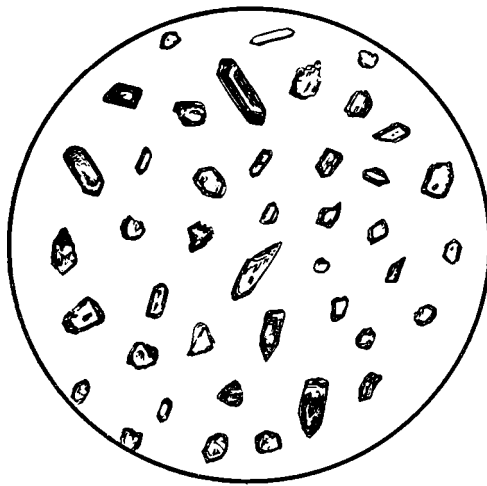
В породах верхнего апшерона турмалин находится в виде крупных обломков зеленого, зеленовато-бурого цвета с включениями магнетита и ильменита (фиг. 19).

В других районах Прикуринской низменности в породах продуктивной толщи турмалин принимает форму угловатых, реже окатанных обломков и призм бурого цвета. В отложениях акчагыльского и апшеронского ярусов зерна турмалина в глинистых породах мелкие, тонкие, призматические, бесцветные; в песчаных — бурые, призматические, с резким плеохроизмом.

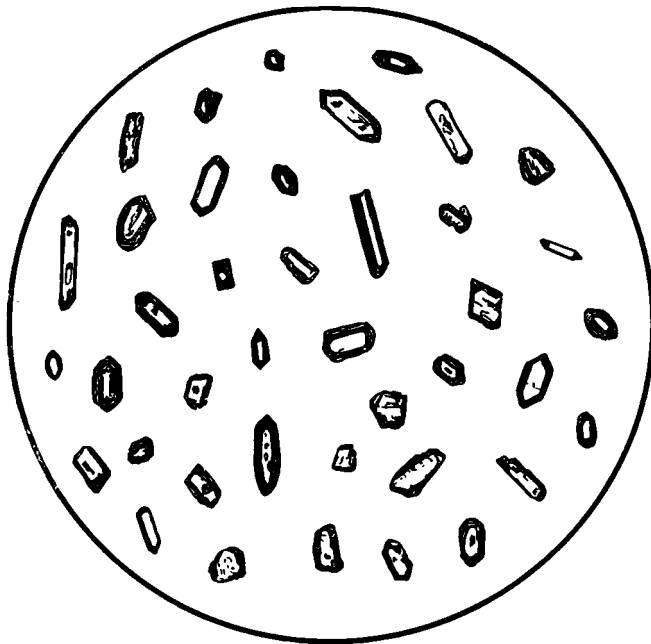
Р у т и л в описываемых отложениях по разрезу скв. 4 встречается от 0,1 до 1,0% (табл. 9). В Прикуринской низменности содержание его увеличивается до 4,0%. Присутствует рутил чаще всего в виде удлиненных призм размером 0,02—0,12 мм, реже в виде обломков неправильной формы.

Минерал обладает высоким рельефом; окрашен в янтарно-желтый, красно-бурый и коричневый цвет. В отложениях продуктивной толщи, помимо перечисленных выше разновидностей рутила, встречаются обломки красновато-желтого цвета, редко с включением рудных минералов (магнетит, ильменит).

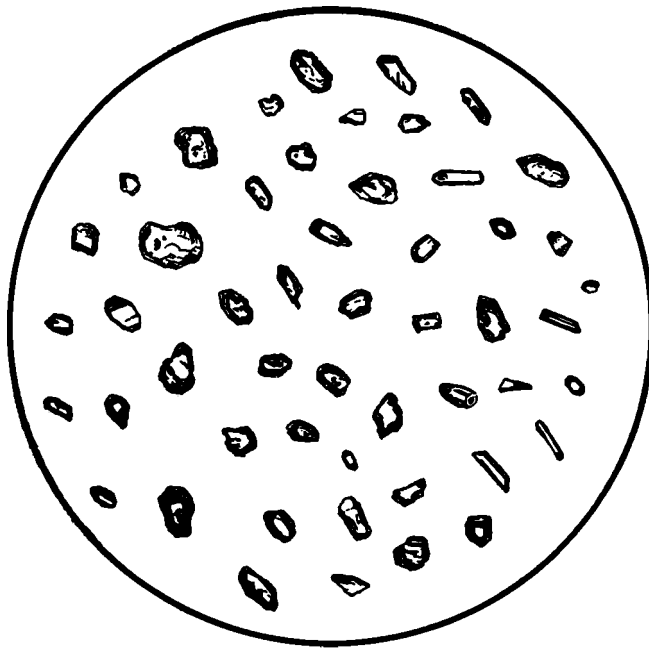
Б и о т и т в разрезе скв. 4 встречается в количестве от единичных зерен до 6% (табл. 9). Наибольшего развития (18%) он достигает в отложениях продуктивной толщи (разрезы Кюровдаг, Погорелая Плита и др.). В вулканических пеплах акчагыльского яруса (Бабазанан) содержание биотита достигает 86%. Цвет биотита оранжево-бурый, светло-бурый, красновато-бурый, оранжевый, меняющийся по разрезу. Для пород продуктивной толщи характерны зеленовато-бурые разновидности биотита с включением пузырьков воздуха и жидкости. Встречается биотит в виде чешуек,



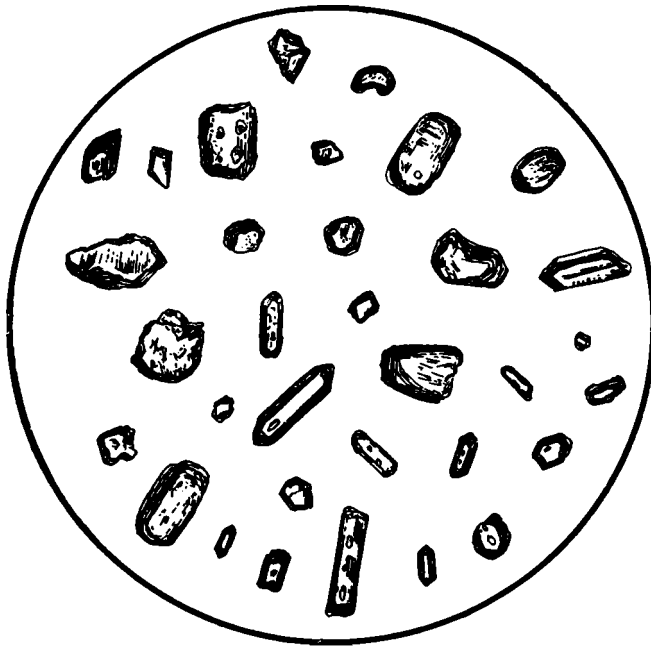
Фиг. 14. Циркон. Продуктивная толща. Аляты-море, скв. 4.
Фракция 0,1 — 0,01 мм. Увел. 48.



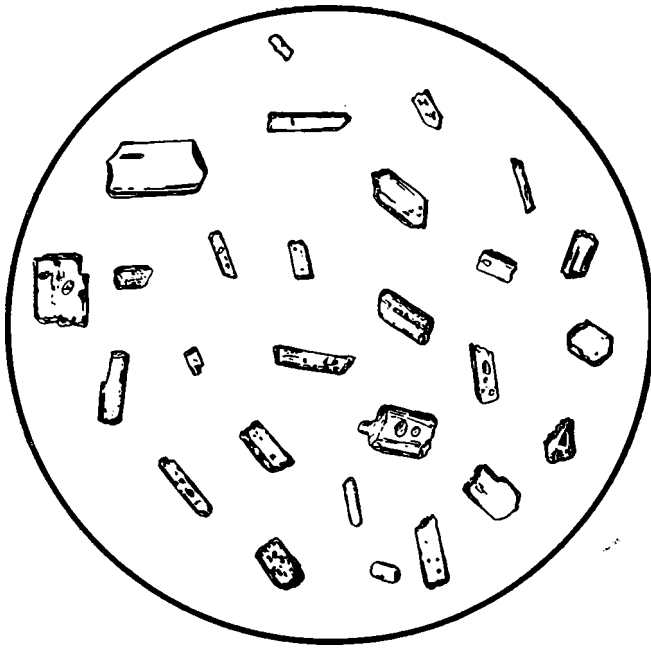
Фиг. 15. Циркон. Акчагыльский ярус. Алты-море, скв. 4.
Фракция 0,1 — 0,01 мм. Увел. 48.



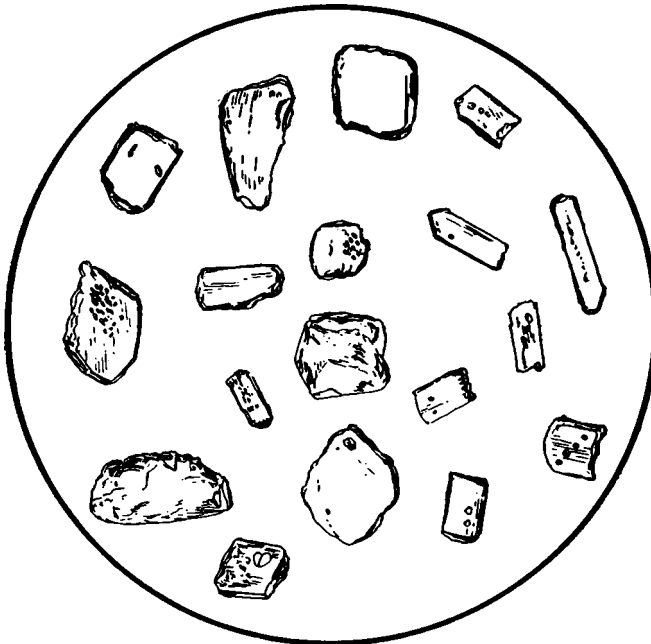
Фиг. 16. Циркон. Нижний и средний апшерон. Аляты-море, скв. 4.
Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48



Фиг. 17. Циркон. Верхний апшерон. Аляты-море, скв. 4.
Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48.



Фиг. 18. Турмалин. Продуктивная толща, акчагыльский ярус, нижний и средний апшерон. Аляты-море, скв. 4. Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48.



Фиг. 19. Турмалин. Верхний апшерон. Аляты-море, скв. 4. Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48.

имеющих округлые и рваные края; часто содержит включения циркона, турмалина, жидкости, воздуха, рудных минералов (пирита, гидроокислов железа). Плеохроизм едва заметный. Большинство зерен биотита ложится на грань пикоида (001) и в скрещенных николях изотропно.

Мусковит является одним из распространенных минералов в отложениях по разрезу скв. 4, причем наибольшее содержание его (до 54,2%) отмечается в породах акчагыльского яруса (табл. 9). Встречается мусковит в виде бесцветных тонких листочков с рваными краями, которые обычно ложатся по спайности, вследствие чего имеют низкое двупреломление и характерное облачное погасание или изотропны. Многие листочки имеют темные непрозрачные включения гидроокислов железа и пирита, а также пузырьков воздуха. Величина зерен мусковита в большинстве случаев в 2—3 раза превышает размер других минералов, встречающихся совместно с ним.

Мусковит в плиоценовых отложениях Прикуринской низменности встречается повсеместно. Наибольшее его содержание отмечается в породах акчагыльского яруса и верхней части продуктивной толщи (слюдистая свита), где количество его увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад.

Хлорит является наиболее распространенным терригенным минералом в составе тяжелой алевритовой фракции пород по разрезу скв. 4. Содержание его здесь иногда достигает 70%, причем наибольшее количество встречается в апшеронских и акчагыльских отложениях (табл. 9).

В породах продуктивной толщи присутствие этого минерала обычно не превышает 14%. Хлорит встречается в виде округленно-угловатых зерен, неправильных листочков и чешуек, имеет зеленую окраску, обладает низкими темно-серыми цветами интерференции; нередко наблюдаются изотропные разности. В породах продуктивной толщи и акчагыльского яруса наряду с разрушенными разностями хлорита часто встречаются свежие (фиг. 20). Хлориты с сильно разрушенной поверхностью характерны для пород апшеронского яруса (фиг. 21).

Обыкновенная роговая обманка встречается по всему разрезу скважины в количестве до 52,9%. Наибольшего развития она достигает в породах среднего апшерона и продуктивной толщи. Присутствует в виде призматических зерен зеленого и бурого цвета. В отложениях продуктивной толщи, акчагыльского яруса, нижнего и среднего апшерона встречаются разности с ясно выраженной спайностью по (110). В единичных зернах наблюдаются включения гидроокислов железа, магнетита, турмалина и воздуха (фиг. 22). В верхнем апшероне роговая обманка представлена удлиненными зернами зеленого, зеленовато-бурого цвета с включением воздуха и жидкости (фиг. 23). Удлиненные пластинки с неправильными концами игольчатого габитуса наблюдаются в акчагыльском ярусе, а также в нижнем и среднем апшероне.

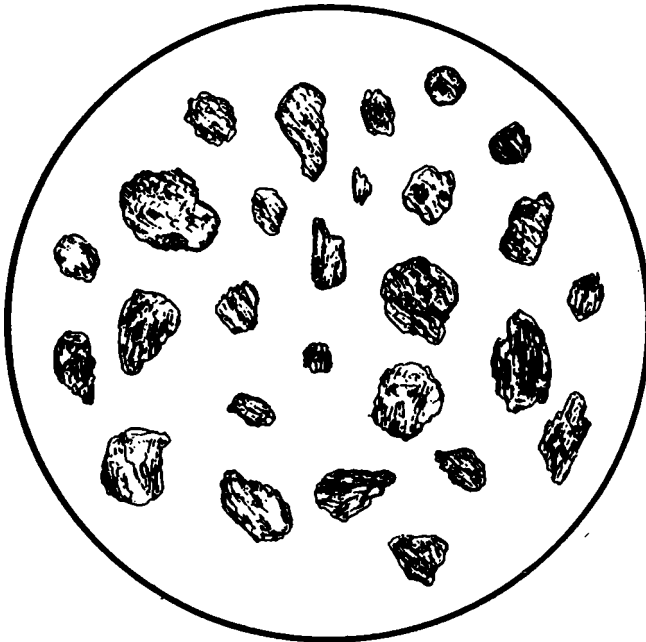
Содержание ее в отложениях продуктивной толщи Прикуринской низменности уменьшается с юго-запада на северо-восток; в отложениях акчагыльского и апшеронского ярусов наибольшего развития она достигает в западной части исследуемой области (Падар, Сарыджалар, Кюровдаг, Мишовдаг, Дайкенд).

Морфологические особенности зерен роговой обманки в отложениях Прикуринской низменности и по разрезу скв. 4 Аляты-море почти идентичны. Исключение составляют отложения продуктивной толщи Прикуринской низменности, в которых появляется роговая обманка игольчатого габитуса.

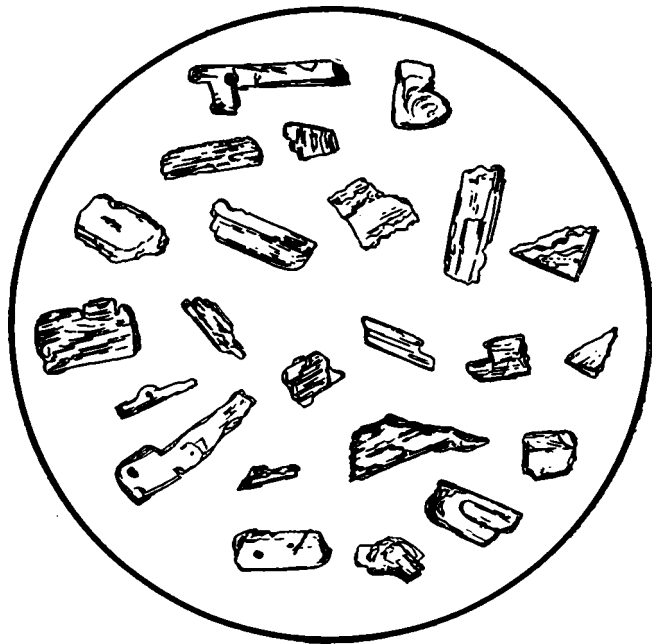
Базальтическая роговая обманка в составе тяжелой алевритовой фракции пород по разрезу описываемой скважины не превышает 1,5%. Окраска ее желто-бурая с характерным плеохроизмом по



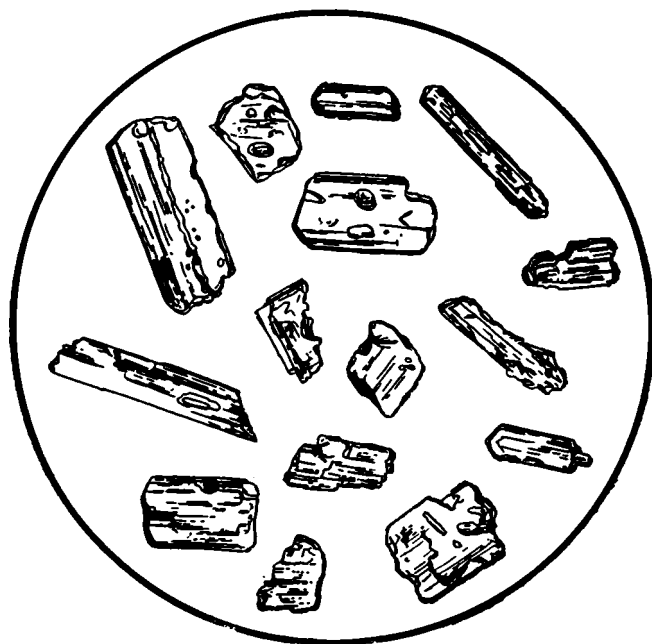
Фиг. 20. Хлорит. Продуктивная толща и акчагыльский ярус.
Аляты-море, скв. 4. Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48.



Фиг. 21. Хлорит. Апшеронский ярус. Аляты-море, скв. 4.
Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48.



Фиг. 22. Роговая обманка. Продуктивная толща, акчагыльский ярус, нижний и средний апшерон. Аляты-море, скв. 4. Фракция 0,1—0,01 мм. Увел. 48.



Фиг. 23. Роговая обманка, Верхний апшерон. Аляты-море, скв. 4. Фракция 0,1 —0,01 мм. Увел. 48.

биотитовой схеме. По форме и величине этот минерал не отличается от обыкновенной роговой обманки.

А к т и н о л и т в виде единичных зерен был встречен в отложениях продуктивной толщи на Бакинском архипелаге (Аляты-море, о-в Свиной, Погорелая Плита) и в породах апшеронского яруса (Мишовдаг). Представлен он светло-зелеными тонкими призматическими зернами с обломанными концами, плеохроирующими от светло-зеленого до желтого цвета.

А в г и т в породах по разрезу скв. 4 Аляты-море распространен по всему разрезу от следов до 50,9%. Наибольшего развития он достигает в породах продуктивной толщи как в изученном разрезе, так и по всей Нижнекуринской впадине. В отложениях акчагыльского яруса Аляты-море авгит встречается в виде единичных зерен, а в апшеронском ярусе не превышает 8,0%. Что касается Нижнекуринской впадины, то авгит больше всего распространен в Падаре, Сарыджаларе, Кюровдаге, Мишовдаге, Бабазанане и Дайкенде. Авгит представлен неправильными обломками, реже короткопризматическими кристаллами. Минерал имеет светло-зеленый цвет и слабый плеохроизм. Часто встречаются зерна с включением воздуха, жидкости, рудных минералов (магнетита, ильменита), рутила, циркона и турмалина. Почти все зерна свежие, без каких-либо следов выветривания.

Д и о п с и д наибольшего содержания достигает в породах продуктивной толщи Аляты-море (до 23,1%); в отложениях апшеронского яруса присутствует в небольшом количестве (табл. 9), а в акчагыле отсутствует. Такая же закономерность наблюдается по всей Нижнекуринской впадине. Представлен он повсеместно светло-зелеными, реже бесцветными призматическими зернами с зазубренными краями.

Э п и д о т встречается в породах по всему разрезу совместно с роговыми обманками и пироксенами в количестве от 12% в Аляты-море и до 55% в Нижнекуринской впадине, где количество эпидота испытывает некоторые колебания, вследствие чего он является корреляционным минералом (слюдисто-эпидотовая свита). Находится эпидот в виде зерен неправильной формы зеленовато-бурого цвета, которые обычно разрушены и загрязнены продуктами выветривания. Свежие разности редки. Для большинства зерен характерна агрегатная поляризационная окраска.

Ц о и з и т обычно является спутником эпидота. Присутствует он в разрезе скв. 4 Аляты-море в количестве до 3,5% в продуктивной толще, до 0,5% в акчагыльском ярусе и до 2% в апшеронском ярусе. Цоизит представлен неправильными угловатыми бесцветными зернами, имеет характерную интерференционную окраску в темных индиго-синих тонах и высокий показатель преломления.

Д и с т е н в разрезе описываемой скважины, так же как в отложениях среднего и верхнего плиоцена Нижнекуринской впадины, присутствует в виде единичных зерен. Несколько увеличивается его содержание в северо-восточной части описываемой области (Алятская коса, о-в Дуванный), а также на островах Бакинского архипелага (в песчаных породах 1,0—1,5%). Форма зерен дистена удлиненная, призматическая, угловато-округленная, реже полукатанная, с гладкой поверхностью и поперечными трещинами; иногда попадаются короткие кристаллы и, реже, обломки, поверхность которых покрыта многочисленными царапинами и трещинами. Зерна дистена бесцветны, с включениями пузырьков воздуха, в той или иной степени разрушены.

С т а в р о л и т встречается по разрезу скв. 4 Аляты-море в породах продуктивной толщи, верхнего и среднего апшерона в виде единичных зерен совместно с дистеном. В редких случаях количество его в породах продуктивной толщи Нижнекуринской впадины (Алятская коса, Дуванный-море, Хамамдаг-море) достигает 1,0%. Форма его зерен неправильная,

угловатая, цвет бурый, буровато-желтый, соломенно-желтый. Обладает сильным плеохроизмом от светло-желтых до желтых тонов.

С и л и м а н и т встречается в виде единичных зерен (иногда до 0,5 %) в породах продуктивной толщи и нижнего апшерона по разрезу скв. 4 Аляты-море. В отложениях продуктивной толщи Прикуринской низменности и Бакинского архипелага силлиманит присутствует в виде единичных зерен в тех же районах, что дистен и ставролит. Представлен он в виде зерен бесцветной неправильной призматической и округлой формы.

П и к о т и т присутствует в породах продуктивной толщи по разрезу скв. 4 и по всему разрезу средне- и верхнеплиоценовых отложений Нижнекуринской впадины в количестве до 1,0 %. Зерна его неправильной угловатой формы. Окраска зерен кофейно-коричневая, темно-бурая и, реже, красновато-бурая.

Т и т а н и т встречается по всему разрезу скв. 4 в количестве до 0,5 %. Зерна его бесцветные, неправильной угловатой формы, характеризуется высоким рельефом, отсутствием полного погасания и интерференционной окраской от индиго-синего до золотистого цвета. В Прикуринской низменности титанит отмечается в количестве не более 1,0—1,5 % по всему разрезу средне- и верхнеплиоценовых отложений.

А н а л ь ц и м присутствует в породах продуктивной толщи Прикуринской низменности до 4,0 % (Бабазанан, Нефтяная балка) в виде зерен округлой формы розового цвета (Алиев и Дайдбекова, 1955; Фукс-Романова, 1934). Наличие анальцима в виде кристаллов восьмиугольной формы или каемочек, состоящих из многогранных кристалликов, образующихся на обломках эффузивных пород или средних и основных плагиоклазов, отмечает также А. Г. Коссовская (1952) в тех же отложениях разреза Бабазанан.

Б р у к и т и а п а т и т встречаются преимущественно в апшеронском ярусе в количествах до 0,1 %.

Б а р и т в количестве до 10 % встречается по всему разрезу описываемой скважины, однако в отдельных образцах продуктивной толщи и апшеронского яруса содержание его достигает 30 %. Представлен он бесцветными угловатыми зернами с серым и синевадно-серым оттенком. Значительно реже встречаются окатанные разности.

П и р и т в разрезе описываемой скважины встречается преимущественно в отложениях акчагыльского яруса и в верхней части продуктивной толщи. В породах нижней части разреза, а также апшеронского яруса содержание его обычно не превышает нескольких процентов от тяжелой фракции. Представлен пирит бесформенными зернами, порошкообразными агрегатами и мелкими конкреционными отложениями. В разрезах продуктивной толщи островов Бакинского архипелага встречаются хорошо образованные кристаллы (кубы, октаэдры и их комбинации). В разрезе акчагыльского яруса пирит мелкий, сферолитовой формы. Встречаются лимонитизированные разности. Судя по облику и условиям нахождения в осадочном комплексе средне- и верхнеплиоценовых отложений, пирит в подавляющем большинстве является минералом аутигенным.

Г и д р о о к с и л ы ж е л е з а в породах по разрезу скв. 4 так же, как Нижнекуринской впадины в целом, встречаются повсеместно. Наибольшего содержания они достигают в породах продуктивной толщи (до 64 %), где имеют корреляционное значение (фиг. 13). Представлены они зернами неправильной и, реже, угловато-окатанной формы, нередко образуют пленку на поверхности зерен пирита, магнетита и других минералов, являясь в этом случае явно вторичными. В отложениях продуктивной толщи и акчагыльского яруса встречаются псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту.

Г и д р о т р о и л и т. Присутствие гидротроилита в разрезе скв. 4 Аляты-море отмечено в глинах акчагыла и нижнего апшерона в виде тон-

чайших прослоев синевато-черного цвета, по-видимому, аутигенного происхождения. Довольно часто встречается гидротроилит также в средне- и верхнеплиоценовых отложениях других районов Прикуринской низменности (Падар, Дайкенд, Сарыджалар, Каламадын, Кырлых, Малый Харамы, Кюровдаг, Мишовдаг, Калмас, Хыдырлы, Алятская коса и др.) (Даидбекова и Ибрагимова, 1961). Содержание гидротроилита составляет обычно 10—50 %, но часто достигает 80—90 % от тяжелой фракции. Под микроскопом он представлен неправильными и округлыми зернами черного цвета с сероватым и синеватым оттенком.

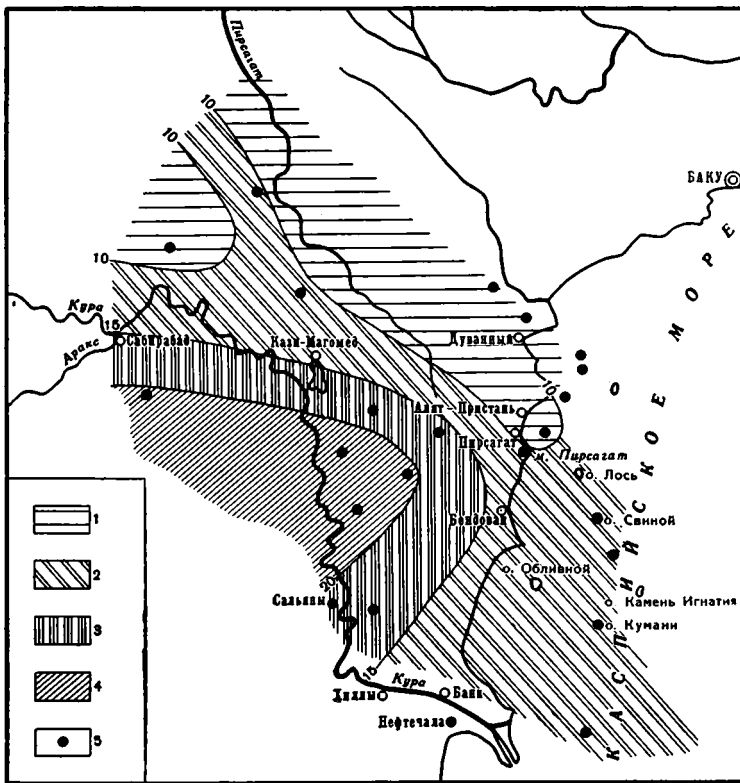
Г л а у к о н и т в разрезе Аляты-море присутствует в количестве до 4 % по всему разрезу средне- и верхнеплиоценовых отложений. Наибольшее содержание его (до 38 %) отмечается в отложениях продуктивной толщи других разрезов Нижнекуринской впадины (Алятская коса, Хамамдаг-море и др.). Представлен он зернами округлой и неправильной формы, с характерной агрегационной микроструктурой и зеленой окраской. Во многих случаях глауконит, очевидно, аутигенного происхождения.

Распределение аллотигенных минералов по разрезу и площади

Как следует из табл. 9 и фиг. 13, минералогический состав алевритовой фракции пород по всему разрезу скв. 4 сравнительно однообразен. В легкой фракции преобладают обломки пород, а в тяжелой фракции — мусковит, хлорит, роговые обманки, пироксены, устойчивые минералы, эпидот, цоизит, пикотит и др. В то же время наблюдается, что в различных стратиграфических подразделениях разреза количественное соотношение этих минералов меняется. Так, отложения продуктивной толщи характеризуются присутствием среди терригенных минералов роговых обманок, авгита, диопсида, эпидота, цоизита, дистена, глауконита и гидроокислов железа; отложения акчагыльского яруса — повышенным содержанием мусковита, хлорита, биотита, пирита и присутствием гидротроилита; отложения нижнего апшерона — преобладанием среди аллотигенных минералов хлорита, а также присутствием гидротроилита; отложения среднего апшерона — присутствием роговой обманки; отложения верхнего апшерона — повышенным содержанием циркона и почти полным отсутствием роговых обманок.

Наряду с этим отмечается, что в отдельных частях разреза эти минералы приобретают новые морфологические признаки: для отложений продуктивной толщи — это преобладание обломков циркона, бесцветные и бурые разности турмалина; для отложений акчагыльского яруса — преобладание хорошо образованных зерен циркона, зеленовато-серых и серых зерен турмалина, зеленого биотита с включениями пирита; для нижне- и среднеапшеронских отложений — преобладание обломков циркона без включений, бесцветных и бурых кристаллов турмалина, игольчатой роговой обманки, оранжевых зерен биотита, зеленого хлорита с сильно разрушенной поверхностью. Отмечается, что описанные выше минералы в большинстве случаев сохраняют свои типоморфные особенности в породах продуктивной толщи акчагыла и среднего апшерона и приобретают новые признаки в отложениях верхнего апшерона и особенно постплиоцена.

Значительно более непостоянным является распределение аллотигенных минералов по площади в средне- и верхнеплиоценовых отложениях Нижнекуринской впадины. Наиболее четко здесь прослеживается закономерность в локализации кварца и обломков пород. Так, в разрезах верхней части (~600 м) продуктивной толщи, расположенных в западной части области (Сарыджалар, Кюровдаг, Бабазанан), содержание кварца составляет 20,7—23,3 %, а на востоке (Аляты-море, о-в Свиной, банка Головачева) уменьшается до 10,2—15,1 %. Иначе говоря, концентрация



Фиг. 24. Схема распределения роговой обманки в отложениях продуктивной толщи Нижнекуртинской впадины.

1 — менее 10%; 2 — от 10 до 15%; 3 — от 15 до 20%; 4 — более 20%; 5 — изученные пункты

максимального количества кварцевых зерен имеет место в зоне развития песчаных пород (0,25—0,1 мм), а минимальное его содержание — в зоне глинистых пород (<0,01 мм). Та же закономерность наблюдается в распределении других аллотигенных минералов в породах продуктивной толщи. Отмечается, что наибольшая концентрация основных компонентов тяжелой фракции, какими являются обыкновенная роговая обманка, авгит, диопсид и другие, также приурочена к зоне развития наиболее крупного песчано-алевритового материала, т. е. к области, наиболее приближенной к источникам сноса обломочного материала. Это иллюстрируется фиг. 24, из которой следует, что наибольшее содержание роговой обманки (20,6—25,5%) отмечается в разрезах продуктивной толщи Сарыджалара и Кюровдага, а наименьшее (10,5—13,7%) — в породах тех же отложений удаленных от них площадей Бакинского архипелага (Камень Персиянин, Погорелая Плита и др.). Та же закономерность контролирует распределение и других аллотигенных минералов продуктивной толщи, а именно: присутствие ассоциации дистена — ставролита — силлиманита в северо-восточных районах описываемой области, приближенных к Апшеронскому полуострову (Дуваннй-море, Алятская коса, Хамамдаг-море и др.); повышенное содержание обломков эффузивных пород в отложениях продуктивной толщи южных районов Бакинского архипелага (банка Головачева, банка Карагедова и др.); наибольшее количество авгита и диопсида в юго-западных (Каламадын, Малый Харам и др.) районах области и т. д. (табл. 10).

Таблица 10

Среднее содержание характерных аллотигенных минералов в алевритовой фракции пород продуктивной толщи Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Легкая фракция				Тяжелая фракция														Число ана- лиз
	Кварц	Полевые шпаты	Вулкани- ческое стекло	Обломки пород	Магнетит, ильменит	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Биотит	Мусковит	Хлорит	Обычно- венная и базальти- ческая роговые обманки	Авгит, диопсид	Эпидот, цонзит	Дистен	Ставро- лит		
Сарыджалар	21,5	16,3	0,9	61,3	20,6	0,2	1,0	—	—	1,3	1,1	0,5	20,6	18,3	15,3	—	—	26	
Падар	13,3	17,1	2,0	67,6	14,2	<0,1	0,4	<0,1	—	0,6	5,7	1,4	4,9	5,5	3,0	—	—	67	
Каламадын	14,9	11,2	1,5	72,4	24,6	0,7	1,4	0,8	<0,1	0,5	6,1	1,5	11,5	23,0	9,4	—	—	64	
Кырлых	9,2	11,7	0,1	79,0	15,9	0,4	0,7	0,9	0,1	0,7	5,7	3,1	5,6	13,3	1,8	0,2	0,2	52	
Кюровдаг	23,3	17,6	0,7	58,4	12,1	0,3	1,0	0,4	<0,1	2,2	4,0	1,1	25,5	18,4	16,5	—	—	111	
Мишовдаг	14,2	13,9	0,3	71,6	11,6	0,3	0,7	0,4	<0,1	0,9	6,3	1,6	15,3	12,1	8,0	—	<0,1	39	
Калмас	15,6	12,5	0,9	71,0	13,9	0,3	1,5	0,6	<0,1	3,5	5,9	2,8	8,4	3,0	5,4	<0,1	<0,1	21	
Бабазанан	20,7	22,1	0,2	57,0	11,1	0,1	0,4	0,3	<0,1	1,9	5,1	1,8	16,3	18,3	15,3	—	—	44	
Алятская коса	11,6	7,7	0,1	80,6	13,3	1,1	1,6	1,1	0,2	0,4	6,1	4,1	5,8	6,0	5,5	0,2	<0,1	219	
Хыдырлы	9,3	10,0	—	80,7	8,1	0,2	0,8	1,0	0,1	1,4	11,7	10,6	17,1	8,3	7,9	<0,1	<0,1	31	
Дуванный-море	20,0	5,0	—	75,0	20,7	0,4	0,9	0,5	0,1	0,8	13,2	6,5	9,3	11,9	8,5	0,1	0,4	89	
Сангачалы-море	15,1	11,4	0,2	73,3	15,3	0,6	1,3	0,9	0,2	0,9	11,3	3,5	4,6	5,4	6,1	<0,1	<0,1	53	
Аляты-море	10,2	8,4	0,1	81,3	15,7	0,7	1,2	0,8	0,1	1,7	10,8	4,3	11,1	11,2	5,1	0,1	<0,1	47	
Хамамдаг-море	14,9	15,4	<0,1	69,7	17,2	0,7	1,7	0,6	0,3	8,3	7,1	4,0	6,2	6,7	8,1	<0,1	<0,1	204	
Остров Свинной	14,7	10,0	—	75,3	12,7	0,2	0,8	0,8	<0,1	5,9	5,8	2,1	13,6	5,5	12,4	<0,1	<0,1	79	
Камень Персиянин	15,3	14,1	—	70,6	12,3	0,4	0,8	0,7	<0,1	10	4,9	4,1	10,5	6,9	6,3	<0,1	<0,1	75	
Погорелая Плита	15,1	13,9	—	71,0	7,5	0,3	1,1	0,6	<0,1	5,8	8,7	1,7	13,2	4,8	9,3	—	0,1	91	
Банка Головачева	10,3	11,6	—	78,1	15,8	0,4	1,1	0,9	<0,1	1,4	6,8	2,2	13,7	3,6	4,3	<0,1	<0,1	58	

В связи с этим остановимся вкратце на вопросе об источниках сноса обломочного материала, принимавших участие в формировании отложенной продуктивной толщи Нижнекуринской впадины. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в период образования осадков продуктивной толщи поступление терригенного материала в морской бассейн, занимавший площадь современного Бакинского архипелага, Прикуринскую низменность и Кобыстан, происходило из ряда питающих провинций. По данным многих исследователей (Алиев, 1947, 1949, 1959, 1960; Али-Заде, 1960; Али-Заде и Ширинов, 1955; Ахмедов и Салаев, 1953; Батурин, 1937; Горин, 1951; Дайдбекова и Курбанова, 1959; Князев, 1951; Мустафаев, 1961; Мустафаев и Горин, 1948; Пустовалов, 1951; Путкарадзе, 1958; Султанов, 1959; Фукс-Романова, 1934, 1939; Хаин и Шарданов, 1952), на северо-западе, западе и юго-западе питающими провинциями являлись горные сооружения Большого и Малого Кавказа; на юге — Ширвано-Талышская суша; на северо-востоке — Северо-Каспийская суша, частично Русская платформа и др. Вопрос о значении каждого из указанных источников сноса терригенного материала еще не вполне разрешен. Однако то обстоятельство, что границы терригенно-минералогических провинций в области Прикуринской низменности и Бакинского архипелага нечетки, говорит о том, что поступление терригенного материала из указанных выше источников сноса могло происходить одновременно.

Что касается удаленности источников сноса от бассейна, то, судя по преобладанию угловатой формы зерен большинства минералов, они находились на сравнительно близком расстоянии. Определение формы кварцевых зерен в породах 15 разрезов продуктивной толщи под бинокулярной лупой по методике Г. Г. Леммлейна и В. С. Князева (1951) показало, что основная их масса состоит из угловатых разностей, почти лишенных следов механической обработки. Эти данные, а также призматическая форма плагиоклазов, удлиненно-призматическая форма роговой обманки, свежая зубчатая форма пироксенов, пластинчатые слюды и хлориты говорят о недалеком пути следования обломочного материала.

Аналогичная закономерность в распределении аллотигенных минералов наблюдается также в перекрывающих продуктивную толщу породах акчагыльского и апшеронского ярусов. Наибольшая концентрация основных терригенных минералов в этих отложениях приурочена к западной части области (Падар, Сарыджалар, Кюровдаг, Мишовдаг и др.), где они представлены песчано-алеврито-глинистыми образованиями. В соответствии с этим содержание кварца в породах акчагыльского яруса уменьшается от 14,7—11,0% в Сарыджаларе и Кюровдаге до 4,6—4,4% в Аляты-море и Хамамдаг-море (табл. 11), а содержание роговых обманок — от 27,8—9,9% в Сарыджаларе и Дайкенде до 5,2—2,0% в Аляты-море и Пирсагаге (табл. 11).

Весьма характерно выглядит распределение в водоеме более легких минералов (мусковит, хлорит), которые благодаря своему низкому удельному весу свободно переносятся в более отдаленные его участки (табл. 11, фиг. 25).

Возможно, что в отличие от века продуктивной толщи поступление обломочного материала в акчагыльский бассейн происходило из более ограниченного числа источников сноса; и если в период формирования осадков продуктивной толщи он поступал почти отовсюду и разносился повсеместно, то в акчагыльском бассейне господствовало преимущественно восточное направление. Это наглядно демонстрируется схемой терригенно-минералогических провинций акчагыльского бассейна (фиг. 26), границы которых совпадают с границами литофациальных зон (фиг. 8) и тем самым указывают на существование связи между распределением аллотигенных минералов и гранулометрической сортировкой обломочного материала.

Таблица 11

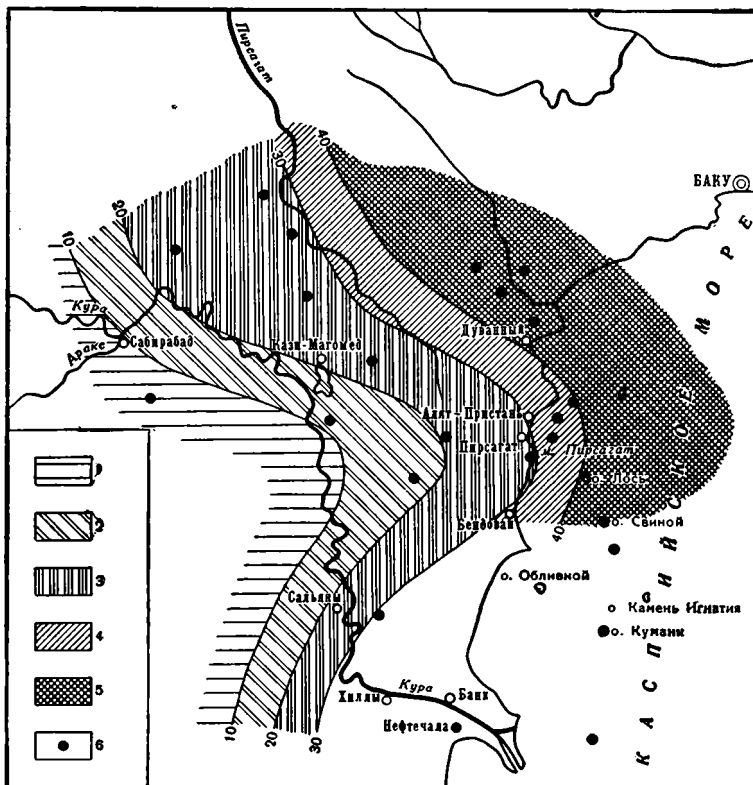
Среднее содержание характерных аллотигенных минералов в алевритовой фракции пород акчагыльского яруса Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Легкая фракция				Тяжелая фракция										Число анализов	
	Кварц	Полевые шпаты	Вулканическое стекло	Обломки пород	Магнетит, ильменит	Гранат	Циркон	Рутил	Турмалин	Биотит	Мусковит	Хлорит	Роговая обманка	Авгит, диопсид		Эпидот, цоизит
Сарыджалар	14,7	14,2	0,9	70,2	20,4	1,2	4,0	—	<0,1	2,0	0,2	2,2	27,8	1,9	10,7	91
Падар	12,6	16,2	0,7	70,5	18,5	<0,1	0,6	—	<0,1	1,1	6,1	20,0	13,7	2,8	4,3	72
Каламадын	11,7	17,4	—	70,9	2,9	0,5	1,7	0,3	1,0	0,8	7,0	11,0	0,1	—	—	30
Малый Харамы	3,7	9,1	—	87,2	10,1	0,6	2,8	0,1	1,1	0,4	10,9	20,0	<0,1	—	—	23
Кырлых	8,2	19,0	—	72,8	8,3	0,5	1,5	0,3	1,5	0,6	3,0	23,0	<0,1	—	—	28
Кюровдаг	11,0	16,0	1,7	71,3	11,4	0,5	1,2	<0,1	0,6	3,3	1,2	9,7	15,6	3,9	13,9	60
Мишовдаг	10,8	18,3	—	0,9	8,0	0,5	1,1	0,1	0,7	1,9	2,0	19,0	8,5	1,8	6,4	32
Калмас	8,6	10,8	0,4	80,2	8,4	0,6	1,4	0,3	1,1	1,0	3,0	18,0	6,2	4,3	8,3	11
Дайкенд	2,9	17,5	0,4	79,2	27,3	0,3	1,1	—	—	0,6	4,2	24,2	9,9	9,4	6,6	28
Бабазанан	8,8	21,0	—	0,2	14,2	0,2	1,1	<0,1	0,5	1,5	5,0	28,1	1,2	0,4	0,5	18
Алятская коса	8,2	19,1	—	72,7	3,6	0,2	0,7	—	0,4	0,9	1,2	14,0	1,1	—	4,4	23
Пирсагат	10,0	17,0	1,0	72,0	—	1,0	—	—	1,0	—	0,5	2,5	2,0	1,0	—	6
Хыдырлы	4,5	12,4	—	83,1	1,6	0,5	1,5	<0,1	1,1	0,4	4,2	24,6	2,3	—	—	9
Аляты-море	4,6	11,9	—	83,5	8,4	0,3	0,9	<0,1	0,5	1,2	22,4	18,0	5,2	—	—	9
Хамамдаг-море	4,4	9,4	—	86,2	1,9	0,5	1,5	0,3	1,3	1,2	5,8	27,8	—	—	—	5

Таблица 12

Среднее содержание характерных аллотигенных минералов в алевритовой фракции пород нижнего апшерона Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Легкая фракция				Тяжелая фракция										Число анализов	
	Кварц	Полевые шпаты	Вулканическое стекло	Обломки пород	Магнетит, ильменит	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Биотит	Мусковит	Хлорит	Обыкновенная роговая обманка	Авгит, диопсид		Эпидот, цоизит
Сарыджалар	15,3	25,5	0,1	59,1	20,5	0,2	2,0	1,0	—	1,6	1,9	2,0	20,4	16,6	14,0	104
Каламадын	18,4	8,7	—	82,9	9,5	0,1	0,9	0,6	<0,1	<0,1	10,0	17,9	7,8	6,8	4,5	4
Мишовдаг	13,9	62,4	0,5	23,2	6,4	—	0,9	0,4	—	0,7	16,4	20,0	13,4	<0,1	9,9	11
Малый Харамы	9,1	21,1	—	69,8	7,5	—	0,2	0,1	—	<0,1	20,0	28,2	4,4	1,3	0,1	9
Бабазанан	0,9	8,0	—	91,9	17,0	—	0,6	<0,1	—	0,4	22,3	30,0	0,5	—	—	11
Дайкенд	4,0	25,0	<0,1	71,0	32,3	1,0	0,5	0,2	—	2,0	2,0	4,0	7,1	2,0	6,0	75
Аляты-море	3,2	12,7	—	84,1	19,3	0,2	1,0	0,2	<0,1	0,1	10,5	39,8	4,3	<0,1	<0,1	10



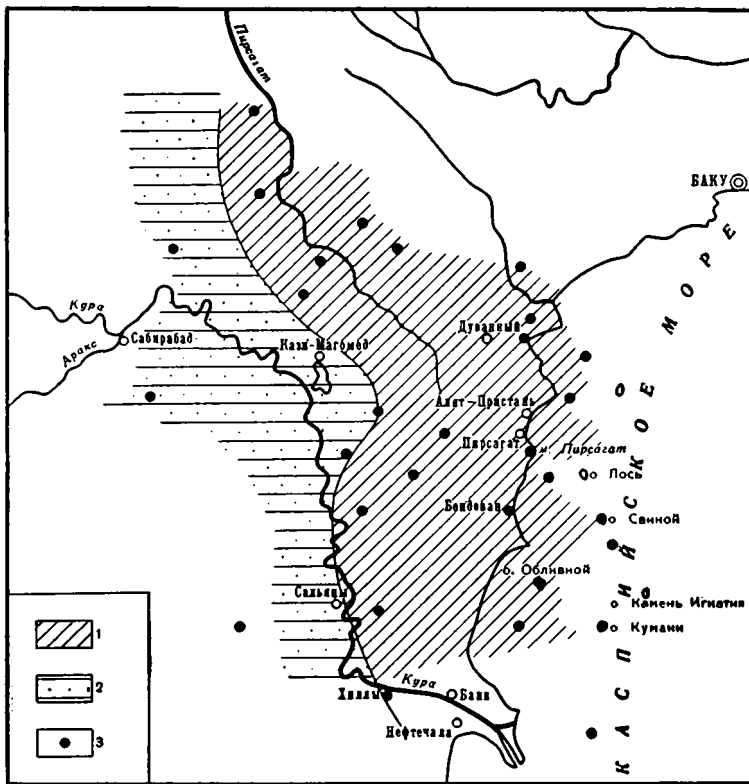
Фиг. 25. Схема распределения мусковита и хлорита в отложениях акчагыльского яруса Нижнекуринской впадины.

1 — менее 10%; 2 — от 10 до 20%; 3 — от 20 до 30%; 4 — от 30 до 40%; 5 — более 40%;
6 — изученные пункты

Распределение аллотигенных минералов в апшеронском бассейне в целом то же, что и в акчагыле; оно отражает гранулометрическую сортировку обломочного материала, связанную, в свою очередь, с распределением литофаций и геоморфологическими особенностями дна бассейна.

На примере Охотского моря установлено (Страхов, 1960), что среди терригенных минералов его осадков выделяются две группы: 1) компоненты, поступающие в море из всех частей водосборной площади (обломки пород, кислые, основные плагиоклазы и др.), и 2) компоненты, поступающие с более ограниченных участков сноса (кварц, роговые обманки, авгит, диопсид и др.). Рассматривая распределение аллотигенных минералов в нижнеапшеронском бассейне с этой точки зрения, можно прийти к следующему выводу. Так же как и в акчагыле, основная роль при формировании осадков нижнего апшерона принадлежала обломочному материалу, поступающему преимущественно с Малого Кавказа. Об этом свидетельствует повышенное содержание полевых шпатов, роговых обманок, авгита и диопсида, магнетита и ильменита в Дайкенде и Сарыджаларе и минимальное их количество в Аляты-море. С другой стороны, область наибольшего распространения этих минералов совпадает с зоной развития более крупного обломочного материала (табл. 12).

Этими данными подтверждаются прежние исследования В. П. Батурина (1931, 1937), П. П. Авдусина (1939, 1952), Г. Ю. Фукс-Романовой (1934, 1939), А. Г. Алиева (1947, 1949, 1959), А. Д. Султанова (1959), В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), А. Л. Путкарадзе (1958), А. А. Али-Заде,



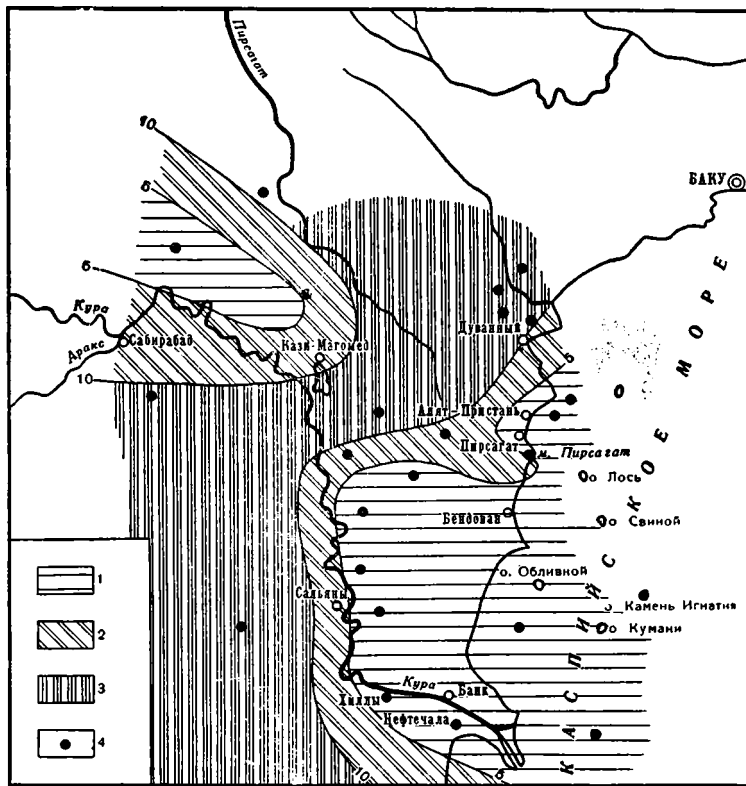
Фиг. 26. Схема терригенно-минералогических провинций акчагыльского яруса Нижнекуринской впадины.

Область развития осадков: 1 — с пиритом, слюдами и устойчивыми минералами; 2 — с амфиболами, пироксенами, эпидотом, цоизитом в тяжелой и кварцем в легкой фракциях; 3 — изученные пункты

Ф. А. Ширинова (1955), А. А. Али-Заде (1960), А. К. Алиева (1960), И. С. Мустафаева, В. А. Горина (1948), Э. А. Даидбековой и Ф. М. Курбановой (1959) и других, по мнению которых отложения среднего и верхнего плиоцена Прикуринской низменности образовались в первую очередь за счет обломочного материала, приносимого реками, дренирующими Малый Кавказ.

В нижнеапшеронском бассейне, так же как и в акчагыльском, гидродинамическая активность была, по-видимому, несколько слабее, чем в бассейне века продуктивной толщи, вследствие чего перечисленные минералы в центральную и наиболее глубокую часть бассейна почти не приносились. Что касается века среднего апшерона, то благодаря усиленному движению водных масс обломочный материал разносился в более удаленные участки бассейна, о чем свидетельствует повышенное содержание ряда аллотигенных минералов (обыкновенная роговая обманка, авгит и др.) в районе островов Бакинского архипелага (табл. 13, фиг. 27). Несколько усиливается также в среднеапшеронское время роль северо-западных источников сноса (Большой Кавказ), благодаря чему стало более заметным поступление в бассейн таких минералов, как циркон, хлорит и др. (табл. 13). Примерно те же условия, способствовавшие почти аналогичному распределению аллотигенных минералов в бассейне, сохранились и в верхнеапшеронский век (табл. 14).

В заключение интересно отметить, что некоторые закономерные изменения наблюдаются также и в распределении цемента пород по площади.



Фиг. 27. Схема распределения авгита и диопсида в отложениях среднего апшерона Нижнекуринской впадины.

1 — от 0 до 5%; 2 — от 5 до 10%; 3 — более 10%; 4 — изученные пункты

Так, для песчано-алевритовых пород верхней части разреза продуктивной толщи западной и юго-западной частей области (Харамии, Падар, Сарыджалар, Мишовдаг, Кюровдаг, Бабазанан и др.) характерным является известковистый и глинисто-известковистый цемент. Тот же состав цемента имеют песчаные и алевритовые породы верхней части разреза продуктивной толщи южных островов Бакинского архипелага (о-в Свиной, Камень Персиянин, банка Головачева и др.). Что касается восточной и северо-восточной частей области (Хыдырлы, Пирсагат, Сангачалы-море, Аляты-море, Хамамдаг-море и др.), а также граничащей с ней территории юго-восточного Кобыстана (Арзани-Клыч, Рагим, Уталгы, Чеилдаг и др.), то здесь преобладающим цементирующим материалом песчаных и алевритовых пород является преимущественно глинистый и известковисто-глинистый. Кроме того, в отдельных участках бассейна века продуктивной толщи, как об этом было сказано выше, создавались условия, благоприятные для образования гипсового цемента (Каламадын, Падар, Дуванный, Бабазанан, Аляты-море, Сангачалы-море, Хамамдаг-море, о-в Свиной и др.), хлоритового цемента (почти повсеместное распространение), серицитового цемента (Дуванный, Алятская коса, Хамамдаг-море и др.) и пиритового цемента (Падар, Дуванный, Мишовдаг, Алятская коса, Аляты-море, о-в Свиной, Камень Персиянин и др.).

Несколько иначе распределяется цемент по своему составу в песчаных и алевритовых породах апшеронского яруса: в северной части исследованной области (Каламадын, Падар, Сарыджалар, Малый Харамии, Кюровдаг, Мишовдаг и др.) развит известковистый, глинистый и, очень редко,

Таблица 13

Среднее содержание характерных аллотигенных минералов в алевритовой фракции пород среднего апшерона Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Легкая фракция				Тяжелая фракция											Число анализов
	Кварц	Полевые шпаты	Вулканическое стекло	Обломки пород	Магнетит, ильменит	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Биотит	Мусковит	Хлорит	Обыкновенная роговая обманка	Авгит, диопсид	Эпидот, цоизит	
Сарыджалар	18,4	37,6	—	44,0	21,3	0,6	2,2	0,3	—	6,1	2,8	10,0	14,3	6,4	8,1	27
Падар	4,4	11,5	0,2	83,9	18,2	<0,1	0,8	0,2	—	0,2	10,0	27,1	11,3	4,8	1,7	6
Каламадын	7,5	9,1	—	83,3	16,0	0,1	0,7	0,1	—	0,1	5,8	28,0	10,3	12,1	2,7	42
Кюровдаг	13,8	13,4	0,1	72,7	22,9	0,9	1,1	0,3	<0,1	0,1	3,5	14,0	17,5	6,7	10,5	65
Мишовдаг	15,2	60,9	2,2	21,7	7,0	<0,1	0,4	0,3	—	0,8	4,0	20,0	13,6	11,9	13,3	50
Карабаглы	4,8	14,3	2,3	78,6	15,8	<0,1	1,4	0,3	—	0,6	3,5	17,0	38,3	0,9	2,7	54
Малый Харам	22,5	16,5	—	61,0	16,2	<0,1	0,8	0,1	—	0,4	15,0	23,1	4,4	8,9	1,2	41
Барабазанан	7,6	15,3	2,0	75,1	10,9	<0,1	0,6	0,2	—	2,3	6,0	20,9	19,4	4,6	0,9	48
Дайкенд	5,7	31,5	0,1	62,8	23,6	1,7	0,5	0,4	—	0,6	—	5,0	13,5	13,1	9,6	98
Нефтечала	9,9	17,0	—	73,1	21,3	0,5	0,5	0,2	—	0,2	2,0	13,5	17,3	4,7	13,0	33
Хиллы	7,0	12,0	—	81,0	22,0	<0,1	0,3	<0,1	—	0,6	—	0,2	32,5	0,6	22,5	32
Банка Головачева	8,0	14,0	—	78,0	10,0	0,2	0,5	<0,1	—	0,5	—	0,3	10,0	25,0	4,0	59
Камень Игнатий	7,2	38,0	—	54,8	9,2	<0,1	0,6	<0,1	—	7,2	1,5	12,5	45,5	3,0	7,0	18
Остров Глиняный	15,0	20,0	—	65,0	30,4	<0,1	0,3	<0,1	—	0,7	—	0,4	29,5	0,3	16,4	26
Алаты-море	5,4	16,7	0,1	77,9	22,6	0,2	1,2	0,2	<0,1	0,3	4,5	38,0	18,2	0,9	0,5	16

Таблица 14

Среднее содержание характерных аллотигенных минералов в алевритовой фракции пород верхнего апшерона Нижнекуринской впадины (в %)

Район	Легкая фракция				Тяжелая фракция											Число анализов
	Кварц	Полевые шпаты	Вулканическое стекло	Обломки пород	Магнетит, ильменит	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Биотит	Мусковит	Хлорит	Обыкновенная роговая обманка	Авгит, диопсид	Эпидот, цоизит	
Сарыджалар	18,2	23,6	<0,1	58,2	35,0	<0,1	1,4	—	—	—	1,0	—	21,0	9,6	13,1	15
Каламадын	7,5	7,2	3,1	82,2	14,4	<0,1	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	6,0	7,7	17,9	5,3	1,8	32
Кюровдаг	5,4	9,5	—	85,1	1,5	<0,1	0,2	0,3	—	0,2	10,3	18,0	20,1	2,0	7,1	46
Мишовдаг	12,3	50,5	5,5	31,7	8,5	0,2	0,3	0,7	—	9,3	8,0	12,9	14,8	0,4	0,7	19
Карабаглы	11,0	8,4	1,3	79,3	31,5	0,2	0,2	<0,1	—	0,2	6,6	10,0	31,8	0,5	0,4	6
Малый Харам	18,0	15,8	—	66,2	8,8	<0,1	0,7	0,2	—	0,8	13,0	20,1	4,3	6,5	1,0	22
Дайкенд	4,9	10,1	—	85,0	10,9	<0,1	0,5	—	<0,1	0,9	1,0	3,2	8,9	13,0	2,0	38
Алаты-море	5,4	16,4	—	78,2	11,3	0,4	2,1	0,3	0,1	0,2	8,0	58,1	1,0	<0,1	0,3	8

хлоритовый цемент, а в южной части (Хиллы, Нефтечала, Бабазанан) — глинистый.

Как известно, образование цемента находится в зависимости от физико-химической обстановки бассейна седиментации, состава обломочного материала, а также тесно связано с физико-химическими условиями в период диагенеза и катагенеза. В связи с этим можно предположить, что перенесенные выше факторы, влияющие на образование цемента в период формирования пород среднего и верхнего плиоцена, были крайне непостоянны и менялись как во времени, так и в пространстве.

ЛИТЕРАТУРА

- А в д у с и н П. П. Материалы по минералогии аллювия рек Азербайджана.— Труды Геол. ин-та АН Азерб. ССР, 1939, 16.
- А в д у с и н П. П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции. Петрографические исследования. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- А в д у с и н П. П. Строение пород и фаций среднего плиоцена Восточного Закавказья. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- А л и е в А. Г. Петрография продуктивной толщи Кабристана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
- А л и е в А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1949.
- А л и е в А. Г. Ассоциация обломочных минералов мезо-кайнозойских отложений нефтеносных областей Азербайджана. В кн.: «10 лет Академии наук Азербайджанской ССР». Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.
- А л и е в А. Г. Об источниках сноса обломочных минералов мезо-кайнозойских отложений нефтеносных районов Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 5.
- А л и е в А. Г. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Баку, Азнефтеиздат, 1960.
- А л и е в А. Г., Д а и д б е к о в а Э. А. Осадочные породы Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат, 1955.
- А л и - З а д е А. А. Палеогеография бассейна балаханского яруса. Баку, Изд-во АЗИНТИ, 1960.
- А л и - З а д е А. А., Ш и р и н о в Ф. А. Литофация и сопоставление разрезов продуктивной толщи северного борта Куринской депрессии.— Азерб. нефт. хоз-во, 1955, № 5.
- А х м е д о в Г. А. Параллелизация разрезов продуктивной толщи юго-восточного Кобыстана и Западного Апшерона.— Изв. АН Азерб. ССР, 1948, № 2.
- А х м е д о в Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Баку, Азнефтеиздат, 1957.
- А х м е д о в Г. А., С а л а е в С. Г. К условиям накопления продуктивной толщи Кобыстана.— Азерб. нефт. хоз-во, 1953, № 4.
- Б а т у р и н В. П. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи.— Труды Азерб. научно-исслед. ин-та, серия общей и прикл. геол., 1931, вып. 1.
- Б а т у р и н В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку— М., ОНТИ, 1937.
- Г о р и н В. А. Северная каспийская впадина и генезис продуктивной толщи — Докл. АН Азерб. ССР, 1951, 7, № 5.
- Д а и д б е к о в а Э. А., И б р а г и м о в а Б. М. Гидротроилит в отложениях ачкагельского яруса Прикуринской низменности.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 3.
- Д а и д б е к о в а Э. А., К у р б а н о в а Ф. М. Литофациальные особенности отложений продуктивной толщи Нижнекуринской впадины в связи с их нефтеносностью.— Азерб. нефт. хоз-во, 1959, № 8.
- К н я з е в В. С. Некоторые данные о характере обломочного кварца в породах продуктивной толщи Азербайджанской ССР и ряде других отложений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- К о с с о в с к а я А. Г. Фациально-минералогические типы глин продуктивной толщи Азербайджана. Ст. 2. Глины Прикуринской области, Кабристана и западных районов Азербайджана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 6.
- К у л и к о в В. И. Результаты геофизической разведки в Азербайджане. Баку, Изд-во АЗИНТИ, 1960.
- К у р б а н о в а Ф. М., Ш а м а и л о в а О. Д. Петрографические особенности песчаных и алевроитовых пород продуктивной толщи Нижнекуринской впадины.— Труды Азерб. научно-исслед. ин-та по добыче нефти, 1960, вып. 10.
- Л е м м л е й н Г. Г., К н я з е в В. С. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- М у с т а ф а е в И. С. Литофация отложений продуктивной толщи Бакинского архипелага.— Азерб. нефт. хоз-во, 1958, № 11.

- Му ста фа ев И. С. Литофации отложений бассейна века продуктивной толщи и его палеогеография.— Автореф. докт. дисс. Баку, 1961.
- Му ста фа ев И. С., Го ри н В. А. Об источниках сноса грубообломочного материала продуктивной толщи северного Апшерона.— Докл. АН Азерб. ССР, 1948, 4, № 5.
- Пу ст о в а л о в Л. В. Об обломочном кварце из продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 4.
- Пу ст о в а л о в Л. В., Ка ш ка й М. А., А зи з бе ко в а Ш. А. и др. О методике лабораторного исследования и о классификации и номенклатуре осадочных пород.—Изв. Азерб. фил. АН СССР, 1944, № 11.
- Пу ст о в а л о в Л. В., Су л та н о в А. Д. О распределении «тяжелых» минералов по типам пород Прикуринской низменности.— Докл. АН СССР, 1946, 52, № 2.
- П у т к а р а д з е А. Л. Бакинский архипелаг. Баку, Азнефтеиздат, 1958.
- Ст ра х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Су л та н о в А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1959.
- Т е о д о р о в и ч Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Фу к с-Ро ма но в а Г. Ю. К петрографическому изучению продуктивной толщи Алятского района.— Новости нефт. геол., 1934, № 1.
- Фу к с-Ро ма но в а Г. Ю. К петрографии продуктивной толщи Азербайджана. В кн.: «Груды по вопросам нефтяной геологии». Баку, Изд-во АзНИИ, 1939.
- Ха и н В. Е., Ша р да н о в А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.

Н. В. Пашалы

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения в пределах Бакинского архипелага имеют широкое распространение. Максимальной мощности они достигают в депрессионных зонах, в то время как к своду поднятий мощность их сокращается, а в наиболее поднятых структурах они совершенно выклиниваются. Верхняя граница антропогена проводится условно, и обычно современные и новокаспийские осадки рассматриваются совместно. Нижняя граница проводится по коррелирующей третичной фауне. В синклинальных зонах четвертичные отложения согласно залегают на третичных, а на крыльях отдельных поднятий, так же как и на прилегающей части суши, отмечается эрозионный контакт, обусловленный одновременными процессами седиментации и роста складок.

Четвертичные отложения исследовались нами по разрезам банки Макарова, островов Булла, Глиняный, Лось, Обливной, а также по структуре Аляты-море. В стратиграфическом отношении они представлены породами туркьянского горизонта, бакинского яруса, гюргянской свиты, хазарского и хвалынского ярусов, а также новокаспийскими и современными образованиями.

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения туркьянского горизонта на территории Бакинского архипелага установил П. В. Федоров в пределах структуры Аляты-море. В прилегающей части Прикуринской низменности породы этого горизонта развиты, главным образом, в северной ее части, по левую сторону р. Куры. Южнее они прослеживаются в виде узкой полосы в районах Нефтечала и Куринской косы. Наиболее северная граница этих пород проходит в пределах поднятия Пирсагат. Мощность этих отложений в синклинальных зонах достигает 120 м (Хыдырлинский район), а на антиклинальных поднятиях она сокращается вплоть до выклинивания. В пределах Аляты-море в скв. 4, заложенной вблизи ядра Алятской структуры, мощность пород туркьянского горизонта составляет 60 м.

В Прикуринской низменности породы этого возраста представлены главным образом глинами, чаще пестроокрашенными (шоколадно- и ржаво-бурыми) и, реже, серыми, обычно бесструктурными и иногда брекчиевидными. В западных пунктах распространения и к сводовым частям антиклиналей породы туркьянского горизонта обогащаются песчано-алевритовым материалом. Мелко- и крупнозернистые пески обычно чередуются с глинами и в количественном отношении подчинены последним. Мощность песков редко достигает 1 м (Дуровдаг). В глинах отмечаются гипс, растительные остатки, а из фауны — *Planorbis* sp. и *Lithoglyphus*.

В пределах структуры Аляты-море это в основном глины серые, иногда плотные (обр. 36), содержащие различное количество песчаного (4,2—13,7%) и алевритового (12,5—21,2%) материала (табл. 1). Карбонатность

Таблица 1

Карбонатность и гранулометрический состав четвертичных отложений структуры Аляты-море

№ скважины	№ образца	Интервал глубины, м	Карбонатность, %	Содержание фракций, %		
				> 0,1 мм	0,1—0,01 мм	< 0,01 мм
Туркьянский горизонт						
4	23	109—115	20,8	13,7	12,5	73,8
4	36	151—157	4,8	4,2	21,2	74,6
Бакинский ярус						
4	8	31—37	11,2	8,4	26,2	65,4
4	10	37—43	10,0	6,7	25,3	68,0
4	16	73—79	9,0	6,0	25,9	68,1
4	12	43—49	15,0	5,3	36,8	57,9
4	19	79—85	11,2	8,9	30,0	58,1
4	20	85—91	17,4	9,8	28,7	61,5
4	22	103—104	14,0	10,4	51,4	35,2
Хазарский ярус						
86	41	25—29	18,8	40,5	27,1	32,4
86	45	29—31	11,2	41,0	28,7	30,3
86	48	31—37	31,0	45,7	34,0	20,3
8в	110	71—77	28,4	45,7	28,0	26,3
8в	113	71—77	20,8	62,7	21,4	15,9
Новокаспийские и современные отложения						
86	77	0—3	26,0	35,8	13,5	50,7
8в	90а	3—8	27,2	26,0	20,5	53,5
8в	97	99—12	13,4	7,4	38,2	54,4
86	16	11—13	12,0	40,3	23,9	35,8
86	21	13—16	16,8	5,1	34,7	60,2
86	102	12—15	36,0	50,0	21,6	28,4
86	106	15—18	18,8	8,6	43,5	47,9

этих отложений также непостоянная и уменьшается сверху вниз. Последнее, видимо, связано с постепенной концентрацией в туркьянском заливе карбоната кальция и большого выпадения его в осадок. Содержание тяжелой фракции увеличивается к низу горизонта. Главными породобразующими компонентами являются глинистые минералы (54—58%) и полевые шпаты (8—20%), в меньшем количестве присутствуют кварц (3—8%), обломки пород (до 8%), измененные и другие минералы (табл. 2).

В тяжелой алевритовой фракции из терригенных компонентов преобладают, магнетит, мусковит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, цоизит и измененные минералы. Из аутигенных присутствуют ангидрит (0—2%), лимонит (ед. з.—5%), пирит (ед. з.), глауконит (ед. з.). Последний иногда образует псевдоморфозы по плагиоклазам. Хлорит присутствует и в качестве аллотигенного, и в виде аутигенного минерала.

Отложения бакинского яруса в пределах архипелага имеют повсеместное распространение. В синклиналиных зонах они согласно залегают на породах апшеронского возраста, а на крыльях

Таблица 2

Минералогический состав алевритовой фракции четвертичных отложений структуры Аляты-море (в %)

Минералы	Туркьян-ский гори-зонт	Бакинский ярус						Хазарский ярус					Новокаспийское и современные отложения						
		Скв. 4						Скв. 8б			Скв. 8в		Скв. 8в			Скв. 8б			
		обр. 3б	обр. 10	обр. 12	обр. 16	обр. 19	обр. 20	обр. 22	обр. 41	обр. 45	обр. 48	обр. 110	обр. 113	обр. 90а	обр. 97	обр. 16	обр. 21	обр. 77	обр. 106
Тяжелая фракция:																			
Магнетит, ильменит . . .	18,0	9,0	9,0	8,5	10,0	8,5	15,0	15,0	11,0	10,0	12,0	12,0	20,9	12,0	21,7	8,0	21,8	10,0	
Пирит	—	—	1,0	Ед. з.	0,5	—	—	—	—	3,0	—	—	—	—	—	—	3,0	—	—
Лимонит	5,0	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мусковит	18,0	23,0	18,0	30,0	25,0	32,0	8,0	15,0	18,0	18,0	9,0	5,2	2,0	13,0	10,0	15,0	5,0	15,9	
Биотит	5,0	8,0	3,0	9,0	3,0	7,0	—	1,0	—	0,5	0,5	1,5	1,0	2,0	1,0	5,0	1,5	1,5	
Роговая обманка обыкно- венная	15,0	8,0	12,0	12,5	5,0	12,5	18,0	11,0	8,0	5,0	10,0	16,0	15,0	7,0	9,0	2,0	12,0	2,5	
Глаукофан	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ед. з.	—	—	—	Ед. з.	
Роговая обманка базаль- тическая	—	—	—	0,1	—	—	—	Ед. з.	—	—	Ед. з.	0,2	0,2	—	—	—	—	—	
Пироксены	5,0	1,3	9,0	0,5	—	1,0	29,0	10,0	6,0	1,0	5,0	30,0	18,0	1,0	12,5	1,0	11,0	1,0	
Эпидот, цоизит	15,0	—	12,0	5,0	8,0	5,0	18,0	10,0	10,5	5,0	13,0	12,5	13,0	12,0	12,0	10,0	16,0	12,0	
Циркон	2,0	3,0	5,0	3,0	11,0	3,0	2,0	6,0	6,5	7,0	14,0	—	5,0	10,0	5,0	5,0	9,0	11,0	
Турмалин	Ед. з.	1,0	1,5	1,0	5,0	1,0	—	—	—	3,0	—	0,3	0,2	1,5	0,1	5,0	1,5	1,0	
Сфен	0,2	0,2	0,3	Ед. з.	—	Ед. з.	—	—	—	0,1	—	—	0,2	—	Ед. з.	0,2	0,1	—	
Рутил	0,1	—	Ед. з.	» »	0,5	» »	Ед. з.	0,1	0,1	0,1	0,2	—	Ед. з.	0,2	0,5	0,1	0,1	0,3	
Пикотит	Ед. з.	Ед. з.	» »	—	Ед. з.	—	» »	Ед. з.	—	Ед. з.	0,1	—	Ед. з.	0,1	—	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.	
Апатит	—	—	» »	—	—	—	» »	Ед. з.	—	Ед. з.	—	—	—	—	—	0,1	0,1	» »	
Гранат	0,1	0,1	—	0,1	0,3	0,2	—	0,5	0,5	2,0	—	—	3,0	0,5	1,5	—	1,5	—	
Брукит	—	—	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.	Ед. з.	—	—	—	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.	—	Ед. з.	
Топаз	—	—	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.	Ед. з.	—	—	—	—	—	Ед. з.	—	Ед. з.	—	Ед. з.	
Анатаз	Ед. з.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Дистен	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Старолит	0,1	Ед. з.	Ед. з.	—	0,5	0,1	—	1,5	0,1	0,5	0,5	0,1	1,0	0,5	0,5	—	0,5	—	
								0,5	0,1	0,5	0,2	0,1	0,1	—	Ед. з.	—	0,2	—	

некоторых антиклиналей наблюдается несогласное залегание их на различных горизонтах третичного возраста. Так, в районе банки Макарова и в юго-восточной периклиналильной части Хамамдагской складки породы бакинского яруса ложатся на размытую поверхность отложений продуктивной толщи. Степень дислоцированности их меняется не только от структуры к структуре, но и в пределах отдельных поднятий. Наиболее спокойное залегание прослежено в районе о-ва Обливного, где углы падения этих отложений меняются от 1 до 3°. В районе банки Макарова падение слоев достигает 18—22°. Такое резкое изменение углов падения и значительная нарушенность пород, возможно, объясняются частым проявлением грязевулканической деятельности, которая могла вызывать деформации и выпучивание пластов. Отделяются эти отложения от подстилающих апшеронских пород по характерным формам, из которых следует отметить *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. и др.

Отложения Бакинского яруса представлены главным образом серыми слоистыми глинами, иногда с ячеистым изломом. Во всех разрезах, наряду с хорошо отмученными, присутствуют алевроитовые и песчаные разности, а также прослой алевролитов, песчаников и плохо отсортированных пород, количество которых возрастает в южном направлении (острова Обливной и Сара) и в сторону береговой полосы. Доказательством этого является разрез в пределах структуры Аляты-море, где среднее содержание алевроитовой фракции достигает 32,5%. Кроме того, здесь отмечаются прослой мелкой ракушки. В большинстве изученных разрезов в бакинском ярусе присутствуют розовые глины, принятые в качестве маркирующего горизонта. Они выдерживаются в пределах рассматриваемой площади, но встречаются на разных глубинах. Кроме того, почти во всех разрезах присутствуют частые прослой сопочной брекчии, наибольшее количество которых отмечено в районе банки Макарова, островов Глиняный, Лось. Мощности и количество прослоев брекчии непостоянные и уменьшаются в сторону от жерла грязевых вулканов.

Карбонатность бакинских отложений увеличивается в направлении береговой полосы Каспия, что связано с увеличением в этом же направлении не только хемогенного, но и терригенного и органогенного кальцита. Наименьшее среднее содержание CaCO_3 в разрезах банки Макарова и о-ва Булла. Наличие терригенного кальцита здесь очевидно, так как в выбросах сопочной брекчии имеется значительное количество обломков карбонатных пород, которые в процессе извержений и последующей дезинтеграции материала могли давать мелкозернистый и пелитоморфный карбонат кальция.

Главными породообразующими компонентами бакинских отклонений являются глинистые и измененные минералы, обломки пород и плагиоклазы; кварц присутствует в малом количестве и обычно увеличивается в песчано-алевритовых породах или в глинах с максимальным содержанием грубозернистых фракций. Количество обломков эффузивных пород возрастает в южном направлении (в сторону о-ва Обливного). В тяжелой алевроитовой фракции преобладающими являются мусковит и минералы устойчивой группы (циркон, турмалин, гранат). В содержании амфиболов и пироксенов наблюдается прямая зависимость от количества песчано-алевритового материала. Это особенно наглядно видно по разрезу структуры Аляты-море, где максимальное присутствие пироксенов (29%) и амфиболов (18%) отмечено в глинистых алевролитах. Из аутигенных минералов отмечены пирит, глауконит, ангидрит, халцедон. В зонах с повышенным содержанием пирита (банка Макарова, острова Глиняный и Лось) отмечено и большое количество глауконита. Присутствие ангидрита возрастает в южном направлении. Интересным является появление анальцима до 1,5%, который в других разрезах если и отмечался, то в значительно меньшем количестве (до 0,1%). Тонкодисперсная фракция пород

бакинских отложений преимущественно гидрослюдистая с незначительной примесью в отдельных прослоях (о-в Обливной) монтмориллонита.

Г ю р г я н с к а я с в и т а от залегающих ниже бакинских отложений выделяется по наличию фауны *Didacna cristata* Dasch., *D. naliokini* Wass., *D. delenda* Bog., *D. kavalevskii* Bog. и др. Эта свита имеет широкое распространение и характеризуется увеличением мощности в депрессионных зонах и в южном направлении до 180 м. Исключение составляет разрез банки Макарова, где значительная мощность гюргянской свиты (до 450 м) обусловлена наличием большого количества прослоев сопочной брекчии. Степень дислоцированности пород гюргянской свиты по сравнению с бакинскими несколько ослабевает. Максимального значения углы падения (9°) достигают в районе банки Макарова. Литологически эта свита характеризуется повышенным содержанием песчано-алевритового материала, увеличивающегося в южном и западном направлениях, хотя доминирующими продолжают оставаться глины, которые представлены главным образом алевритовыми и песчано-алевритовыми разностями. Часто встречаются песчаники, суглинки (банка Макарова) и несортированные породы, а на о-ве Обливном — еще алевролиты и мергели. На островах Булла и Дуваный-море в гюргянской свите присутствует вулканический пепел. На банке Макарова вулканический пепел на глубине 848 м приурочен к одному из прослоев сопочной брекчии.

По карбонатности гюргянского отложения мало отличаются от бакинских. Исключение составляет разрез о-ва Обливного, где средняя карбонатность пород равна 21,1%. Минеральный состав алевритовой фракции отличается большим количеством обломков эффузивных пород и некоторым увеличением пироксенов и роговых обманок. Ассоциация аутигенных минералов такая же, как и в бакинских отложениях. Некоторое отличие только в их количественном содержании. Так, например, пирита в одних разрезах больше (острова Булла, Глиняный), а в других меньше (банка Макарова, острова Лось и Обливной). Сидерит встречается в единичных зернах. Глауконита во всех разрезах, за исключением о-ва Обливного, больше, чем в отложениях бакинского яруса. Тонкодисперсная фракция пород в основном гидрослюдистая, редко фиксируется примесь монтмориллонита (острова Глиняный и Обливной). В плоско-параллельных шлифах глин были отмечены ланцетовидные и псевдоморфозные образования гипса.

П о р о д ы х а з а р с к о г о я р у с а имеют то же распространение, что и подстилающие их отложения. Мощность их несколько сокращается и меняется от 90 до 160 м с общей тенденцией к увеличению в южном направлении. Выделяются они в разрезе по наличию фауны *Didacna su-rachanica* Eichw. Степень дислоцированности их слабая; углы падения пород составляют 5—6° (банка Макарова) и только в единичных случаях —10° (о-в Сара). Представлены эти отложения глинистой фацией, обогащенной в направлениях от о-ва Булла к банке Макарова и к о-ву Обливному песчаным и алевритовым материалом. Количество последнего возрастает и в западном направлении, в результате чего хазарские отложения в пределах структуры Аляты-море (скв. 8б, 8в) представлены неотсортированными и песчаными породами (обр. 113). Встречаются единичные прослои мергелей (о-в Булла). Значительное место в разрезах (кроме структуры Аляты-море) занимают чередующиеся с указанными породами отложения сопочной брекчии. Карбонатность пород по сравнению с гюргянской свитой несколько возрастает, за исключением о-ва Обливного. Как и в подстилающих стратиграфических единицах, в западном направлении количество CaCO_3 становится больше.

Резких изменений в минералогическом составе алевритовой фракции не наблюдается. Несколько возрастает содержание обломков пород, глинистых минералов, уменьшается присутствие калиевых полевых шпатов.

Более резкое изменение в составе породообразующих компонентов отмечается в направлении современной береговой полосы Каспия. Так, например, в хазарских отложениях структуры Аляты-море значительно возрастает содержание кварца и уменьшается присутствие глинистых и измененных минералов. В тяжелой фракции разреза банки Макарова по сравнению с гюргянской свитой увеличивается количество слюд, эпидота, амфиболов, минералов устойчивой группы. Количество последних возрастает и в разрезе о-ва Глиняного. Особенно резкое увеличение минералов группы пироксенов и амфиболов наблюдается в западном направлении; максимальное их количество фиксируется в песках хазарских отложений структуры Аляты-море.

Что касается аутигенных минералов, то во всех разрезах, кроме о-ва Глиняного и банки Макарова, увеличивается содержание пирита. Максимальное количество глауконита характерно для разрезов островов Лось и Обливной. В трех других разрезах его меньше, чем в породах гюргянской свиты. Увеличивается количество халцедона. Минимальное содержание аутигенных минералов отмечается в хазарских отложениях структуры Аляты-море. Здесь глауконит встречается повсеместно, но в единичных зернах, пирит только в одном случае достигает 3% (обр. 48). Кроме этих двух минералов, отмечено менее 1% барита и сидерита. Возрастает содержание лимонитизированных компонентов. Тонкодисперсная фракция пород в разрезах банки Макарова и о-ва Обливного гидрослюдистая, с примесью монтмориллонита.

Отложения хвалынского яруса, как и нижележащие, имеют широкое распространение. Мощность их увеличивается в восточном и юго-восточном направлениях. Из фауны для них характерны *Didacna trigonoides* Pall., *D. praetrigonoides* Nal. и др. Представлены они глинами с наибольшим количеством песчано-алевритового материала в разрезах банки Макарова и о-ва Глиняного. Максимальное увеличение его характерно для районов, расположенных ближе к современной полосе Каспия. В разрезах о-ва Булла доминирующими являются хорошо отмученные глины, среди которых отмечаются прослои песчаников и алевролитов. На о-ве Глиняном встречаются несортированные породы и единичные прослои мергелей. На о-ве Лось это главным образом плохо сортированные породы (песчанистые суглинки), которые на о-ве Обливном, как и хорошо отмученные глины, встречаются в виде единичных прослоев. В породах присутствуют обильные обломки и, реже, целые раковины различных *Didacna*. Последние нередко встречаются и в прослоях сопочной брекчии.

Карбонатность хвалынских отложений по сравнению с хазарскими повышается, если не считать разреза о-ва Лось. В распределении CaCO_3 по площади отмечается та же закономерность, что и в подстилающих стратиграфических единицах, а именно с запада на восток, количество CaCO_3 уменьшается. Главными породообразующими компонентами легкой алевритовой фракции являются плагиоклазы, измененные и глинистые минералы, обломки пород. Часто присутствуют растительный детрит, споры и пыльца, спиккулы губок и вулканическое стекло. В тяжелой алевритовой фракции пород из разрезов банки Макарова и о-ва Булла значительным распространением пользуется мусковит, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, а во втором разрезе, кроме них, — и минералы устойчивой и рудной групп. Здесь также присутствуют дистен, ставролит, авгит и диопсид. В разрезе о-ва Глиняного последние четыре минерала отсутствуют, а роговая обманка отмечена в виде единичных зерен. Доминирующими аллотигенными компонентами здесь являются мусковит, эпидот, цоизит, измененные и акцессорные (циркон, турмалин) минералы.

На о-ве Обливном, в отличие от вышеуказанных разрезов Бакинского архипелага, повсеместно присутствуют амфиболы (до 6%) и пироксены

(до 4%). В составе аутигенных минералов по сравнению с предыдущими стратиграфическими единицами отмечается скорее количественное различие, чем качественное. В легкой алевритовой фракции фиксируются цеолиты, опал и халцедон. Тонкодисперсная фракция гидрослюдистая с незначительной примесью монтмориллонита (банка Макарова, о-в Обливной) и, реже, каолинита (банка Макарова).

В настоящее время Бакинский архипелаг также является областью интенсивного накопления терригенного материала. Современные осадки Каспия, с точки зрения их вещественного состава и генезиса, исследовались Б. А. Антоновым, Н. М. Арутюновой, Н. М. Страховым (1950), Д. М. Сулеймановым (1953); М. В. Кленовой с сотрудниками (1956), А. Л. Путкарадзе (1958) и др. Названные исследователи с различной степенью детальности рассматривают факторы, влияющие на седиментационный баланс Каспия. Среди этих факторов они указывают реки, субаэральный перенос, выбросы грязевых вулканов, химическое осаждение, органические осадки, грунтовое питание и др. А. Л. Путкарадзе (1958), располагая данными большого количества картировочных скважин, выделил зоны накопления наибольшей мощности современных осадков. К этим зонам он относит прибрежные застойные участки: а) расположенные между сводом Сангачала-Дуванинского антиклинального поднятия и берегом моря, на юго-востоке переходящие в синклинальное пространство между указанными поднятиями и Хамамдагским подводным валом; б) находящиеся к юго-западу от Хамамдагского подводного вала вплоть до устья р. Куры, где осадки современного Каспия покрывают все пространство, за исключением сводовых частей антиклинальных поднятий: Погорелая плита, банка Головачева и банка Куринская, сложенных третичными породами. Наибольшая мощность современных и новокаспийских осадков отмечается в синклинальных прогибах с общей тенденцией к увеличению ее с северо-востока на юго-запад и с северо-запада на юго-восток, т. е. к области наибольшего прогиба Куринской депрессии и к центру Южно-Каспийской котловины. Так, например, в районе устья р. Куры мощность современных и новокаспийских осадков более 40 м; максимальные мощности их установлены на п-ове Сара, где они меняются от 75 до 170 м (Путкарадзе, 1958). На сводах антиклинальных поднятий мощности редко превышают 6 м.

Новокаспийские современные осадки представлены глинистыми и песчанистыми илами, илистыми песками, а также песчано-ракушечными и оолитовыми образованиями. В пределах восточного погружения структуры Аляты-море современные и новокаспийские осадки имеют мощность около 18 м и снизу вверх характеризуются постепенным переходом песчанистого ила в чистый ил, а этого последнего в глинистый ил. Что касается всей территории архипелага, то здесь отмечается постепенный переход с запада на восток грубозернистых осадков в илистые. Грубозернистые осадки и песчано-ракушечные образования развиты в прибрежной полосе и приостровных зонах, достигая наибольшей ширины в «межмысовых» участках (Сулейманов, 1953). Илистый песок, располагаясь вдоль берега моря и вокруг островов, окаймляет грубозернистые и песчано-ракушечные осадки. Далее от суши располагается песчанистый ил, занимающий широкие пространства как на мелководно-прибрежных участках, так и на более глубоководных. Ил также отлагается в более удаленных от берега и глубоководных зонах, а песчанистый ил широко распространен в мелководно-прибрежных участках. Кроме того, он развит вблизи антиклинальных и островных поднятий. Глинистый ил встречается в приустьевой части р. Куры и в районе островов Свиной и Обливной.

Что касается минерального состава новокаспийских и современных осадков, то в районе структуры Аляты-море снизу вверх по разрезу отмечается в легкой алевритовой фракции увеличение содержания кварца, полевых шпатов, уменьшение обломков пород и измененных компонентов.

Среди минералов тяжелой алевритовой фракции в том же направлении уменьшается содержание мусковита, лимонитизированных компонентов, минералов устойчивой группы и хлорита, в то время как количество магнетита, амфиболов и пироксенов возрастает. Из аутигенных минералов отмечены ангидрит (до 5%), барит (до 0,5%), глауконит (до 0,2%), сидерит (до 0,1%) и целестин в единичных зернах (ед. з).

2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

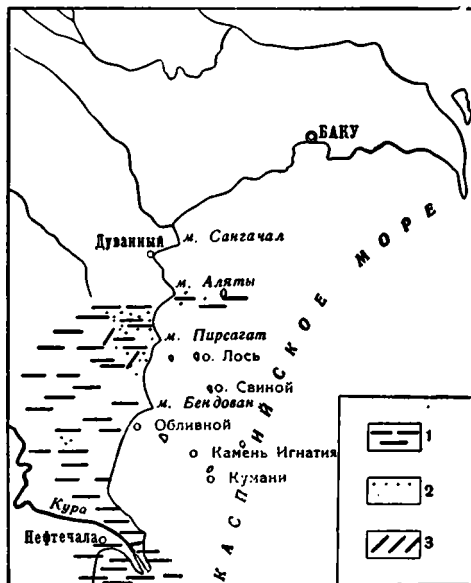
В начале антропогена Прикуринская низменность испытывала постепенное погружение, в результате которого воды древнего Каспия проникли в эту область в виде залива, где происходило накопление пород туркьянского горизонта. Границей этого залива была территория юго-восточной Ширвани. Распределение и мощности туркьянских пород в Прикуринской низменности говорят о том, что область наибольших прогибаний в это время была в ее юго-восточной части, на погружении складки Хыдырлы — Карабаглы — Дуровдаг. Постепенные поднятия в северо-западном и юго-восточном направлениях приводили к уменьшению мощностей, а в присводовой части антиклиналей даже к выклиниванию этих отложений.

Малые глубины и интенсивный сток речных вод благоприятствовали опреснению залива, вследствие чего в породах туркьянского горизонта развивались формы, обитающие в полупресной воде. В периоды ослабленного поступления терригенного материала, водных потоков и при энергичном испарении в условиях аридного климата происходила концентрация солей и выпадение их в осадок (гипсы). В силу этого в породах данного горизонта Прикуринской низменности присутствует значительное количество гипса. В северо-западных пунктах Прикуринской низменности туркьянский горизонт характеризуется песчано-глинистым и суглинистым материалом, с прослоями галечников, галька которых представлена породами апшеронского возраста, слагающими ядра отдельных антиклиналей. В юго-восточном направлении (Агзеви, Карабаглы, Дуровдаг) количество песчаного и грубообломочного материала уменьшается, и в районах Нефтечала и Куринской косы отложения представлены в глинистой заливно-морской фации (фиг. 1); здесь песчаный и алевритовый материалы имеют подчиненное значение. В аналогичной фации отложения этого возраста развиты в пределах структуры Аляты-море. Преобладание слюд в составе терригенных минералов свидетельствует о сносе материала с юго-восточного Кавказа. Амфиболы, пироксены, минералы группы эпидота могли приноситься с Лагичской зоны этой области, где развиты вулканические породы. Кроме того, эти минералы могли быть принесены и с северо-восточного склона Малого Кавказа.

Небольшие опускания, которые обусловили образование Туркьянского залива, сменились крупным погружением, следствием которого была бакинская трансгрессия. Максимального площадного развития бассейн достиг в верхнебакинское время, когда море вновь утратило связь с Черноморским бассейном, а сток речных вод в него усилился (Хаин и Шарданов, 1952). Распределение мощностей бакинського яруса указывает на неравномерное прогибание дна Бакинского моря, максимальные глубины которого были в пределах межгорной впадины, в частности в Прикуринской низменности. Здесь в течение всего четвертичного времени, начиная с бакинского яруса, происходили интенсивные дифференциальные движения, отразившиеся на геотектоническом плане этой депрессии. Значительные колебания дна бассейна отмечались и в районах Бакинского архипелага. В результате этого на сводах одних антиклинальных поднятий (Сангачалы-море, Аляты-море, Дуваный-море, Хамамдаг-море) бакинские отложения не накапливались, в то время как на сводах глубоко погруженных антиклинальных структур (Булла-море, Бяндован-море и др.) и в синклиналь-

Фиг. 1. Схема распределения литофаций в туркьянском горизонте юго-восточной части Прикуриинской низменности и Бакинском архипелаге (заливно-морская фация).

1 — глины; 2 — пески, песчаники и грубообломочные породы; 3 — неотсортированные породы

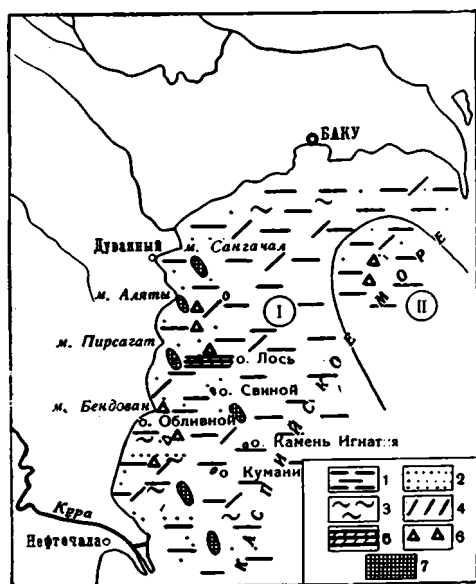


ных прогибах между антиклинальными складками (Сангачалы, Дуваный, Хамамдаг, Свиной, Погребенная плита и др.) бакинские отложения имеют мощность до 200 м.

Совершенно справедливо указывает А. Л. Путкарадзе (1958) на то, что «...четвертичные осадки на сводах перечисленных складок не отлагались или же отлагались неполной мощностью и что в ряде случаев эти своды, сложенные верхним плиоценом, сами являлись одним из источников питания древнекаспийских морей терригенным материалом». Таким образом, уже в начале четвертичного времени в пределах архипелага были отдельные острова и мелководья, которые подверглись денудации и морской абразии. В сравнении с Прикуриинской измененностью прогибание Бакинского архипелага имело меньшие масштабы, вследствие этого здесь уменьшается и мощность отложений этого времени. Исключение составляет район банки Макарова (северная часть Бакинского архипелага), где увеличение мощности связано с наличием частых прослоев сопочной брекчии. Структурный план отразился не только на мощностях отложений, но также и на фациальных особенностях одновозрастных свит, на их площадном размещении, на путях миграции обломочного материала и на геохимических условиях бассейна. Говоря о литологических особенностях бакинских отложений, нельзя не отметить наличия в них фациальной зональности, выраженной в развитии на западе мелководных, а восточнее относительно глубоководных образований (фиг. 2). Так, например, в разрезах северо-восточной части архипелага (банка Макарова) отложения бакинского яруса представлены глинами, которым подчинены прослои песчаников и алевролитов. В южном направлении, а также в сторону береговой полосы породы бакинского яруса обогащаются песчано-алевритовым материалом, вследствие чего вместо хорошо отмученных глин начинают преобладать песчано-алевритовые и алевроитовые разности этих пород, а также появляются плохо отсортированные образования, песчаники и алевролиты. Неравномерное распределение песчано-алевритового материала связано, с одной стороны, с различной интенсивностью проявления колебательных движений, с другой — с различной удаленностью тех или иных участков от береговой линии. О первом свидетельствует залегание пород бакинского яруса. В отдельных пунктах они образуют угловое несогласие в 18—22° (банка Макарова), в других (о-в Булла) только в 3—4°.

Кроме того, в отдельных участках отмечена интенсивная перемятость пород и многочисленные зеркала скольжения. Грубообломочный материал в разрезах Бакинского архипелага в виде гравия и галек присутствует главным образом в связи с грязевулканическими извержениями. Он отмечен повсеместно, при этом максимальное количество его фиксируется в разрезе банки Макарова. Наличие частых излияний сопочной брекчии свидетельствует об активности грязевых вулканов, что также связано с влиянием тектонических процессов. В свою очередь активное действие грязевых вулканов могло обусловить увеличение углов падения и перемятость пород. Некоторые фациальные различия бакинских отложений отражаются в распределении кластических минералов. Как было отмечено ранее, в бакинских отложениях архипелага преобладающими являются слюды и устойчивые минералы, содержание которых в южном направлении несколько уменьшается за счет увеличения содержания эпидота, цоизита, амфиболов и пироксенов (острова Лось и Обливной). Повышенное количество последних отмечено в районе Аляты-море. Среди главных породообразующих компонентов доминируют полевые шпаты, обломки глинистых и карбонатных пород. В северной части района, наряду с плагиоклазами, присутствуют ортоклаз и микроклин, содержание которых в сторону о-ва Обливного уменьшается. Такое распределение минералов легло в основу выделения двух терригенно-минералогических зон (фиг. 3). Первая из них охватывает районы банки Макарова, островов Булла и Глиняный и именуется зоной повышенного содержания слюд и циркона, а вторая — зона повышенного содержания слюд и аксессуарных минералов (циркон, турмалин, сфен и др.) с пироксенами, роговыми обманками и эпидотом. В северной части архипелага вторая зона проходит ближе к береговой полосе Каспия, охватывая структуру Аляты-море. На юг она расширяется и прослеживается в районах островов Лось и Обливной.

Минеральный состав указанных зон говорит о сносе материала с юго-восточного Кавказа. Этот материал в южном направлении пополнялся продуктами разрушения пород Малого Кавказа. Подобное петрографическое описание пород питающих провинций приводится в монографических работах К. Н. Паффенгольца (1948), Ш. А. Азизбекова (1947), М. А. Кашкай (1947), А. Н. Соловкина (1939), А. Д. Султанова (1960), А. Г. Алиева и В. П. Акаёвой (1957) и др. Значительная роль в качестве источника



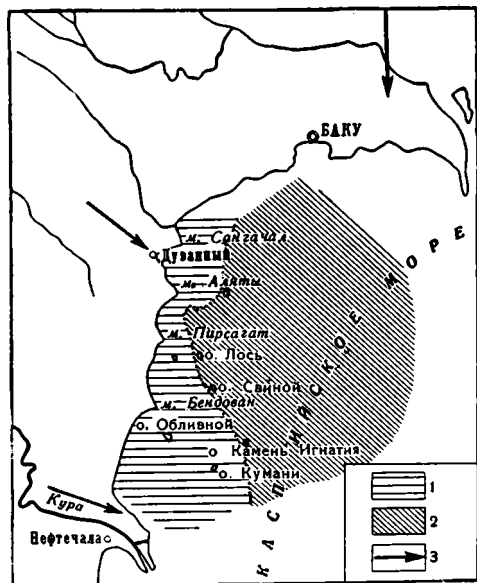
Фиг. 2. Схема распределения литофаций в бакинском ярусе Бакинского архипелага.

Фации: I — мелководная; II — относительно глубоководная

1 — глины; 2 — пески, песчаники; 3 — алевриты и алевролиты; 4 — неотсортированные породы; 5 — мергели; 6 — сопочная брекчия; 7 — абразивные зоны (своды антиклиналей)

Фиг. 3. Схема распределения терригенно-минералогических зон в бакинском ярусе Бакинского архипелага:

1 — зона повышенного содержания слюд и циркония; 2 — зона повышенного содержания слюд, акцессорных минералов с пироксенами, роговыми обманками и эпидотом; 3 — направление поступления обломочного материала



питания принадлежит и вулканогенным породам Конгуро-Алагезского антиклинория; их вещественный состав дается в работах К. Н. Паффенгольца (1940), Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева (1951) и др. Доставлялся материал с этой питающей провинции Палео-Араксом. Немаловажную роль как источники питания играли продукты выбросов грязевых вулканов. Различное местоположение корней последних обусловил принос различного аллотигенного материала.

Изменение литофациальных особенностей бакинских отложений и их терригенных компонентов приводило к изменению геохимических условий осадконакопления, показателями которых является аутигенный минеральный комплекс. Присутствие в ряде разрезов (банка Макарова, острова Лось, Глиняный) значительного количества пирита (Пашалы, 1960) в виде мелко рассеянных зерен, друзовых скоплений и псевдоморфоз по растительным остаткам и раковинам фораминифер свидетельствует о восстановительных условиях в период осадкообразования. Восстановительная среда создавалась в результате жизнедеятельности бактерий, развитию которых в значительной мере способствовали и многочисленные извержения грязевых вулканов. Эти условия были не повсеместными, так как в некоторых участках архипелага (острова Булла и Обливной) содержание пирита уменьшается и значительно возрастает количество глауконита, наличие которого свидетельствует о нейтральной или слабоокислительной обстановке в поверхностных слоях осадка. В некоторых образцах, наряду с глауконитом, присутствует и значительное количество пирита. Аналогичными (нейтральными или слабоокислительными) геохимическими условиями характеризуется район Аляты-море, так как здесь пирит присутствует в редких случаях, а в отдельных образцах отмечается повышенное содержание минералов, покрытых гидроокислами железа.

К аутигенным минералам мы относим анальцим, присутствующий в количестве 1,5% только в бакинских отложениях Аляты-море. Об аутигенности этого минерала может свидетельствовать отсутствие его не только в других разрезах архипелага, но и в бакинских отложениях Прикуринской низменности, изученных нами в 1958 г. (Пашалы, 1961). Сравнительно повышенное содержание анальцима отмечено в четвертичных отложениях Ленкоранской низменности. Этот анальцим связан с развитием в Талышской питающей провинции цеолитсодержащих тешенитов и эссекитов, под-

робно описанных М. А. Кашкай (1947), Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовой (1953). В пределах Большекавказской и Малокавказской питающих провинций цеолитовые породы развиты в основном на территории Грузии. Здесь, в окрестностях Кутаиси, Ахалциха, на р. Иори, а также в Гурии и Аджаристане, имеется несколько выходов мончикитов, тешени-тов, камптонитов и лейцититов эффузивов, которые изучены Д. С. Белянкиным (Белянкин и Петров, 1940), А. М. Герасимовым (1931), В. П. Петровым (1947), Г. С. Дзоенидзе (1948), Г. М. Заридзе и Н. Р. Татришвили (1947) и др. В Азербайджане до сего времени анальцимсодержащие породы в виде анальцимовых базальтов и анальцимовых базальтовых мандельштейнов были отмечены только в Нагорном Карабахе, где они изучались А. Н. Соловкиным (1939), а позже Ф. А. Ахундовым и Т. М. Мамедовым. Р. Н. Абдуллаевым (1958) впервые было установлено присутствие цеолитовых пород в северо-восточной части Малого Кавказа в пределах Казахского и Акстафинского районов, где они представлены цеолитовыми порфиритами и цеолитовыми долеритовыми порфиритами. Присутствие анальцима в единичных зернах в некоторых образцах четвертичных отложений Прикуринской низменности свидетельствует о невозможности привноса этого минерала в пределы Бакинского архипелага с Малокавказской питающей провинции. Образование анальцима в бакинских отложениях структуры Аляты-море мы связываем с влиянием древнего грязевого вулкана, на присутствие которого в юго-восточной части складки указывает и А. Л. Путкарадзе ¹.

Конец бакинского времени ознаменовался подъемом складчатых сооружений Большого и Малого Кавказа и Талышской зоны, сопровождающимся прогибанием дна бассейна седиментации. Это обусловило отступление последнего на восток с сохранением узкого залива в центральной части межгорной впадины (Прикуринская низменность), где бакинские отложения согласно покрываются гюргянскими.

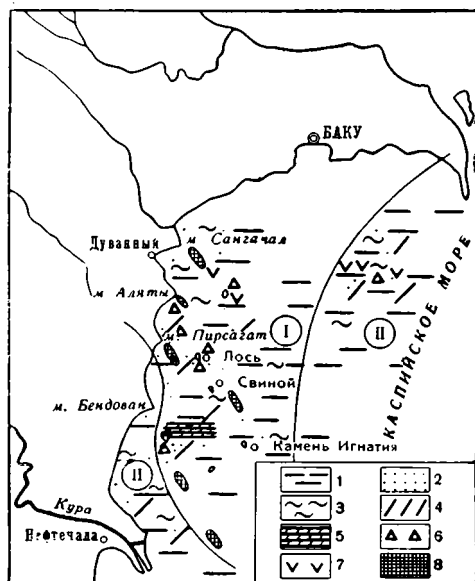
Кратковременное отступление береговой линии на восток сменилось трансгрессией гюргянского моря, широкие масштабы которой обусловили в отдельных районах (Ленкоранская область) непосредственное залегание гюргянских отложений на более древних образованиях, чем бакинский ярус. Как и породы последнего, отложения гюргянского возраста накапливались на крыльях антиклинальных поднятий и выполняли синклинальные прогибы. Отсутствие их в центральной части ряда антиклинальных структур, а также залегание непосредственно на апшеронских отложениях говорит о том, что одновременно с осадконакоплением шел и рост складок, что привело к дифференциации бассейна на отдельные участки с различным геоморфологическим планом, обусловившим в сводовой части некоторых антиклинальных структур процессы отрицательной седиментации. Наибольшее прогибание дна гюргянского моря было в пределах центральной части Куринской депрессии, где в отдельных районах (Кюрсанга, на погружении Мишовдагской структуры и др.) мощность достигает 500 м. Правда, присводовые части некоторых антиклиналей (Мишовдаг, Кюровдаг, Бабазанан и др.) представляли собой острова, сложенные породами апшеронского возраста, которые абрадировались гюргянским морем. В сторону Бакинского архипелага происходит уменьшение мощностей гюргянской свиты, что свидетельствует о меньших прогибаниях этой части гюргянского бассейна. Здесь наибольшее прогибание было в юго-восточной части. В этом же направлении увеличиваются и мощности гюргянской свиты. В соответствии с рельефом дна бассейна меняется и литологический состав отложений, который в отличие от пород бакинского времени характеризуется присутствием большего количества песчано-алевритового материала. Здесь, как и в отложениях бакинского яруса, выделяются мелководная и относительно глубоководная фации (фиг. 4). Обогащение песчано-алев-

¹ Устное сообщение.

Фиг. 4. Схема распределения литофаций в гюрджанской свите Бакинского архипелага.

Фации: I — мелководная; II — относительно глубоководная.

1 — глины; 2 — пески и песчаники; 3 — алевриты и алевролиты; 4 — неотсортированные породы; 5 — мергели; 6 — сопочная брекчия; 7 — вулканические пеплы; 8 — абразионные зоны (своды антиклиналей)



ритовым материалом происходит в западном направлении, а также в северном и южном направлениях от о-ва Булла. Присутствие в разрезе последнего меньшего количества песчано-алевритовых образований связано с большей удаленностью этого разреза от береговой полосы и меньшим количеством излияний сопочной брекчии. Плохая сортировка, угловатость, наличие галечек глинистых пород в других разрезах архипелага указывает на сравнительную близость источника сноса и быстроту транспортировки аллотигенного материала, значительная часть которого доставлялась грязевыми вулканами. Вещественный состав вулканических пеплов, присутствующих в отложениях гюрджанской свиты разрезов о-ва Булла и Дуваный-море, свидетельствуют о связи их с четвертичными андезитобазальтовыми лавами, имеющими большое распространение в пределах Армянского нагорья (Паффенгольц, 1948) и Кельбаджарского района (Кашкай, 1947). В районе банки Макарова вулканический пепел приурочен к одному из потоков сопочной брекчии. Это говорит о том, что если на Малом Кавказе одной из форм проявления тектонических процессов является магматическая деятельность, то в пределах бассейна седиментации они проявлялись лишь местами в виде грязевого вулканизма. Мергели, присутствующие в разрезе о-ва Обливного, генетически связаны с глинистыми породами. Их пространственные взаимоотношения свидетельствуют о значительном содержании в глинистом материале известковистого, который местами отлагался вместе с глинистым. Н. М. Страхов (Страхов и др., 1954), считает, что в обогащении Каспийских илов карбонатом кальция значительная роль принадлежит CaCO_3 , поступившему в водоем в виде известковой мути в твердом стоке рек. В нашем случае локальному повышению содержания CaCO_3 в илах могли способствовать абразия карбонатсодержащих апшеронских пород, слагающих крылья отдельных складок, а также продукты выбросов грязевых вулканов; в последних среди обломков пород, богатых CaCO_3 , встречаются как породы третичного возраста (апшеронский ярус, продуктивная толща), так и более древние, вплоть до меловых (Путкарадзе, 1958).

Говоря о минералогическом составе гюрджанской свиты, следует отметить, что здесь, как и в породах бакинского яруса, преобладающим терригенным компонентом является слюда, а среди аксессуарных минералов главным образом циркон. Некоторым отличием является появление в раз-

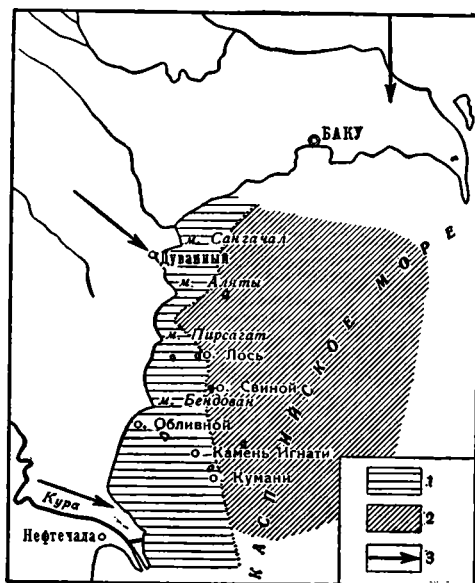
резу банки Макарова роговой обманки и пироксенов и увеличение количества дистена и ставрслита. В других разрезах также возрастает роль роговой обманки и пироксена, а в легкой фракции повышается содержание обломков эффузивных пород. Увеличение последних, наряду с возрастанием роли фемических минералов, говорит о некотором усилении сноса материала с Лагической зоны Большого Кавказа, а также с Малого Кавказа. Локальное распространение минералов дистен-ставролитовой группы говорит об их приносе с севера; на юг они доходили в виде единичных зерен. С другой стороны, можно полагать, что в районе банки Макарова эти минералы могли выноситься с сопочной брекчией, в обломках которой есть породы продуктивной толщи, по минеральной ассоциации относящиеся к дистен-ильменитовой провинции В. П. Батурина (1947), тем более что исследования продуктивной толщи в районе Свиной-море (Сулейманов и Пашалы, 1953 а) показали присутствие в отдельных образцах значительного количества минералов дистен-ставролитовой группы. Обогащение большого фактического материала по петрографии твердых продуктов выброса грязевых вулканов дало основание А. Л. Путкарадзе (1958) считать, что «... в разрезе продуктивной толщи Бакинского архипелага участвуют осадки всех трех известных литофациальных типов. При этом верхнюю часть разреза слагают осадки Кобыстано-Прикуринского типа, а нижняя, по-видимому, сложена осадками апшеронского и южнокаспийского типов». Поэтому присутствие в разрезе банки Макарова дистена и ставролита вполне может быть связано с выбросами пород, относящихся к осадкам апшеронского типа, которые обогащены минералами этой группы. В районе о-ва Обливного, кроме слюды и акцессорных минералов, увеличивается содержание пироксенов и роговых обманок, которые приносились главным образом Палео-Курой, тем более что разрез о-ва Обливного является наиболее южным и влияние осадков, транспортируемых Палео-Курой, было здесь наиболее сильное. По аналогии с бакинскими отложениями количество амфиболов и пироксенов должно увеличиваться и в западном направлении в пределах структуры Аляты-море. Здесь главным источником их сноса является южный склон Большого Кавказа (Лагическая зона).

Такое распределение терригенных компонентов легло в основу выделения нами двух терригенно-минералогических зон. Одна из них охватывает районы банки Макарова, островов Булла, Глиняный и Лось и характеризуется повышенным содержанием слюд и акцессорных минералов, а вторая прослеживается от Аляты-море к о-ву Обливному и отличается повышенным содержанием акцессорных минералов, пироксенов и амфиболов (фиг. 5).

Среди аутигенных минералов увеличивается количество пирита не только в районе банки Макарова, но и в других разрезах (острова Булла, Лось, Глиняный), что говорит о более широком развитии в осадке центров с пониженным значением E_h и сероводородным заражением. Повышенное содержание лимонита в отдельных прослоях свидетельствует о периодическом изменении геохимической среды бассейна из восстановительной в окислительную. Доказательством этого может быть и наличие свежих зеленых зерен глауконита. Другим, наиболее распространенным аутигенным минералом является ангидрит. Наибольшее присутствие ангидрита в сравнении с четвертичными отложениями прилегающей части суши, именно в отложениях Бакинского архипелага (Пашалы, 1960), видимо, следует объяснить более высоким содержанием здесь растворимых солей, о чем свидетельствуют результаты водных вытяжек (Пашалы, 1960). Во всех случаях $NaCl$ в породах гюргянской свиты Бакинского архипелага значительно больше, чем в Прикуринской низменности, а $MgCl_2$ в последнем отсутствует, в то время как в образцах Бакинского архипелага содержание $MgCl_2$ колеблется от 0,76 до 3,52%. Периодическому повышению темпера-

Фиг. 5. Схема распределения терригенно-минералогических зон в гюргянской свите Бакинского архипелага.

Зоны: 1 — повышенного содержания слюд; и аксессуарных минералов, 2 — повышенного содержания аксессуарных минералов, пироксенов и амфиболов; 3 — направление поступления обломочного материала;



туры способствовали грязевулканические извержения. Гипс в породах является сингенетичным минералом, о чем свидетельствуют псевдопорфировые формы его нахождения. Обогащению вод сульфатами кальция, возможно, способствовали выбросы грязевых вулканов, среди которых могли быть обломки пород продуктивной толщи, обогащенные этим минералом. Подтверждением этого является присутствие в разрезе продуктивной толщи Дуванний-море (образец был любезно предоставлен А. Л. Путкарадзе) на глубине 303—328 м полимиктовых песчаников с гипсовым цементом (до 25—35%), которые также могли выбрасываться при извержении грязевых вулканов и обогащать в некоторой мере воды бассейна сульфатом кальция.

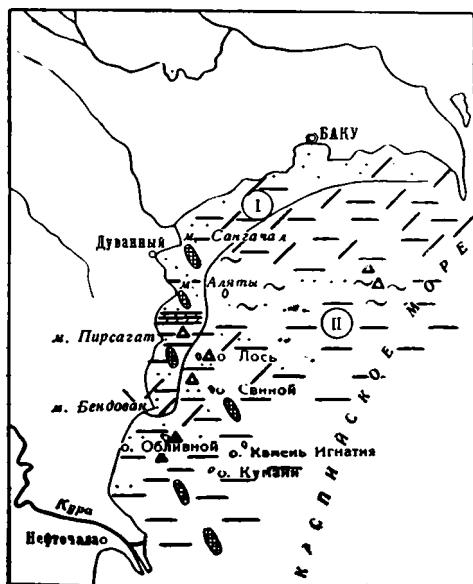
В конце гюргянского времени в пределах суши, обрамляющей бассейн седиментации, происходили тектонические поднятия, которые привели к отступлению береговой линии далеко на восток. Некоторая преемственность между гюргянским и хазарским морями отмечается в юго-восточной части Прикуринской низменности и в пределах Бакинского архипелага. В период этих поднятий в Прикуринской низменности, как и в других областях восточного Азербайджана (Апшеронский полуостров, юго-восточный Кобьстан), сформировались структуры и рельеф, по очертаниям близкие к современным. Эти поднятия привели к тому, что в отдельных районах северо-восточной части Прикуринской низменности (Харам) отмечается резкое угловое несогласие (до 20°) между отложениями гюргянского и хазарского времени. Начавшаяся впоследствии хазарская трансгрессия была меньших размеров по сравнению с гюргянской. В пределах Куринской депрессии, по данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952), море простиралось далеко на запад, омывая с юга Алятскую гряду, Ленгебизский хребет и Қарамарьянскую возвышенность. По мнению М. Д. Гаврилова, Куринский залив Захарского моря занимал юго-восточную Ширвань, временами Мугань и восточную часть Мильской степи и проникал на запад вдоль современной долины Куры, не далее Геокчая.

Максимальные глубины хазарского моря были в восточной части Куринской впадины и Бакинского архипелага, главным образом в северной его части, где хазарские отложения имеют максимальную мощность. Правда, последнее связано с наличием многочисленных прослоев сопочной брекчии.

Литологический состав отложений меняется в тех же направлениях, как и в подстилающих горизонтах.

В Прикуринской низменности с запада на восток отмечается последовательная смена континентально-прибрежных фаций, представленных грубообломочными и грубозернистыми образованиями, прибрежно-мелководными и мелководными глинистыми фациями с подчиненным развитием песчано-алевритовых и ракушечных пород. В полосе развития мелководных фаций грубообломочные породы, а также крупно- и среднезернистые пески с обилием ракушечного детрита и известняков-ракушечников формировались вблизи сводовых частей антиклиналей, представлявших собой мелководья и отмели.

В сторону Бакинского архипелага количество грубозернистого материала уменьшается, и здесь хазарские отложения представлены прибрежно-мелководной и мелководной глинистой фацией (фиг. 6). Как и в Прикуринской низменности, здесь довольно ясно выражена механическая дифференциация отложений. И если в районе Аляты-море преобладающими являются песчано-алевритовые осадки, то в восточном направлении они имеют уже подчиненное значение. Небольшое увеличение песчано-алевритового материала в разрезах банки Макарова, островов Глиняный и Лось можно объяснить интенсивной деятельностью грязевых вулканов, сопочная брекчия которых переслаивает нормально-осадочные породы хазарского времени вблизи этих вулканов. Преобладание в хазарских отложениях Аляты-море песчано-алевритового материала связано, во-первых, с близостью береговой полосы хазарского моря, во-вторых, с дополнительным поступлением материала за счет абразии ядра складки, где обнажаются апшеронские отложения, и, в-третьих, с влиянием древних грязевых вулканов. Роль грязевых вулканов чувствуется и в распределении терригенных компонентов. Во всех случаях преобладающими кластическими минералами являются слюды, а среди аксессуарных в большем количестве, чем в разрезах других областей (Пашалы, 1960), развиты циркон, гранат, апатит, сфен и турмалин. В разрезе банки Макарова, наряду с отмеченными минералами, в повышенном количестве присутствуют эпидот, а также и роговая обманка. Количество последних, как и пироксенов, увеличивается в хазарских отложениях разреза Аляты-море. Здесь глав-

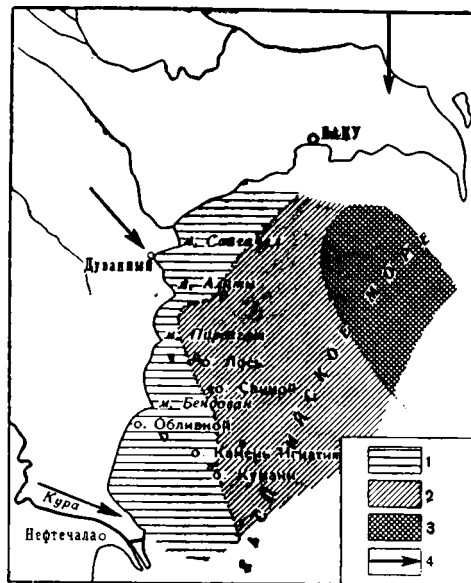


Фиг. 6. Схема распределения литофаций в хазарском ярусе Бакинского архипелага.

Фациям: I — прибрежно-мелководная; II — мелководная. Условные обозначения те же, что на фиг. 2

Фиг. 7. Схема распределения терригенно-минералогических зон в хазарском ярусе Бакинского архипелага.

Зоны: 1 — слюдястая с акцессорными минералами, роговой обманкой и пироксенами, 2 — слюдястая с акцессорными минералами, 3 — слюдисто-эпидотовая с акцессорными минералами и роговой обманкой; 4 — направление поступления обломочного материала



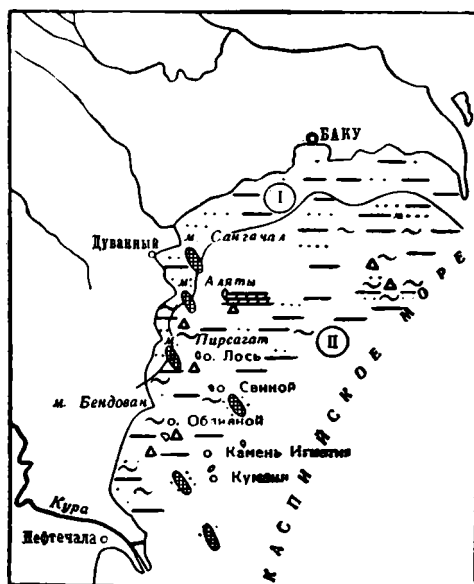
ным источником питания для них служил южный склон Большого Кавказа. С другой стороны, часть этих минералов является результатом дезинтеграции твердых продуктов выбросов грязевых вулканов, в частности обломков пород продуктивной толщи. Последняя, как говорилось выше, в пределах Бакинского архипелага сложена как породами апшеронского, так и кобыстанского типа (Путкарадзе, 1958). Подтверждением этого может служить и присутствие в разрезе банки Макарова минералов дистен-ставролитовой группы. Наличие пироксенов и роговых обманок в разрезе о-ва Лось, с одной стороны, также связано с Большекавказской питающей провинцией и грязевулканической деятельностью, а с другой — они могли приноситься Палео-Курой с Малого Кавказа и переноситься течениями не только в южном, но и в северном направлении. Доказательством этого является увеличение по сравнению с разрезом о-ва Лось пироксенов и амфиболов в разрезе о-ва Обливного, расположенного еще ближе к конусу выноса р. Куры. Такое распределение терригенных компонентов легло в основу выделения трех терригенно-минералогических зон: слюдисто-эпидотовой с акцессорными минералами и роговой обманкой (банка Макарова), слюдястой с акцессорными минералами (острова Булла, Глиняный, Лось) и слюдястой с акцессорными минералами, роговой обманкой и пироксенами. Последняя зона прослеживается от Аляты-море и к о-ву Обливному (фиг. 7).

Конец хазарского времени знаменуется интенсивным опусканием Южно-Каспийской впадины и крупной регрессией, в результате которой море отступило далеко на восток. Начавшиеся впоследствии воздымания в пределах бассейна седиментации вызвали хвалынскую трансгрессию, имеющую по сравнению с хазарской более широкие масштабы. В пределах Куринской депрессии море образовало залив, весьма узкий на северо-западе и быстро расширяющийся к юго-юго-востоку. В северо-западной части залива, в зонах наименьших глубин, формировались континентально-прибрежные слабо сцементированные песчаники в основном с галечниками и конгломератами. В восточном и юго-восточном направлениях последние сменяются прибрежно-мелководными и мелководными глинами с песчаным и алевритовым материалом. В пределах Бакинского архипелага отложения хвалынского яруса представлены прибрежно-мелководной и мелководной фациями (фиг. 8) и характеризуются хорошо отмученными глинами,

переходящими в песчаные и алевроитовые разности в южном направлении, в сторону о-ва Обливного, и в северном — к банке Макарова, а также в сторону современной береговой полосы к структуре Аляты-море.

В этих же направлениях появляются плохо отсортированные породы и в подчиненном количестве — песчаники и алевролиты. В минеральном составе в направлении с севера на юг, а также в сторону Аляты-море происходит количественное увеличение амфиболов, пироксенов и эпидота. Изменение содержания минералов акцессорной группы (циркон, турмалин и др.) происходит в обратном направлении. Здесь выделяются слюдястая зона с акцессорными минералами (банка Макарова, острова Булла, Глиняный и Лось) и слюдястая зона с пироксенами и роговыми обманками, которая от структуры Аляты-море прослеживается в южном направлении в сторону о-ва Обливного (фиг. 9). Главными источниками питания этих зон в северной части были породы юго-восточного склона Большого Кавказа, а в южном направлении эта роль принадлежит Малому Кавказу. Некоторое количество материала могло приноситься с Тальшской питающей провинции. Второстепенными источниками продолжают оставаться грязевые вулканы и своды некоторых антиклиналей (Дуванный-море, Аляты-море, Хамамдаг-море).

В конце хвалынского времени, по мнению М. М. Жукова (1945), уровень моря снизился на 22 м ниже современного. О. К. Леонтьев и П. Ф. Федоров (1953) считают, что эта регрессия во времени совпадает с потеплением климата (атлантическое время) и происходила около 4—5 тыс. лет назад. В. Г. Рихтер (1954) на восточном берегу Каспия установил наличие подводных береговых валов, а на Дагестанском побережье — подводных абразионных уступов. Это легло в основу его предположения, что уровень моря в конце хвалынского времени был на 36—40 м ниже современного. Такое падение уровня могло привести к осушению не только Апшеронского полуострова, но и Бакинского архипелага. Однако наши исследования в пределах последнего не установили признаков континентального режима. Послехвалынская регрессия сменилась новокаспийской трансгрессией, которая генетически связана с некоторым погружением береговой полосы моря, а также — с увлажнением климата. По данным Л. С. Берга (1934), новокаспийская трансгрессия максимальные размеры имела 2,5—

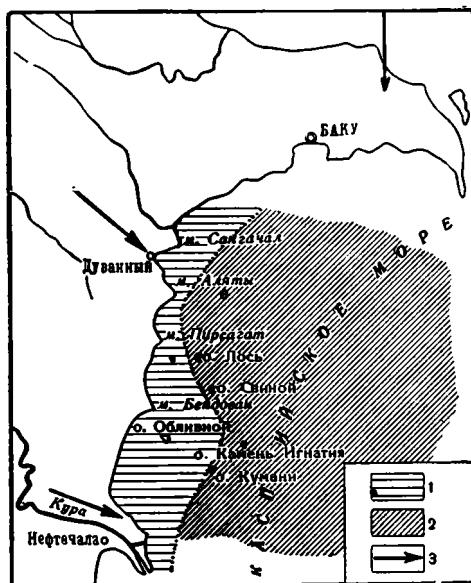


Фиг. 8. Схема распределения литофаций в хвалынском ярусе Бакинского архипелага.

Фации: I — прибрежно-мелководная; II — мелководная. Условные обозначения те же, что на фиг. 2

Фиг. 9. Схема распределения терригенно-минералогических зон в хвалынском ярусе Бакинского архипелага.

Зоны: 1 — слюдяная с пироксенами и роговой обманкой, 2 — слюдяная с акцессорными минералами (циркон, турмалин, гранат); 3 — направление поступления обломочного материала



3 тыс. лет назад. В Прикуринской низменности море в это время распространялось на юго-восточную Ширвань, Сальянскую и южную часть Муганской степи, где отлагались глинистые, песчано-глинистые и плохо отсортированные породы. В пределах Бакинского архипелага с запада на восток наблюдается постепенный переход грубозернистых и песчано-ракушечных новокаспийских и современных образований в илы или глинистые илы. Минеральный состав в районе структуры Аляты-море формировался в основном за счет материала, приносимого с прилегающей части суши и абразии присводовой части складки.

Д. М. Сулейманов (1953), исследуя минеральный состав современных донных отложений Южного Каспия, выделил здесь шесть терригенно-минералогических провинций, из которых две — цирконо-гранато-турмалиновая и пироксено-роговообманковая — охватывают область Бакинского архипелага. Первая относится к северной (острова Булла и Глиняный), а вторая — к южным частям архипелага до п-ова Сара включительно.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Новые данные в изучении мезозойского вулканизма Малого Кавказа.— Докл. АН Азерб. ССР, 1958, 14, № 8.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
- Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии Ордабадского плутона и вмещающих его пород.— Труды Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1951, 14.
- Алиев А. Г., Акаева В. П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого терригенных компонентов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Белякин Д. С., Петров В. П. Тешениты, комптонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 21, серия петрогр. (№ 7).
- Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время.— Проблемы физ. геогр., 1934, вып. 1.
- Герасимов А. П. Тешениты с р. Иори (Кахетия).— Труды Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 29.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1948.

- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история Северо-Кавказской впадины. В кн.: «Проблемы Западного Казахстана», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Заридзе Г. М., Татришвил Н. Р. Введение в магматическую геологию Грузии. Тбилиси, Изд-во «Техника да шрома», 1947.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджанской ССР. Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
- Кленова М. В., Сожовьев В. Ф., Арутюнова Н. М. и др. Современные осадки Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Леонтьев О. К., Федоров П. В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1953, № 4.
- Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1953.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Нахичеванской АССР. Баку, Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1940.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Пашалы Н. В. Литология и условия образования четвертичных отложений нефтеносных областей восточного Азербайджана. Докт. дисс. Баку, 1960.
- Петров В. П. Лейцитовые породы Закавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Путкрадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Баку, Азнефтеиздат, 1958.
- Рихтер В. Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.
- Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Баку, Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1939.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации (Каспийское море).— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 1.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Сулейманов Д. М. Подводный склон побережья Каспийского моря между Апшеронским полуостровом и заливом им. С. М. Кирова. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1953.
- Сулейманов Д. М., Пашалы Н. В. К литологии продуктивной толщи Бакинского архипелага. Изв. АН Азерб. ССР, 1953а, № 12.
- Сулейманов Д. М., Пашалы Н. В. К петрографии глин продуктивной толщи Бакинского архипелага.— Докл. АН Азерб. ССР, 1953б, № 11.
- Султанов А. Д. Литология меловых отложений юго-восточной части Большого Кавказа. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1960.
- Хайн В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.

М. А. Ратеев, А. К. Покидин, М. Б. Хеиров

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ, ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ГЕНЕЗИС В СВОДНОМ РАЗРЕЗЕ АЛЯТЫ-МОРЕ

Учитывая, что глинистые породы слагают основную часть разреза Аляты-море (скв. 4 и 8а), а в песчаных и особенно алевритовых породах примесь пелитовых частиц обычно весьма велика, представляется важным выяснить состав глинистых минералов, их распределение по разрезу и некоторые вопросы их генезиса.

Глинистые минералы исследовались нами с помощью рентгенографии, электронной микроскопии, дифференциального термического и химического анализов. Основным объектом исследования являлась тонкопелитовая фракция ($< 0,001$ мм), выделенная из наиболее глинистых разностей пород. При этом по всему разрезу было изучено 65 образцов.

1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фракция $< 0,001$ мм выделялась из глинистых пород отмучиванием после удаления карбонатов 0,1 NHCl (без нагревания) и отмывки осадка от Cl^- декантацией.

Рентгенограммы снимались в стандартных камерах ($2 R = 57,3$ мм), приспособленных для регистрации дифракционных линий с межплоскостными расстояниями до 30 кХ . Съемка производилась на аппарате УРС-70 при режиме трубки 40 kV , 10 mA и 10—12 h с железным отфильтрованным излучением. Ориентированные препараты, полученные осаждением из суспензии на стеклянную пластинку, имели размеры $0,2 \times 0,7 \times 4$ мм и устанавливались плоскостью (001) к падающему пучку под углом 2—3°. Для большей точности определения межплоскостных расстояний рентгенограмм применялся метод съемки Штрауманиса. Для выявления монтмориллонита применялось насыщение препаратов глицерином, для отличия рефлексов каолинита от хлорита прокаливание образцов при 600°C в течение 30—40 мин., после чего рефлекс каолинита, как известно, исчезает. Для отличия монтмориллонита от набухающих хлоритов также применялось прокаливание до 600°C. До прокаливания монтмориллониты, как и хлориты, могут иметь одинаковый первый базальный (001) рефлекс 14 кХ , который после прокаливания монтмориллонитов снижается до 10 кХ , а у хлоритов остается почти неизменным. Для отличия монтмориллонитов, образовавшихся по слоистым силикатам (слюдам), от разностей, возникших за счет изменения вулканогенных пепловых продуктов, применялась обработка проб КОН с последующим насыщением глицерином по методике Уивера (Weaver, 1958). Монтмориллониты по слоистым силикатам испытывают при этом сжатие решетки с 17,8 до 10 кХ , а монтмориллониты, возникшие по пепловому материалу, не обнаруживают этого.

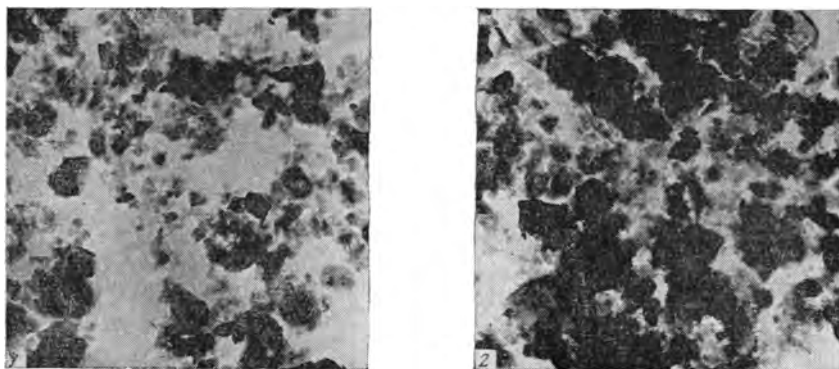
Электронномикроскопические исследования глинистых пород выполнены на микроскопе ЭМ-3 в 50 kV с первичным электроннооптическим увеличе-

нием от 5000 до 7000 и последующим двукратным фотоувеличением. Все исследования выполнены методом суспензий без применения реплик.

Дифференциальный термический анализ выполнен стандартным способом с помощью пирометра Курнакова при скорости нагрева 10—12° в мин.

2. ДИАГНОСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

В глинистых породах средне-верхнеплиоценового и четвертичного возрастов изученного разреза Аляты-море (по скв. 8а и 4) комплексом методов установлены следующие глинистые минералы: гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, каолинит, галлуазит, магнезиальные силикаты типа палыгорскита и сепиолита. Для этих минералов нами были установлены следующие диагностические признаки.



Фиг. 1. Электронномикроскопические снимки тонкопелитовой фракции глин гидрослюдистого состава (скв. 4).

1 — обр. 125, глубина 337—343 м, средний апшерон; 2 — обр. 399, глубина 938—945 м, продуктивная толща

Г и д р о с л ю д ы. Рентгенографически гидрослюды характеризуются прежде всего первым базальным рефлексом (001) с межплоскостным расстоянием 9,8—10,2 кХ и базальными рефлексами более высоких порядков: $d(002)=4,94-5,10$; $d(003)=3,29-3,33$ кХ и др. (табл. 1—7), которые сохраняются после прокаливания образца и насыщения его глицерином. По данным Т. В. Далматовой, В. А. Дрица и М. Б. Хеирова, гидрослюды, являющиеся главным компонентом глинистых пород плиоценовых и четвертичных отложений разреза Аляты-море, принадлежат к диоктаэдрическому структурному типу. Первый базальный рефлекс (001) гидрослюд большей частью размыт, что свидетельствует о некотором несовершенстве их кристаллической решетки, однако после прокаливания образца интенсивность и четкость этого рефлекса увеличивается. Это указывает на то, что несовершенство кристаллического строения гидрослюды, очевидно, связано с присутствием межпакетной воды (Бриндли, 1955). Под электронным микроскопом среди гидрослюды различаются две разновидности: гидрослюда хорошо окристаллизованная, изометричная, полупрозрачные чешуйки которой имеют четко очерченные контуры и размеры до 1,5 м (фиг. 1); гидрослюда слабо окристаллизованная, в виде непрозрачных частичек изометричной формы, преимущественно с овальными менее четкими очертаниями, размером около 1 м. Рентгенографическое различие между двумя этими разновидностями заключается лишь в несколько большей резкости и тонкости линий у первой из них, свидетельствующих о лучшей ее окристаллизованности. Необходимо отметить, что распространение в глинистых породах изученного разреза хорошо окристаллизованных

Таблица 1

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции глин бакинского яруса и верхнего апшерона по разрезу скв. 4 Аляты-море

Бакинский ярус						Верхний апшерон															
Обр. 33, глубина 145—151 м		Обр. 44, глубина 163—169 м				Обр. 72, глубина 241—247 м						Обр. 86, глубина 271—277 м		Обр. 95, глубина 289—295 м						Обр. 112, глубина 319—325 м	
Порошковый насыщенный глицерином		Исходный порошковый		Порошковый насыщенный глицерином		Исходный порошковый		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый прокаленный		Исходный порошковый		Исходный порошковый		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый прокаленный		Порошковый насыщенный глицерином	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	17,8	—	—	10	17,8	—	—	9ш	17,7	—	—	—	—	—	—	10	17,7	—	—	6	17,7
—	—	10	11,7	—	—	10ш	12,9	—	—	—	—	9ш	13,8	10	13,2	—	—	—	—	—	—
4р	9,8	8р	9,8	7р	9,9	9	9,9	8	9,9	10	10,1	10р	9,9	10	9,9	10р	9,9	10ш	9,8	10р	9,9
2р	7,20	2р	7,21	2р	7,20	4	7,20	3	7,20	—	—	4	7,20	4	7,16	3	7,18	—	—	4	7,20
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,89	2	4,89	1р	4,90	1	4,90	2р	4,98
2	4,43	10 ac	4,40	8 ac	4,43	20 ac	4,40	9 ac	4,40	10 ac	4,43	9 ac	4,43	10	4,40	10 ac	4,43	10	4,43	9 ac	4,43
2	3,62	1	3,61	1	3,59	2	3,60	2	3,59	—	—	3	3,61	2	3,59	2	3,59	—	—	1	3,60
2	3,45	1	3,45	1	3,45	1	3,45	—	—	1	3,47	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,47
10	3,32	10	3,31	9	3,30	9	3,30	8	3,31	10	3,30	5	3,31	9	3,31	9	3,30	9	3,33	8	3,33
2	3,16	1	3,18	—	—	1	3,16	—	—	1	3,18	1	3,18	1	3,18	1	3,16	1	3,16	—	—
1	2,96	1	3,01	—	—	1	2,91	—	—	—	—	1	2,94	—	—	—	—	—	—	2	2,96
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,81	2	2,82	1	2,80	—	—	1	2,81
6	2,54	10	2,55	9	2,56	9	2,54	8	2,55	9	2,56	10	2,54	9	2,55	9	2,55	1	2,81	1	2,81
4	2,426	3	2,450	2	2,445	—	—	—	—	1р	2,450	2р	2,416	3р	2,455	2	2,435	1	2,430	2	2,435
2	2,368	2	2,378	1	2,370	2р	2,380	1	2,380	1	2,376	—	—	3р	2,368	2р	2,368	1	2,370	2р	2,378
2	2,214	1	2,214	—	—	2р	2,214	1р	2,226	1	2,230	—	—	2р	2,222	1р	2,224	1	2,230	2р	2,263
1	2,137	2	2,130	1	2,117	2р	2,108	1р	2,116	1	2,116	—	—	2р	2,120	2	2,116	2	2,116	2р	2,130
6	1,964	6	1,964	5	1,976	3р	1,978	2р	1,978	2р	1,976	3р	1,976	3р	1,982	3р	1,976	2	1,976	4р	1,976
8	1,805	3	1,810	2	1,810	2	1,805	2	1,810	2	1,810	1	1,810	2	1,810	2	1,805	2	1,810	2	1,815
1	1,688	1	1,699	1	1,699	2	1,694	1	1,694	3	1,700	2р	1,690	2р	1,682	2р	1,690	2	1,690	2	1,699
—	—	—	—	—	—	2р	1,645	2	1,645	2	1,654	4р	1,641	4р	1,633	3р	1,640	2	1,633	4р	1,653
6	1,533	2	1,537	1	1,533	2	1,533	1	1,530	1	1,530	3	1,530	2	1,530	2	1,533	2	1,530	2	1,537
5	1,495	9	1,498	8	1,489	10	1,489	8	1,486	8	1,489	9ш	1,489	9ш	1,492	8р	1,485	7	1,485	9	1,498
2	1,451	1	1,451	1	1,451	1	1,445	1	1,445	1	1,445	1р	1,454	1р	1,426	—	—	—	—	—	—
2	1,372	1	1,375	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2р	1,368	2р	1,368	2	1,368	3	1,372
1	1,347	2	1,344	1	1,345	—	—	—	—	—	—	1	1,340	—	—	—	—	—	—	2р	1,340
2	1,287	2	1,287	2р	1,285	6р	1,291	5	1,286	4р	1,294	8р	1,283	4р	1,285	4р	1,275	3	1,285	7р	1,297
2	1,253	2	1,246	1р	1,241	2р	1,244	2р	1,244	4р	1,250	3р	1,241	2р	1,239	2р	1,241	2	1,239	3р	1,248

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции современных

Обр. 853, глубина 0—9 м								Обр. 860, глубина 15—21 м							
Исходный порошковый		Ориентированный		Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный		Исходный порошковый		Ориентированный		Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
—	—	—	—	7	17,1	—	—	—	—	—	—	8	17,0	—	—
6	14,1	7	14,4	7	13,8	6	13,1	8	14,2	6	14,4	10	13,5	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	12,6
10	10,0	8	10,0	10	10,0	8	10,0	6	9,9	8	9,7	10	9,8	8	9,8
8	7,02	10	7,22	—	—	—	—	6	7,02	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	10	6,88	—	—	—	—	—	—	10	6,84	—	—
—	—	2	6,46	2	6,62	—	—	—	—	—	—	2	6,11	—	—
—	—	8	5,11	2	5,74	7	5,09	—	—	8	5,09	2	5,64	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5,30	—	—
8	4,88	6	4,88	6	4,92	—	—	4	4,97	6	4,87	8	4,87	6	4,85
—	—	8	4,64	6	4,68	—	—	—	—	—	—	8	4,63	—	—
10	4,54	—	—	4	4,46	8	4,50	10	4,52	4	4,53	—	—	—	—
4	4,31	8	4,35	—	—	—	—	—	—	—	—	4	4,31	8	4,36
—	—	2	4,11	6	4,22	6	4,29	6	4,26	8	4,29	6	4,11	6	4,14
—	—	2	3,85	—	—	7	3,89	2	3,89	2	3,86	—	—	4	3,79
—	—	7	3,66	—	—	7	3,70	2	3,63	8	3,62	—	—	4	3,60
6	3,54	8	3,57	8	3,51	6	3,55	2	3,49	2	3,51	10	3,45	6	3,42
10	3,37	5	3,37	10	3,33	10	3,38	10	3,32	10	3,33	10	3,34	10	3,33
4	3,22	6	3,14	4	3,18	6	3,24	2	3,22	7	3,25	—	—	—	—
4	3,01	6	3,02	4	3,04	4	3,02	2	3,00	6	3,10	6	3,12	6	3,13
—	—	6	2,90	4	2,95	4	2,90	—	—	6	2,93	6	2,91	4	2,93
4	2,83	—	—	4	2,81	—	—	2	2,82	6	2,80	6	2,75	4	2,79
—	—	2	2,69	2	2,67	2	2,73	—	—	6	2,67	—	—	—	—
—	—	8	2,62	—	—	6	2,60	—	—	—	—	6	2,61	4	2,60
10	2,57	6	2,52	4	2,55	6	2,54	10	2,57	6	2,57	—	—	6	2,52
6	2,47	6	2,43	4	2,44	6	2,46	8	2,45	6	2,46	6	2,49	6	2,44
6	2,37	4	2,33	4	2,36	6	2,31	8	2,37	4	2,38	6	2,39	5	2,39
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,32	5	2,38
4	2,26	4	2,28	2	2,25	6	2,23	6	2,26	6	2,28	6	2,24	4	2,24
4	2,14	6	2,18	6	2,12	6	2,13	6	2,20	6	2,17	6	2,18	4	2,15
—	—	7	2,03	2	2,00	6	2,04	6	2,13	—	—	6	2,13	4	2,07
4	1,99	4	1,93	8	1,98	6	1,99	6	1,98	4	1,93	7	1,95	4	1,93
2	1,91	—	—	4	1,88	4	1,90	2	1,88	—	—	—	—	—	—
6	1,82	6	1,85	6	1,81	6	1,82	4	1,82	6	1,85	4	1,85	4	1,84
4	1,73	4	1,75	2	1,72	6	1,72	4	1,70	4	1,75	6	1,78	6	1,77
4	1,66	6	1,69	6	1,67	6	1,67	4	1,65	6	1,68	6	1,68	6	1,68
6	1,55	6	1,57	—	—	6	1,54	6	1,54	6	1,57	6	1,54	—	—
10	1,51	6	1,53	4	1,53	6	1,51	8	1,51	6	1,52	6	1,51	4	1,51
2	1,46	4	1,48	4	1,50	—	—	2	1,45	—	—	6	1,48	6	1,49
2	1,44	4	1,45	2	1,45	—	—	2	1,43	—	—	2	1,44	4	1,47

Примечание. *d* — межплоскостные расстояния в kX ; *J* — интенсивность рефлек

илов и четвертичных глин по разрезу скв. 8а Аляты-морз

Об. 873, глубина 45—51 м								Обр. 885, глубина 69—75 м							
Исходный порошковый		Ориентированный		Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный		Исходный порошковый		Ориентированный		Ориентированный насыщенный глицерином		Ориентированный прокаленный	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	—	—	6	17,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	14,6	8	14,4	6	14,4	—	—	8	14,6	8	14,6	6	13,8	—	—
—	—	7	12,6	—	—	8	12,5	5	11,8	4	12,6	—	—	8	12,6
8	10,1	10	10,0	10	10,2	4	10,3	10	10,1	10	10,1	8	9,7	10	9,7
6	7,22	10	7,07	10	7,30	4	7,76	8	7,07	10	7,22	10	7,10	6	7,10
—	—	—	—	2	6,78	4	6,62	—	—	2	6,49	2	6,75	2	6,41
—	—	—	—	2	6,18	—	—	—	—	2	6,04	2	6,38	—	—
—	—	—	—	2	5,67	—	—	4	5,74	8	5,09	2	5,77	—	—
—	—	8	5,06	8	5,06	—	—	—	—	—	—	6	5,04	—	—
2	4,99	—	—	7	4,82	—	—	6	4,99	—	—	—	—	8	4,87
—	—	6	4,70	4	4,69	8	4,78	—	—	6	4,76	6	4,78	—	—
10	4,52	4	4,47	8	4,46	4	4,51	10	4,53	4	4,53	8	4,49	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	4	4,33	8	4,30	8	4,31	8	4,33
2	4,24	4	4,26	4	4,21	6	4,27	—	—	2	4,09	2	4,08	8	4,12
—	—	2	3,81	—	—	2	3,81	2	3,88	4	3,85	—	—	—	—
—	—	—	—	8	3,69	6	3,63	2	3,74	2	3,78	2	3,71	6	3,64
5	3,48	6	3,54	10	3,49	4	3,50	6	3,57	8	3,57	8	3,57	—	—
10	3,34	10	3,33	6	3,34	4	3,34	10	3,37	10	3,38	10	3,35	6	3,37
2	3,21	6	3,19	2	3,22	10	3,18	6	3,21	6	3,24	6	3,22	10	3,25
—	—	—	—	6	3,10	8	3,03	6	3,03	5	3,09	6	3,09	6	3,10
2	2,99	4	2,98	6	2,95	6	2,87	—	—	2	2,97	4	3,01	4	2,95
—	—	6	2,83	—	—	—	—	6	2,84	5	2,82	4	2,88	4	2,80
2	2,79	—	—	6	2,79	6	2,74	2	2,70	4	2,71	2	2,81	—	—
—	—	4	2,68	6	2,65	2	2,69	—	—	5	2,60	4	2,69	2	2,64
10	2,57	5	2,59	6	2,56	4	2,58	10	2,59	—	—	8	2,58	6	2,52
6	2,50	6	2,45	6	2,49	7	2,45	4	2,47	4	2,49	5	2,48	4	2,45
6	2,37	4	2,38	2	2,39	6	2,34	4	2,31	2	2,31	2	2,32	4	2,33
—	—	2	2,29	2	2,29	6	2,27	4	2,24	2	2,25	2	2,23	4	2,25
2	2,23	2	2,24	6	2,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	2	2,19	—	—	6	2,19	6	2,15	6	2,14	6	2,15	4	2,17
2	2,13	6	2,13	—	—	6	2,13	2	2,09	2	2,09	2	2,09	5	2,08
—	—	4	1,89	8	1,89	8	1,93	4	1,88	—	—	6	1,89	4	1,86
4	1,82	6	1,82	—	—	6	1,90	6	1,84	6	1,83	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	6	1,82	2	1,81	—	—	—	—	—	—
2	1,70	4	1,73	4	1,77	2	1,78	2	1,76	2	1,73	2	1,79	6	1,78
2	1,64	8	1,67	2	1,66	4	1,68	6	1,67	6	1,65	6	1,66	4	1,66
—	—	2	1,57	6	1,60	6	1,60	6	1,56	5	1,55	6	1,55	—	—
6	1,54	2	1,54	6	1,55	4	1,56	10	1,51	5	1,51	8	1,51	6	1,53
8	1,50	2	1,51	4	1,51	4	1,52	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,47	6	1,49	—	—	—	—	2	1,47	6	1,49

по 10-балльной шкале.

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции глин
среднего Апшерона по разрезу скв. 4 Аляты-море

Обр. 125 глубина 337—343 м		Обр. 143, глубина 373—379 м		Обр. 162, глубина 421—427 м		Обр. 169, глубина 445—451 м					
Порошковый насыщенный глицерином		Ориентированный		Исходный порошковый		Исходный порошковый		Исходный порошковый		Ориентированный	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
3	17,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	3	14,6	4	12,2	3	13,9	2	14,2	3	13,9
10p	9,8	8	9,8	10	9,9	8p	9,8	9p	9,8	6	9,8
2	7,20	2	6,95	5p	7,20	3	7,20	2	7,20	3	6,95
2	5,62	—	—	1	5,60	2	5,62	2	5,60	—	—
1	4,89	4	4,90	2	4,98	—	—	—	—	6	4,98
8p	4,40	2	4,69	10	4,43	9	4,40	8	4,40	—	—
1	3,60	—	—	4	3,61	1	3,60	1	3,60	—	—
4	3,47	4	3,51	3	3,47	2	3,45	1	3,47	3	3,50
9	3,31	10	3,31	9	3,33	9	3,30	8	3,31	7	3,31
1	3,18	—	—	1	3,18	2	3,16	1	3,16	—	—
1	2,94	—	—	2	2,94	2	2,94	1	2,92	—	—
1p	2,80	2	2,80	1	2,81	1	2,81	1	2,81	—	—
7	2,56	—	—	10	2,56	8	2,54	8	2,55	—	—
1	2,435	3	2,475	3	2,435	2	2,435	1	2,435	—	—
2p	2,378	1	2,350	3	2,378	2	2,368	2	2,368	—	—
1p	2,241	—	—	2p	2,230	2p	2,230	2p	2,230	—	—
2p	2,123	—	—	2p	2,123	2	2,108	2	2,115	3	2,17
7p	1,987	8	1,970	4	1,976	8	1,970	5	1,976	8	1,970
1	1,883	—	—	1	1,894	1	1,890	1	1,894	—	—
2	1,815	—	—	4	1,815	2	1,815	2	1,815	—	—
1	1,699	—	—	2	1,699	2	1,690	1	1,694	—	—
3p	1,653	3	1,645	4p	1,653	4p	1,641	3p	1,649	2	1,645
3	1,537	—	—	3	1,537	2	1,533	1	1,537	—	—
8	1,498	—	—	9ш	1,498	8ш	1,492	8ш	1,495	—	—
—	—	—	—	1	1,454	1	1,454	1	1,454	—	—
2	1,375	—	—	6	1,375	2	1,372	2	1,375	—	—
1	1,347	—	—	1	1,349	2	1,347	2	1,345	—	—
3p	1,295	—	—	8ш	1,295	8ш	1,291	6ш	1,295	—	—
2p	1,250	—	—	6ш	1,248	3ш	1,244	2ш	1,246	—	—
—	—	—	—	2p	1,226	2	1,222	—	—	—	—
1	1,198	—	—	2	1,199	1	1,196	1	1,195	—	—
1	1,182	—	—	2	1,183	1	1,182	1	1,181	—	—
—	—	—	—	1	1,156	1	1,153	—	—	—	—

гидрослюд крайне ограничено, тогда как слабо окристаллизованные гидрослюды резко преобладают.

Химический состав фракции $<0,001$ мм гидрослюдистых глин, практически лишенных монтмориллонита (табл. 8, обр. 885, 233, 399, 473), отличается заметными колебаниями в содержаниях главных компонентов: SiO_2 от 46,00 до 50,35 %, Al_2O_3 от 20,17 до 25,14 %, Fe_2O_3 от 4,53 до 9,55 %, FeO от 0,73 до 3,60 %, K_2O от 2,18 до 3,72 %, Na_2O от 0,16 до 0,80 %. Еще более значительные колебания в содержании K_2O и отсутствие какой-либо связи их с глубиной обнаруживаются по данным пламенной фотометрии (табл. 9). Все это свидетельствует о разной степени выщелоченности

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции глин
нижнего апшерона по разрезу скв. 4 Аляты-море

Обр. 172, глубина 451—463 м						Обр. 185, гл- бина 493—499 м		Обр. 193, гл- бина 517—523 м	
Исходный порош- ковый		Порошковый насы- щенный глицерином		Порошковый про- каленный		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
—	—	9	17,8	—	—	4	17,7	3	17,7
8	11,8	—	—	—	—	—	—	—	—
9	9,8	10	10,1	10	10,1	10	9,8	8	9,8
5	7,20	5	7,20	—	—	4	7,20	2	7,18
1	5,62	1	5,64	1	5,62	3	5,60	3	5,62
—	—	—	—	—	—	3	4,90	1	4,94
8	4,47	6	4,47	8	4,43	5	4,43	8	4,43
1	4,27	1	4,27	—	—	—	—	1	4,23
2	3,60	2	3,61	—	—	2	3,60	1	3,59
1	3,49	2	3,45	1	3,45	3	3,42	3	3,47
8	3,31	7	3,30	10	3,31	8	3,31	8	3,31
—	—	—	—	—	—	1	3,18	1	3,18
1	2,92	1	2,94	—	—	2	2,94	2	2,94
8	2,55	7	2,55	8	2,55	8	2,56	7	2,56
1 _p	2,445	1 _p	2,445	1 _p	2,435	2	2,435	2	2,445
2 _p	2,369	1 _p	1,370	1	1,370	2	2,368	2	2,368
1 _p	2,218	1 _p	2,230	—	—	2 _p	2,214	1 _p	2,230
2 _p	2,116	2 _p	2,130	—	—	2 _p	2,123	2 _p	2,116
6	1,976	6	1,976	4	1,976	8	1,976	8	1,976
2	1,810	2	1,810	1	1,810	3	1,810	2	1,815
2	1,694	2	1,694	2	1,698	1	1,690	1	1,699
4	1,640	5	1,649	2	1,652	7 _p	1,645	7	1,653
2	1,525	2	1,527	2	1,530	2	1,530	2	1,540
9	1,485	7	1,495	9	1,495	8	1,495	8	1,498
2	1,368	2 _p	1,370	4	1,370	3	1,370	2	1,372
2	1,344	2	1,344	—	—	2	1,347	2 _p	1,344
5	1,287	4	1,287	5	1,290	4	1,289	3	1,291
2	1,241	3	1,241	3	1,237	2	1,248	2	1,248
—	—	—	—	—	—	1	1,224	1	1,221
2	1,194	2	1,194	1	1,192	2	1,197	1	1,198
2	1,175	2	1,175	1	1,176	2	1,181	1	1,181

или деградации гидрослюдов, что вполне отвечает изменениям в их кристалличности, степени гидратации, резкости контуров частиц под электронным микроскопом и т. п. Это так называемые гидрослюды первой стадии деградации по Ван дер Марелу (Van der Magel, 1961), которые могут давать возрастание первого базального рефлекса после насыщения образца глицерином лишь до 14,2 кХ.

Монтмориллонит присутствует в глинистых породах в количестве до 20 % от фракции <0,001 мм. Этим объясняется слабое проявление на термограммах третьей эндотермической остановки при 850—870°C (фиг. 2 и 3) и в химических анализах, где с наличием монтмориллонита обычно связано некоторое снижение содержания Al₂O₃ и щелочей, особенно K₂O. Поэтому основным признаком нахождения монтмориллонита в исследованных породах являлось набухание пакетов его кристаллической

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции глин
ачкагыльского яруса по разрезу скв. 4 Аляты-море

Обр. 219, глубина 559—571 м		Обр. 233, глубина 589—598 м				Обр. 219, глубина 559—571 м		Обр. 233, глубина 589—598 м			
Порошковый насыщенный глицирином		Порошковый насыщенный глицирином		Ориентированный		Порошковый насыщенный глицирином		Порошковый насыщенный глицирином		Ориентированный	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
4ш	17,8	1	17,7	—	—	3	1,970	2р	1,970	—	—
—	—	—	—	4	13,5	2	1,810	2	1,805	—	—
10р	9,9	10р	9,9	7	10,1	—	—	—	—	3	1,707
—	—	—	—	4	6,54	1	1,690	1	1,685	—	—
—	—	—	—	9	5,07	3	1,645	2р	1,640	—	—
7	4,43	6	4,47	2	4,43	2	1,537	1	1,530	—	—
1	3,44	1	3,44	10	3,40	9	1,495	9	1,492	—	—
6	3,31	9	3,30	—	—	1	1,440	1	1,443	—	—
1	3,16	—	—	—	—	1	1,375	1	1,370	—	—
2	2,81	1	2,81	—	—	5	1,295	7	1,290	—	—
8	2,56	5	2,54	—	—	4р	1,246	6р	1,341	—	—
2р	2,440	2р	2,440	—	—	1	1,192	1	1,194	—	—
2р	2,378	2р	2,378	—	—	1	1,185	1	1,179	—	—
2р	2,182	1р	2,192	—	—	—	—	1	1,168	—	—
2	2,116	1р	2,116	3	2,04	—	—	—	—	—	—

решетки после насыщения глицирином, фиксирующееся возрастанием базального рефлекса (001) до 17,8 кХ. Для определения генетической природы монтмориллонитов М. Б. Хеировым была применена методика Уивера (Weaver, 1958). При этом оказалось, что монтмориллониты после обработки 1 НКОН с кипячением в течение 5—8 мин. сокращают свое межплоскостное расстояние d (001) до 10 кХ и сохраняют эту величину в дальнейшем при насыщении препарата глицирином. Встреченный здесь монтмориллонит, очевидно, возник в результате изменения слюдистых минералов и, прежде всего, гидрослюд. Таким образом, монтмориллонит в изученном разрезе является продуктом конечной стадии деградации гидрослюд или, как его еще называют, почвенным монтмориллонитом. Если принять терминологию Ван дер Марела (Van der Marel, 1961), то данный минерал может рассматриваться как набухающий деградированный иллит конечного этапа деградации или как монтмориллонитизированная гидрослюда по терминологии Г. И. Носова (1962). Отсюда следует, что в глинистых породах изученного разреза существует гамма продуктов, отвечающая непрерывному переходу слабо измененных гидрослюд через набухающие деградированные иллиты и до монтмориллонита как конечной стадии деградации гидрослюд. Морфология частиц монтмориллонита под электронным микроскопом видна на фиг. 4.

Х л о р и т составляет в глинистой фракции всюду лишь небольшую примесь. Он диагностируется рентгенографически в современных и четвертичных осадках (скв. 8а) по ряду характерных для него базальных рефлексов $d(001)=14,1$ кХ $d(002)=7,07$; $d(003)=4,70$; $d(004)=3,54$ $d(005)=2,83$ кХ и др. (табл. 1—7), которые не изменяются при насыщении глицирином и после прокаливании.

В более древних глинистых толщах среднего и верхнего плиоцена по разрезу скв. 4 Аляты-море, при исследовании более обширной серии образцов М. Б. Хеиров выделяет среди хлоритов два минеральных вида триок-

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции глин верхней и средней части продуктивной толщи по разрезу скв. 4 Аляты-море

Обр. 248, глубина 630—637 м		Обр. 281, глубина 717—724 м						Обр. 308, глубина 766—773 м		Обр. 366, глубина 878—885 м		Обр. 399, глубина 938—945 м		Обр. 427, глубина 967—974 м	
Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый прокаленный		Ориентированный		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином	
l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d
6	17,3	8	17,8	—	—	—	—	6	17,7	6	17,8	—	—	8	17,7
—	—	—	—	—	—	4	12,4	—	—	—	—	—	—	—	—
10 _p	9,9	9 _ш	9,8	10	9,8	8	10,2	7 _p	9,9	8 _p	9,9	10	9,9	10 _p	9,8
1	7,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	6,90
—	—	2	6,90	2	6,90	2	6,10	—	—	—	—	2	6,95	2	5,66
4	5,62	2	5,66	2	5,64	4	5,02	1	5,66	1	5,66	1	5,62	—	—
1	4,89	1	4,89	1	4,89	2	4,10	—	—	—	—	1	4,61	—	—
5	4,47	8 _p	4,47	9	4,40	—	—	5	4,47	6	4,44	6	4,43	6	4,43
2	4,23	1	4,27	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,23	—	—
—	—	1	3,89	1	3,84	—	—	—	—	—	—	1	3,81	—	—
3	3,47	1	3,47	1	3,43	10	3,40	1	3,47	1	3,47	2	3,47	2	3,45
8	3,31	8	3,31	9	3,31	—	—	4	3,30	5	3,30	9	3,31	9	3,30
—	—	1	3,16	1	3,16	—	—	—	—	1	3,18	1	3,16	1	3,16
2	2,96	1	2,94	1	2,93	—	—	—	—	1	2,94	1	2,94	1	2,94
1 _p	2,84	1	2,81	1	2,80	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,80
5	2,56	8	2,56	8	2,55	3	2,50	6	2,55	8	2,56	9	2,55	6	2,55
2 _p	2,416	2	2,455	2	2,445	—	—	—	—	1	2,445	3	2,435	1	2,435
—	—	2	2,368	2	2,359	—	—	1	2,368	1	2,370	2	2,368	2	2,368
2 _p	2,230	3	2,255	2	2,230	—	—	—	—	—	—	1	2,255	1	2,230
—	—	1	2,190	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,190	—	—
1	2,13	2	2,123	2	2,116	—	—	—	—	—	—	3	2,116	1	2,116
3	1,964	7	1,976	4	1,976	3	2,010	4	1,980	5	1,976	6	1,976	6	1,970
1	1,883	—	—	1	1,878	—	—	—	—	—	—	1	1,897	—	—
2	1,815	3	1,815	3	1,805	—	—	1	1,810	2	1,810	5	1,815	2	1,810
1 _p	1,766	—	—	1	1,766	2	1,72	—	—	—	—	—	—	—	—
1 _p	1,700	2	1,699	1	1,694	—	—	—	—	1	1,694	2	1,690	1	1,690
1	1,653	3 _p	1,649	3 _p	1,649	—	—	1	1,649	1 _p	1,694	4 _p	1,641	3	1,645
1	1,557	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1,533	1	1,530	1	1,534	—	—	1	1,530	1	1,530	3	1,530	2	1,530
8 _ш	1,498	8	1,501	9	1,498	—	—	3	1,498	4	1,495	8	1,495	6	1,498
1	1,426	1	1,448	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,448	—	—
1	1,368	3	1,372	1	1,365	—	—	—	—	1	1,372	6	1,368	2	1,363
1	1,335	1	1,351	1	1,349	—	—	—	—	1	1,330	2	1,338	2	1,340
1	1,291	3 _p	1,295	3 _p	1,293	—	—	2	1,285	2 _p	1,293	4	1,287	2 _p	1,285
1	1,250	5 _p	1,246	4 _p	1,246	—	—	1	1,246	2 _p	1,246	3	1,244	2 _p	1,246
1	1,234	1	1,229	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,221	1	1,221
1	1,192	3	1,198	4	1,192	—	—	—	—	1	1,195	4	1,195	1	1,195
1	1,175	2	1,178	2	1,178	—	—	—	—	1	1,175	4	1,178	1	1,178
—	—	1	1,149	1	1,149	—	—	—	—	—	—	2	1,153	—	—

Рентгенографическая характеристика тонкопелитовой фракции глин нижней части продуктивной толщи по разрезу скв. 4 Аляты-море

Обр. 473, глубина 1043—1050 м				Обр. 501, глубина 1101—1108 м		Обр. 513, глубина 1130—1137 м		Обр. 526, глубина 1165—1172 м		Обр. 542, глубина 1200—1207 м	
Порошковый насыщенный глицерином		Ориенти- рованный		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином		Порошковый насыщенный глицерином	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	17,8	—	—	2	17,8	6	17,7	7	17,8	8	17,7
—	—	3	12,2	—	—	—	—	—	—	—	—
10 _p	9,9	8	10,1	10 _p	9,9	10	9,8	10 _p	9,8	10 _p	9,8
—	—	—	—	—	—	2 _p	7,12	2 _p	7,20	2 _p	7,16
1	6,95	1	6,0	—	—	2	6,90	—	—	—	—
1	5,62	4	5,04	10 _p	5,70	—	—	1	5,74	1	5,74
7	4,43	—	—	3	4,43	8	4,43	8	4,47	8	4,47
1	4,14	—	—	—	—	—	—	1	4,23	1	4,23
—	—	—	—	—	—	2	3,59	1	3,60	1	3,59
3	3,47	—	—	1	3,40	1	3,42	2	3,42	1	3,40
7	3,30	10	3,30	7	3,30	10	3,31	9	3,31	8	3,30
—	—	—	—	—	—	1	3,16	—	—	1	3,18
1	2,90	—	—	1 _p	2,96	1	2,96	1	2,96	—	—
8	2,56	4	2,56	6	2,54	9	2,54	9	2,55	8	2,55
3	2,435	—	—	1 _p	2,406	2	2,425	1 _p	2,435	1 _p	2,435
1	2,368	—	—	—	—	2	2,368	1 _p	2,368	1 _p	2,368
—	—	—	—	—	—	—	—	1 _p	2,230	—	—
2 _p	2,206	—	—	—	—	1	2,190	—	—	—	—
2 _p	2,116	—	—	1 _p	2,161	1	2,116	1 _p	2,116	1	2,110
8	1,976	4	2,000	3	1,964	7	1,976	8	1,976	7	1,964
1	1,897	—	—	—	—	1	1,878	—	—	—	—
1 _p	1,815	—	—	2	1,805	2	1,805	2	1,815	1	1,805
1	1,699	2	1,72	—	—	1	1,699	1	1,699	1	1,699
4 _p	1,653	—	—	—	—	3 _p	9,645	2 _p	1,653	2 _p	1,653
1	1,533	—	—	1	1,530	2	1,530	1	1,530	1	1,533
8	1,492	—	—	7	1,492	9	1,495	8	1,495	7	1,489
—	—	—	—	1	1,445	1	1,448	1	1,454	—	—
2	1,370	—	—	—	—	1	1,380	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,368	3	1,370	2	1,370
1	1,340	—	—	—	—	1	1,342	2	1,342	1	1,342
—	—	—	—	—	—	1	1,327	—	—	—	—
6	1,287	—	—	2 _p	1,287	7	1,287	3 _p	1,291	3 _p	1,285
3	1,248	—	—	2 _p	1,249	4	1,244	3 _p	1,243	2 _p	1,240
—	—	—	—	—	—	—	—	1 _p	1,219	—	—
2	1,192	—	—	1	1,192	2	1,192	1	1,192	1	—
2	1,177	—	—	1	1,177	2	1,176	1	1,173	—	—

таэдрических хлоритов: прохлорит и амезит. Прохлорит определяется на рентгенограммах базальными рефлексами второго и четвертого порядка с $d = 6,90 - 6,95 \text{ kX}$ и $d = 3,44 - 3,49 \text{ kX}$. В незначительном количестве он встречается в глинах нижней части среднего и верхнего апшерона, а частично и в продуктивной толще среднего плиоцена. Амезит отличается от прохлорита наличием интенсивных линий $d = 2,44 - 2,47$ и $d = 1,90 - 1,93 \text{ kX}$. Его распространение ограничено лишь отдельными прослоями глин продуктивной толщи. Ввиду незначительных количеств хлоритового компонента тонкопелитовой фракции, очень тесной ассоциации его с другими

Таблица 8

Химический состав тонкопелитовой фракции (<0,001 м.м) средне-верхнеплиоценовых и четвертичных отложений по разрезу скв. 8а и 4 Аляты-море (в %)

Геологический возраст	№ образца	Интервал глубины, м	SiO ₂ общее	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Ппп	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	C _{орг}	O+N	Сумма
Скв. 8а*																			
Современные осадки	853	0—9	44,28	0,68	19,56	4,60	3,99	2,02	2,93	Не опр.	3,59	0,68	Не опр.	5,85	7,98	0,16	2,09	1,51	99,92
Хвалынский ярус	860	15—21	43,47	0,64	20,78	9,07	2,71	1,16	2,90	»	3,50	0,54	»	6,52	7,30	0,08	0,85	0,62	100,14
Хазарский ярус (средняя часть)	873	45—51	46,32	0,68	21,89	6,92	3,05	0,48	2,76	»	3,40	0,55	»	5,04	6,98	0,08	1,26	0,91	100,32
Хазарский ярус (нижняя часть)	885	69—75	46,00	0,64	20,17	4,58	3,60	0,80	2,96	»	3,72	0,68	»	5,21	7,57	0,04	2,78	2,01	100,78
Скв. 4**																			
Древний каспий .	{ 6	19—25	45,96	Не опр.	24,48	Не опр.	Не опр.	0,42	2,06	Следы	2,76	0,47	6,80	7,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,76
	{ 24	121—127	47,35	»	21,40	»	»	0,63	5,25	»	2,34	0,72	6,49	8,56	»	»	»	»	99,74
Верхний апшерон	{ 44	163—169	44,88	»	21,30	11,49	2,13	0,81	2,30	0,45	2,82	1,20	8,33	4,66	»	»	»	»	100,37
	{ 72	241—247	49,44	»	21,89	7,10	1,47	0,54	2,66	0,50	2,61	1,37	7,40	5,63	»	»	»	»	100,55
Средний апшерон	{ 86	271—277	48,02	»	20,48	7,92	1,41	0,65	5,48	0,52	2,47	0,45	6,99	6,33	»	»	»	»	100,72
	{ 112	319—325	49,54	»	20,26	7,62	1,60	0,67	4,11	0,46	2,17	0,53	7,28	5,96	»	»	»	»	100,20
	{ 143	373—379	47,72	»	24,83	Не опр.	Не опр.	0,70	3,98	Следы	3,06	0,76	5,43	7,47	»	»	»	»	99,97
	{ 162	421—427	50,70	»	21,01	6,77	1,30	0,59	3,84	0,53	2,86	0,48	7,01	6,60	»	»	»	»	100,69
Нижний апшерон	{ 172	451—463	47,75	»	26,27	Не опр.	Не опр.	0,59	2,43	Следы	2,68	0,69	7,29	6,32	»	»	»	»	100,45
	{ 185	493—499	48,99	»	23,36	»	»	0,29	2,49	0,13	3,07	0,68	8,51	5,27	»	»	»	»	100,66
	{ 193	517—523	50,12	»	23,32	5,35	2,29	0,58	2,29	0,85	2,61	0,88	7,66	4,47	»	»	»	»	100,42
Акчагыл	{ 219	559—571	49,42	»	21,69	7,47	1,20	0,60	2,76	0,50	2,63	0,49	7,19	6,31	»	»	»	»	100,26
	{ 233	589—598	49,94	»	25,14	Не опр.	Не опр.	0,30	1,18	2,35	3,00	0,78	7,81	4,78	»	»	»	»	100,04
Продуктивная толща	{ 268	681—688	47,62	»	17,21	9,16	1,52	0,97	5,44	0,18	2,18	1,02	8,59	6,67	»	»	»	»	100,56
	{ 308	766—773	48,73	»	22,88	Не опр.	Не опр.	0,43	3,82	Следы	2,28	0,67	6,88	8,98	»	»	»	»	100,54
	{ 333	808—815	49,47	»	22,83	»	»	0,98	2,97	0,12	1,98	0,52	1,12	12,56	»	»	»	»	100,11
	{ 366	878—885	47,54	»	23,78	»	»	0,57	3,77	Следы	2,18	0,77	6,72	7,69	»	»	»	»	99,93
	{ 399	938—945	50,35	»	23,88	4,99	2,62	0,67	2,91	0,61	3,48	0,16	7,74	3,46	»	»	»	»	100,87
	{ 473	1043—1050	47,49	»	21,49	9,55	0,73	0,33	2,88	0,39	2,18	0,65	6,63	8,14	»	»	»	»	100,46
	{ 526	1165—1172	48,61	»	21,04	9,25	0,74	0,38	2,63	0,50	1,98	0,38	6,84	7,71	»	»	»	»	100,06

* По скв. 8а анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманов.

** По скв. 4 анализы выполнены в химической лаборатории АзНИИ добычи нефти аналитиками А. Г. Мангасаровой, Е. К. Муравьевой и С. Е. Нордштейн.

Содержание K_2O и Na_2O в тонкопелитовой фракции ($<0,001$ мм) современных и четвертичных глинистых отложений по разрезу скв. 8а Аляты-море (данные пламенной фотометрии, в %)

Геологический возраст	№ образца	Глубина, м	K_2O	Na_2O
Современные и новокаспийские осадки	854	0—9	4,62	0,77
	855	9—15	4,09	0,56
	857	9—15	4,29	0,63
Хвалынский ярус и верхи хазарского яруса	858	15—21	4,02	0,90
	859	15—21	3,86	0,60
	861	21—27	4,29	0,63
	862	21—27	3,86	0,62
	863	21—27	4,17	0,77
	864	21—27	3,79	0,74
	865	21—27	3,86	0,65
Хазарский ярус	867	27—33	4,09	0,63
	868	39—45	3,60	0,54
	869	39—45	3,37	0,62
	870	39—45	3,48	0,56
	871	39—45	3,79	0,54
	874	45—51	4,41	0,74
	876	51—57	4,32	0,71
	879	51—57	4,19	0,71
	881	63—69	3,94	0,81
	883	63—69	4,29	0,55
Бакинский ярус	886	69—75	4,28	0,70
	887	81—87	3,60	0,60
	889	81—87	3,67	0,51
	891	87—93	3,67	0,50

глинистыми минералами и невозможности выделения мономинеральной хлоритовой фракции мы не имели возможности для более детального исследования хлоритов в отложениях изученного сводного разреза по скв. 8а и 4 Аляты-море. Все же важно подчеркнуть, что рентгенографически нигде не было обнаружено каких-либо признаков взаимных переходов или структурных связей хлорита с монтмориллонитами, гидрослюдами или минералами каолиновой структуры.

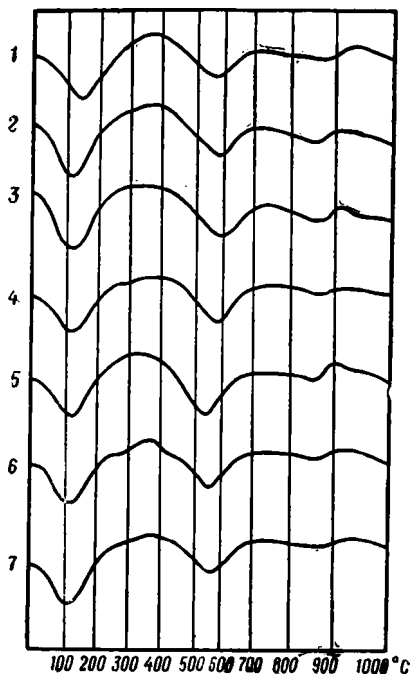
Каолинит встречается в составе тонкопелитовой фракции лишь в некоторых интервалах разреза и притом во всех случаях в виде небольшой примеси. Рентгенографически каолинит устанавливается здесь по наличию базальных рефлексов второго и четвертого порядка $d(001) = 7,14—7,20$ и $d(002) = 3,57—3,60$ kX , исчезающих после прокалывания образца. Пластинки каолинита гексагональных очертаний или частично разрушенные обломки его кристаллов наблюдаются и под электронным микроскопом.

Галлуазит обнаруживается только под электронным микроскопом в форме единичных трубок длиной 1—2 μ при толщине 0,03—0,05 μ . Его нахождение ограничено лишь верхней частью продуктивной толщи.

Сепиолит обнаруживается под электронным микроскопом в виде полупрозрачных пластинок или волокон длиной до 1 μ неравной ширины, часто с заостренными концами, как бы срезанными под некоторым углом

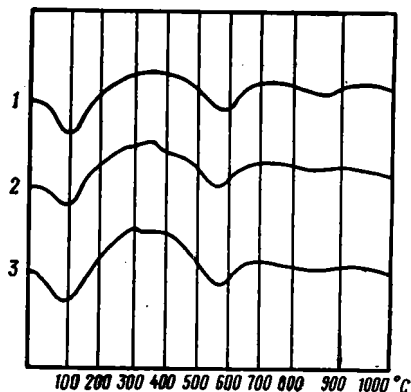
к длинной стенке (фиг. 5). Вследствие небольших количеств сепиолита в глинистой фракции он не устанавливается ни рентгенографически, ни с помощью дифференциального термического анализа. Но все образцы с относительно повышенным содержанием сепиолита (по электронной микроскопии) обнаруживают при химическом анализе фракции $<0,001$ мм заметно повышенное содержание MgO от 3,7 до 5,5% (табл. 8, обр. 24, 86, 112, 143, 268, 308, 366), связанного в кристаллической решетке мало устойчивых силикатов.

П а л ы г о р с к и т в разрезе изученных глинистых отложений встречается значительно реже. Под электронным микроскопом он отмечается в виде отдельных очень тонких волокон или иголок длиной до 1,5 μ , количество его



Фиг. 2. Дифференциальные термические кривые тонкопелитовой фракции глин продуктивной толщи гидрослюдистого состава с существенной примесью монтмориллонита (скв. 4).

1 — обр. 281, глубина 717—724 м; 2 — обр. 33, глубина 808—815 м; 3 — обр. 366, глубина 878—885 м; 4 — обр. 427, глубина 967—974 м; 5 — обр. 513, глубина 1130—1137 м; 6 — обр. 526, глубина 1165—1172 м; 7 — обр. 542, глубина 1200—1207 м

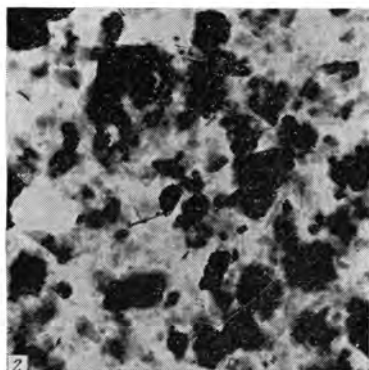
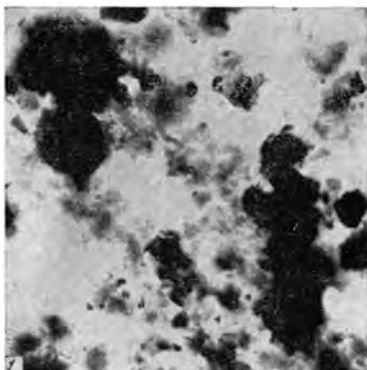


Фиг. 3. Дифференциальные термические кривые тонкопелитовой фракции глин апшеронского яруса гидрослюдистого состава с малой примесью монтмориллонита (скв. 4).

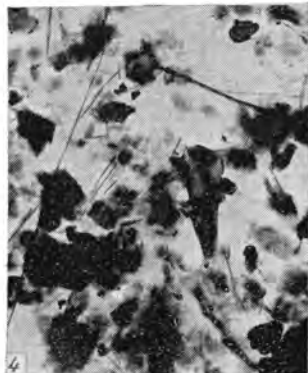
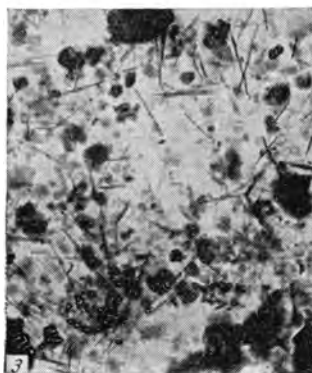
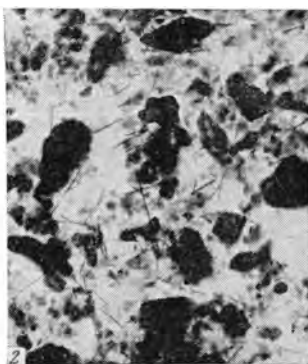
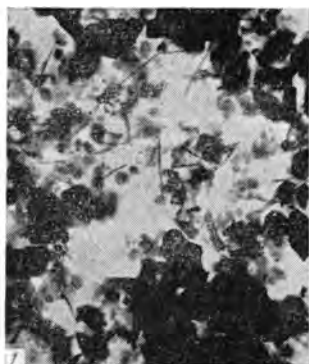
1 — обр. 125, глубина 337—345 м; 2 — обр. 185, глубина 493—499 м; 3 — обр. 193, глубина 517—523 м

в тонкопелитовой фракции еще более ограничено, чем сепиолита. Однако исследования глинистых минералов карбона Русской платформы, выполненные М. А. Ратеевым (1963), показали, что одна морфология частиц не является надежным признаком для диагностики палыгорскита и должна дополняться термографией или рентгенографией. Поэтому различие в глинах изученного разреза сепиолита и палыгорскита в группе Mg-силикатов является пока условным.

Помимо указанных минералов, в тонкопелитовой фракции глинистых пород по всему разрезу рентгенографически обнаруживается небольшая примесь кварца, а под электронным микроскопом — звездчатые агрегаты гидрогетита размером 0,1—0,5 μ , нахождение которых ограничивается главным образом глинами верхнего апшерона. Какие-либо смешаннослоистые структурные образования, по заключению В. А. Дрица и М. Б. Хеирова, отсутствуют во всем изученном разрезе глинистых отложений четвертичного и плиоценового возраста площади Аляты-море.



Фиг. 4. Электронномикроскопические снимки тонкопелитовой фракции глин монтмориллонитово-гидрослюдистого состава (скв. 4).
1 — обр. 427, глубина 967—974 м; продуктивная толща; 2 — обр. 452, глубина 1008—1011 м, продуктивная толща



Фиг. 5. Электронномикроскопические снимки тонкопелитовой фракции глин монтмориллонитово-гидрослюдистого состава с волокнами магниевых силикатов (скв. 4).

1 — обр. 86, глубина 271—277 м, средний апшерон; 2 — обр. 112, глубина 319—325 м, средний апшерон; 3 — обр. 268, глубина 681—688 м, верхняя часть продуктивной толщи; 4 — обр. 308, глубина 766—773 м, продуктивная толща среднего плейсцена

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ГЛИН ПО РАЗРЕЗУ

Распределение отдельных глинистых минералов по всему изученному разрезу показано на фиг. 6. Резко доминирующим компонентом, как уже указывалось, являются гидрослюды, которые составляют от 80 до 100 % тонкопелитовой фракции глинистых пород и всюду характеризуются однотипной кристаллической структурой диоктаэдрического типа двуслойной моноклинной полиморфной модификации $2M_1$. Заметно варьирует лишь кристаллическая гидрослюд. Выяснение изменений степени кристаллическости позволяет подметить особенности распределения гидрослюды по разрезу. Чисто монтмориллонитовые глины в разрезе отсутствуют. Монтмориллонит всюду, где он есть, является лишь примесью к гидрослюде, достигая максимально 20 % тонкопелитовой фракции пород.

В четвертичных отложениях верхней части разреза (скв. 8а до глубины 50 м) монтмориллонитовая примесь находится лишь в маломощных прослоях среди гидрослюдистых глин, лишенных монтмориллонита. В нижней же половине хазарского яруса (скв. 8а, интервал 50—93 м) примесь монтмориллонита практически не улавливается по рентгенограммам или весьма ничтожна. Зато в разрезе бакинского яруса верхнего и среднего плиоцена (скв. 4) примесь монтмориллонита более заметна и постоянна, здесь же нередки прослойки с малым его содержанием, а прослойки чисто гидрослюдистых глин, нацело лишенных монтмориллонита, крайне редки.

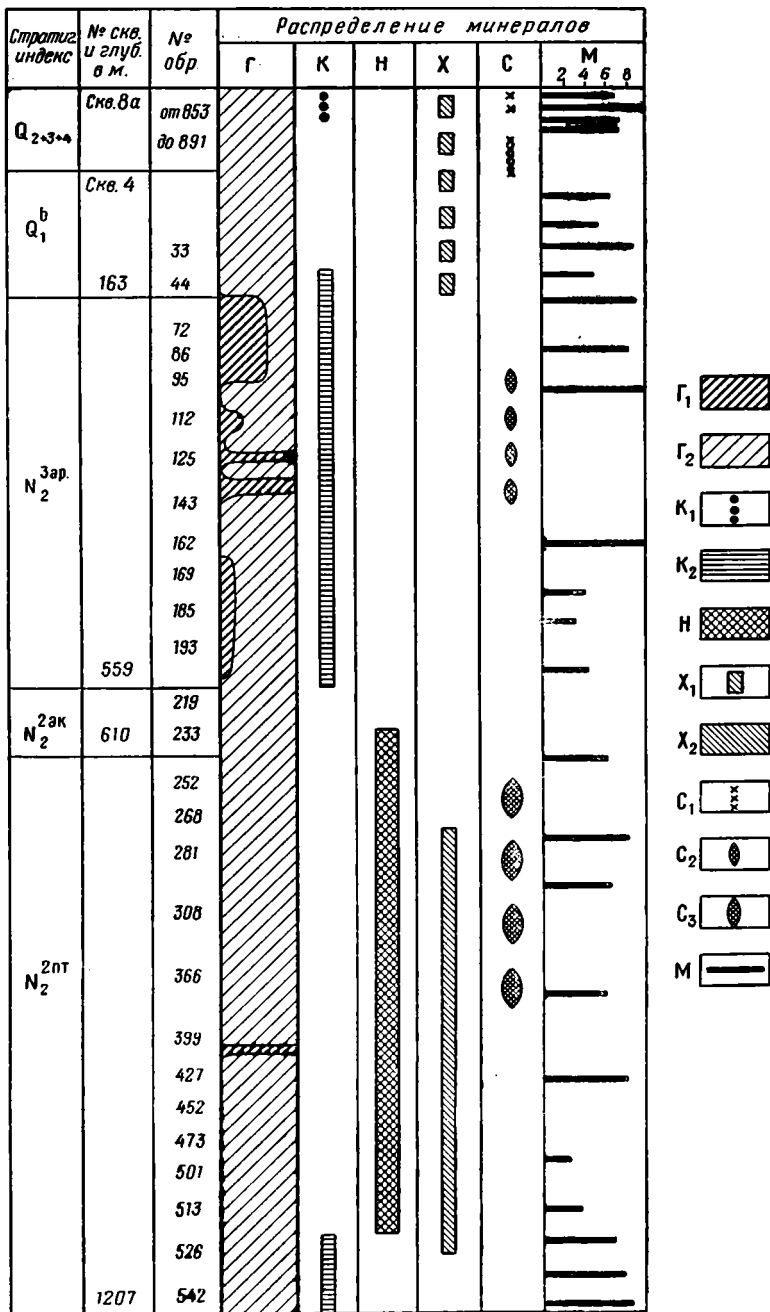
Примесь каолинита, улавливаемая рентгенографически, отмечена в отдельных образцах глин из верхней, четвертичной части разреза (скв. 8а, интервал 0—27 м) апшеронского яруса и нижней части продуктивной толщи (скв. 4 в интервале 145—559 м и 1130—1207 м). Хлорит, по данным микроскопии шлифов, повсеместно встречается в изученном разрезе, однако он не всегда присутствует в виде примеси в составе тонкопелитовой фракции глинистых пород. Так, например, примесь хлорита рентгенографически обнаружена во всем четвертичном разрезе, но редко улавливается или отсутствует почти во всех отложениях апшеронского яруса, а также в самых низах вскрытой части продуктивной толщи.

Нахождение магнезиальных силикатов имеет три количественные градации: малое количество (в виде отдельных волокон), среднее и существенное количество, заметно сказывающееся на химическом составе фракции тонкого пелита повышенным содержанием MgO (до 5,5 %), связанного в кристаллической решетке силикатов. Нахождение магнезиальных силикатов в отдельных прослоях четвертичных илов и глин (скв. 8а) отмечено в современных осадках (интервал 0—9 м), в глинах хвалынского (интервал 21—27 м) и хазарского ярусов (интервал 39—75 м). Средние количества Mg -силиката обнаружены в глинах апшеронского яруса (скв. 4, интервал 27—427 м). Наконец, сравнительно более существенная примесь Mg -силиката обнаружена в верхней части разреза продуктивной толщи (скв. 4, интервал 680—890 м).

Галлуазит в породах изученного разреза весьма редок и встречен лишь в глинах верхней части продуктивной толщи.

Выяснив картину распределения отдельных глинистых минералов во всей толще четвертичных и плиоценовых пород, рассмотрим теперь, какие минералогические типы глин они образуют в пределах каждого изученного стратиграфического горизонта.

Современные илы и вязкие пластичные глины хвалынского яруса представлены двумя минералогическими типами: гидрослюдистым с малой примесью каолинита и монтмориллонитово-гидрослюдистым с примесью хлорита, а иногда и Mg -силиката. Причем первый тип слагает почти целиком указанный стратиграфический интервал, тогда как второй наблюдается лишь в отдельных маломощных прослоях. Хазарский ярус



Фиг. 6. Распределение глинистых минералов в тонкопелитовой фракции четвертичных и плиоценовых отложений Аляты-море (сводный разрез по скв. 8а и 4).

Q₂₊₃₊₄ — современные и новокаспийские осадки, включая хвалынский и хазарский ярусы; Q₁^b — бакинский ярус; N₂^{Зар.} — апшеронский ярус; N₂^{2ак} — акчагыльский ярус; N₂^{2пт} — средний плиоцен — продуктивная толща; Г₁ — гидрослюда, хорошо окристаллизованная; Г₂ — гидрослюда, плохо окристаллизованная — деградированная разность; К₁ — каолинит в виде малой примеси, выявленной под электронным микроскопом; К₂ — каолинит, составляющий более заметную примесь, установленную рентгенографией; Н — комплекс неустойчивых минералов — эпидота, цомзита, диопсида, авгита и др.; Х₁ — хлорит в виде малой примеси, установленной рентгенографией; Х₂ — хлорит в более заметном количестве; С₁ — сепиолит в виде отдельных волокон; С₂ — сепиолит в заметном количестве; С₃ — сепиолит в виде более значительной примеси, отмеченной повышением содержания MgO до 5,5%; М — монтмориллонит и интенсивность его базального рефлекса (17,8 кХ), дающая количественную характеристику

в верхней своей части (с 30 до 50 м) сложен гидрослюдистыми глинами часто с примесью монтмориллонита и иногда хлорита, в нижней же части — целиком гидрослюдистыми глинами часто с примесью Mg-силиката. Отложения бакинского яруса слагаются преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Чисто гидрослюдистые глины, иногда с небольшой примесью каолинита и хлорита, более развиты в низах бакинского яруса, в глинах тюркянской свиты континентальной фации — Q_1^f .

В глинах апшеронского яруса распространены следующие минералогические типы глин. Верхний подъярус сложен гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Этот стратиграфический интервал — единственный во всем разрезе Аляты-море, где преобладает хорошо окристаллизованная гидрослюда. В верхней части данного подъяруса на границе с подошвой тюркянской свиты отмечена небольшая примесь каолинита. Средний подъярус представлен гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами (с меньшим количеством монтмориллонита, чем в верхнем подъярусе), а также гидрослюдисто-монтмориллонитово-сепиолитовыми глинами. Гидрослюды среднего апшерона отличаются особенно резкой вариацией степени кристалличности, а все без исключения минералогические типы глин этого подъяруса характеризуются небольшой, но весьма постоянной примесью каолинита, а иногда и анальцима. В нижнем подъярусе развиты лишь гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины, причем наблюдается уменьшение содержания монтмориллонита с глубиной. Среди гидрослюды преобладает плохо окристаллизованная разновидность. Почти во всем разрезе нижнего апшерона, так же как и в среднем подъярусе, рентгенографически улавливается небольшая примесь каолинита.

Акчагыльский ярус представлен преимущественно гидрослюдистыми глинами. Гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины играют здесь меньшую роль, несмотря на явное наличие в этом стратиграфическом интервале прослоев пеплового материала. Гидрослюды в глинах акчагыльского яруса плохо окристаллизованы. Характерно, что глины акчагыла лишены примесей хлорита, каолинита, а также и цеолитов.

Продуктивная толща сложена глинами пяти типов: 1) гидрослюдистыми с примесью хлорита, 2) гидрослюдисто-сепиолитовыми с примесью хлорита, 3) гидрослюдисто-монтмориллонитово-сепиолитовыми с хлоритом, 4) гидрослюдисто-монтмориллонитовыми с хлоритом и 5) гидрослюдисто-монтмориллонитовыми с примесью каолинита. Первый тип глин имеет локальное распространение и встречен нами лишь в одном прослое продуктивной толщи (обр. 399, интервал 938—945 м). Второй и третий типы глин распространены исключительно в верхней части продуктивной толщи (интервал 682—885 м). Наконец, четвертый и пятый типы глин слагают нижнюю часть продуктивной толщи (интервал 885—1207 м).

4. ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

В настоящее время в литературе отсутствует единая точка зрения на генезис глинистых минералов в морских осадках. Можно отметить три основные генетические концепции: хомогенно-осадочную (седиментационную), диагенетическую и аллотигенную (детритную), допускающую слабое частичное изменение глинистого вещества в диагенезе. Кроме трех указанных, существуют еще комбинированные генетические концепции, которые имеют лишь частное значение.

Сущность хомогенно-осадочной (седиментационной) концепции состоит в признании полной зависимости комплекса глинистых минералов осадочных пород от pH и характера физико-химической среды водоема. Так, например, согласно взглядам Милло (Millot, 1949), глинистая фракция осадочной породы является функцией среды ее образования, причем среда

здесь понимается только в физико-химическом смысле. Исходя из этих положений, многие исследователи полагают, что должно существовать обязательное соответствие между комплексами глинистых минералов и физико-химической средой их образования, а также между рН современных водоемов и рН ископаемых осадочных пород, якобы отражающих среду их образования. Сторонниками хомогенно-осадочной концепции без должных оснований подразумевается, что концентрации Al^{3+} , K^+ , Mg^{2+} и Si^{4+} — элементов, участвующих в постройке кристаллической решетки глинистых минералов, в воде морских водоемов должны достигать таких высоких значений, которые в состоянии вызвать химическую садку алюмосиликатов. Кроме того, в вопросе формирования комплекса глинистых минералов в той или иной фациальной обстановке седиментационная концепция совершенно не учитывает роль взвешенного глинистого материала, приносимого в водоем реками с водосборного бассейна.

Оценивая достоверность хомогенно-осадочного способа образования глинистых минералов в морских бассейнах, нужно сказать, что точное изучение комплексов глинистых минералов, как правило, обнаруживает их несоответствие физико-химической обстановке осадконакопления. Это доказывает несостоятельность хомогенно-осадочной концепции генезиса глинистых минералов, и не случайно, что в последнее время она почти целиком вытесняется диагенетической концепцией.

Диагенетическая концепция, в противоположность седиментационной, учитывает роль глинистого материала, поступающего в бассейн с водосбора, но допускает коренную его переработку частично в морской воде, а главным образом в зоне иловых вод. Так, по схеме Грима (Grim, 1953), глинистые минералы, находясь в зоне выветривания и почвообразования, выщелачиваются, частично теряют K_2O и MgO и в таком деградированном состоянии выносятся реками в морские бассейны почти без изменения в путях переноса. Степень выщелачивания деградированных продуктов обычно не достаточна для превращения их в новые минералы. Попав в морскую среду, деградированные минералы быстро адсорбируют K^+ и Mg^{2+} непосредственно из морской воды или иловых вод и регенерируются до нормальных иллитов, что способствует совершенствованию слоистых структур. Направленность диагенетических изменений, по Гриму, такова, что все деградированные минералы — гидрослюды (иллиты), хлориты, монтмориллониты и даже каолиниты в условиях морской среды, богатой катионами, переходят главным образом в нормальный иллит и частью в хлорит, т. е. в минералы, доминирующие в морских глинистых осадках и уравновешенные в данной среде. Многочисленные случаи нахождения в морских осадках устойчивого минерала — каолинита заставили Грима ввести зависимость его переработки от скорости осадконакопления. Эта схема Грима касается по существу лишь современных осадков и рассматривает главным образом смену глинистых комплексов по вертикали в фациальных типах переходной зоны от суши к морю, не вдаваясь в более глубокие уплотненные слои осадков.

Для диагенетических изменений глинистых минералов в течение всей стадии диагенеза в целом была предложена схема Пауэрса (Powers, 1959). Суть этой схемы заключается в следующем. Поскольку в морской воде отношение $Mg^{2+} : K^+ = 5 : 1$, предполагается, что в верхней зоне диагенеза глинистые минералы типа деградированных иллитов и монтмориллонита будут предпочтительнее адсорбировать магний, по сравнению с калием, с преимущественным образованием аутигенного хлорита. При одинаковых концентрациях Mg^{2+} и K^+ наблюдалась бы предпочтительная адсорбция глинами калия. Поскольку с углублением по разрезу преобладание магния в поровых водах (вследствие метаморфизации их солевого состава) может смениться установлением одинаковых концентраций Mg^{2+} и K^+ , то с момента, когда их концентрации уравниваются, глины начнут адсорби-

ровать предпочтительнее калий с преимущественным образованием аутигенных гидрослюдов. В результате такого хода процесса, по мнению Пауэрса, на глубине нескольких сот метров должен установиться уровень одинаковой адсорбции этих двух элементов, или так называемый эквивалентный уровень. Выше этого уровня в результате предпочтительной адсорбции Mg^{2+} будут генерироваться аутигенные хлориты, а ниже его предпочтительная адсорбция K^+ будет приводить к аутигенной генерации гидрослюда. Однако реального распределения глинистых минералов по разрезам глубоких морских скважин в соответствии со схемой Пауэрса пока нигде не наблюдалось. Надо иметь в виду, что при построении своей схемы Пауэрс базировался только на данных по горизонтальному распределению глинистых минералов в осадках залива Атчефалуа (Atchafalaya), а не на реальных разрезах глубоких морских скважин. Следует подчеркнуть, что слабость всех вариантов диагенетической концепции генезиса глинистых минералов заключается в отсутствии однозначности в ее аргументации. Так, возникновение многих ассоциаций глинистых минералов, приписываемое диагенезу, может быть обусловлено и другими факторами: смывом минералов с водосборного бассейна, механической дифференциацией глинистых минералов в зависимости от размеров частиц и скоростей их оседания, размывом различных горизонтов коры выветривания и почвообразования, изменением интенсивности смыва в связи с наводнениями или паводками, гидродинамикой самого морского бассейна, локальным размывом-абразией и переотложением глинистого материала и т. п.

Аллотигенная (детритная) концепция происхождения глинистых минералов с допущением частичных изменений в диагенезе лишь мало устойчивых минеральных форм отводит основную роль в генезисе глин физико-географическим факторам осадконакопления, климату, тектонике, петрографическому строению областей сноса и т. п. Так, при изучении глинистых минералов в современных осадках Японского, Черного и Аральского морей и оз. Байкал (Ратеев, 1952а, б, 1954, 1958) было установлено отсутствие корреляции между комплексами глинистых минералов, гидрохимическим типом бассейна, глубиной и фашиально-петрографическим типом осадков. Во многих случаях было отмечено совместное нахождение монтмориллонита и каолинита — минералов, требующих резко различной среды для хемогенного их образования. В то же время констатированы четкие связи глинистых минералов морских осадков с минералами глинистой фракции речных взвесей, вносимых в эти водоемы, связи с течениями, абразией берегов и переотложением материала, т. е. унаследованием субстрата.

Уивером (Weaver, 1959), Вайтхаузом и Маккартером (Whitehouse а. McCarter, 1958) в последнее время подтверждено, что количественные вариации глинистых минералов тонкопелитовой фракции из различных участков морского дна не являются доказательством диагенетических изменений. Новейшие данные показывают также, что роль этих изменений в диагенезе, по крайней мере для илов гумидной зоны, сильно преувеличена. Так, например, для таких устойчивых минералов, как каолинит, сохранность в осадках морских бассейнов гумидного тропического пояса и отсутствие его в морях аридной зоны была доказана Ратеевым (1961) посредством климатической типизации морских бассейнов по палеоклиматическим картам Н. М. Страхова. Это опровергает утверждения Грима (Grim, 1953) об исчезновении каолинита в морской среде в результате его химической переработки в диагенезе. Устойчивость каолинита к воздействию морской воды подтверждена и экспериментальными данными Вайтхауза и Маккартера (Whitehouse а. McCarter, 1958).

Слабость воздействия морской воды и иловых вод на глинистые минералы проявляется и в том, что даже такие процессы, как регенерация деградированных иллитов, ограничены узкими диапазонами солености. Так,

например, во внутриконтинентальных морях при солености $< 25\%$ регенерация, по нашим данным, отсутствует как у иллитов начального этапа деградации (набухающих с глицерином до $14,2 kX$), так и у продуктов конечного этапа деградации — почвенных монтмориллонитов (набухающих с глицерином до $17,8 kX$). Этот процесс, по В. А. Ерошеву-Шаку (1961), может иметь место лишь при солености $> 35\%$. Кроме того, диагенетическому переходу почвенного монтмориллонита (образовавшегося по слоистым силикатам — слюдам) в хлорит или иллит, согласно Вайтхаузу и Маккартеру, препятствует адсорбция органического вещества, которое предпочтительнее занимает межслоевое пространство монтмориллонита, чем Mg^{2+} и K^+ .

Таким образом, для трех главнейших минералов глин каолинита, гидрослюд и монтмориллонита уже по имеющимся сейчас данным нет оснований ожидать их глубокой химической переработки в диагенезе. Более интенсивное аутигенное глинообразование в диагенезе может быть связано с изменением малоустойчивого минерала — биотита и разложением под действием иловых вод тонкого вулканогенного пеплового материала основного состава. Первый легко переходит в весьма неустойчивую триоктаэдрическую гидрослуду, а затем в хлорит или монтмориллонит, второй — в монтмориллонит, возможно, также с какими-то промежуточными стадиями.

Слабость изменений глинистых минералов в седиментогенезе и диагенезе и неэффективность их аутигенного образования из морских и иловых вод особенно в гумидных бассейнах вытекает и из крайне ничтожной концентрации основного глинообразующего компонента Al^{3+} . Известно, что рН в бескарбонатных или слабокарбонатных илах северных морей колеблется от 7,7 до 8,5 и лишь в некоторых прослоях снижается до 6 — 6,5; нетрудно видеть, что при этих значениях рН нельзя ожидать достаточной подвижности Al^{3+} , который растворим при очень низких рН (< 3).

Обстановка осадконакопления в современном Каспийском море в четвертичное и плиоценовое время, соответствовавшая начальному этапу аридного литогенеза, также характеризовалась средой, близкой к нейтральной с рН-8,5—7,5. Иловые и поровые воды во всем разрезе скважины не обнаруживают заметной зависимости от состава глинистых минералов. Подобная физико-химическая обстановка исключает существенную роль аутигенного синтеза алюмосиликатных глинистых минералов. Вывод о неизменности глинистого вещества в изученном разрезе (от полужидких илов современного Каспия до сильно уплотненных глин продуктивной толщи среднего плиоцена) находит весьма существенные подтверждения в самом облике глинистых минералов, в идентичности состава речных взвесей и морских осадков, в распределении глинистых минералов по гранулометрическим фракциям пород и т. п. Характерно, например, что тип и ассоциация глинистых минералов речных взвесей рек Куры и Пирсагата совершенно аналогичны типу и ассоциации их в современных илах (скв. 8а), а практически и во всем разрезе четвертичных и плиоценовых отложений (скв. 4). Те и другие обычно слагаются деградированной гидрослудой диоктаэдрического типа (с различной степенью выщелоченности калия) и почвенным монтмориллонитом (образованным по гидрослюдам) с небольшой примесью Mg-силиката (из группы палыгорскита или сепиолита), хлорита и каолинита. Идентичность глинистых минералов речных взвесей и морских осадков показывает, что их облик, ассоциации и количественные соотношения создаются и формируются еще на водосборе и зависят в первую очередь от климата и рельефа последнего.

Как показывают рентгенографические исследования по методике Уивера (Weaver, 1958), деградированные гидрослуды и почвенный монтмориллонит не обнаруживают признаков регенерации. Они полностью

сохраняют способность сжатия решетки после насыщения КОН в обстановке осадконакопления, которая существовала в пределах Бакинского архипелага от среднего плиоцена вплоть до современной эпохи.

На аллотигенность глинистых минералов указывают здесь как их распределение по вертикальному разрезу, так и связь с гранулометрическими типами пород. Так, например, монтмориллонит в своем распространении тяготеет к более тонкозернистым или тонкодисперсным породам. В разрезе хвалынского яруса и верхней части Хазарского яруса гидрослюдистые глины, в которых монтмориллонит отсутствует, обычно характеризуются более повышенным содержанием песчано-алевритовых частиц. Характерно, что нижняя часть хазарского яруса, представленная более песчано-алевритовыми глинами, вообще лишена ощутимой примеси монтмориллонита и слагается нацело гидрослюдистыми глинами. Еще более ясно видна эта зависимость в продуктивной толще ввиду большего контраста типов пород, где наиболее тонкоотмученные глины чередуются с сильноалевритовыми, реже песчано-глинистыми породами. И именно здесь особенно четко видна большая концентрация или приуроченность монтмориллонита к наиболее тонким разностям глинистых пород. Эта закономерность, вероятно, связана еще с первичным распределением частиц монтмориллонита (как наиболее тонкого из всех глинистых минералов) в самом морском водоеме в стадию седиментогенеза под влиянием гидродинамики.

Аналогичную связь с наиболее тонкодисперсными породами имеет и сепиолит, но лишь в пределах продуктивной толщи, в то время как в апшеронских и особенно четвертичных глинистых отложениях она настолько ослабевает, что примесь магнезиальных силикатов встречается как в наиболее глинистых, так и в более песчано-алевритовых разностях пород. Это, видимо, связано с менее благоприятными условиями сортировки и дифференциации наиболее тонких частиц этих минералов в постплиоценовом бассейне седиментации.

Какой генезис имеет здесь Mg-силикат? Н. В. Тагеева, изучавшая солевой состав поровых вод и частично глинистые минералы в 50-метровой морской скважине у банки Макарова, считает Mg-силикат диагенетическим минералом. Наши исследования не дают оснований для подобного заключения. При аутигенном образовании сепиолита в диагенезе за счет Mg^{2+} иловых или поровых вод должна наблюдаться убыль растворенного в них магния, пошедшего на постройку кристаллической решетки Mg-силиката; следовательно, распространение последнего должно быть связано с солевым составом поровых вод. В действительности, рассматривая данные по составу поровых вод, полученные З. В. Пушкиной по разрезу Аляты-море (скв. 8а и 4), мы не видим такой связи. Некоторые прослои Mg-силиката как будто и связаны с небольшой убылью из поровых вод растворенного магния (в частности, в среднем апшероне), но большинство образцов с максимальным проявлением Mg-силикатов не имеет такой связи и сочетается с количеством Mg^{2+} и в 60 и в 200 мг-экв/л. Нахождение и распределение сепиолита совершенно не связано здесь и с общей карбонатностью осадка. Одинаковые содержания его обнаруживаются, например, при 7 и при 30% $CaCO_3$.

Наконец, самое главное заключается в том, что электронномикроскопические исследования (проведенные А. Е. Раутборт) взвесей, собранных нами в устье р. Куры на контакте с морской водой, и речных взвесей Куры у пос. Нефтечала обнаружили наличие в них волокон Mg-силиката. Глинистые частицы взвесей р. Куры несомненно питают здесь всю область морского осадконакопления, включающую Прикуринскую низменность и граничащий с ней Бакинский архипелаг. Поэтому наличие Mg-силиката во взвесах р. Куры является бесспорным доказательством его аллотигенности в данной обстановке осадконакопления, связанной с выносом его из солончаковых и такыровых почв засушливой зоны Западного побережья

Каспия. Можно отметить и ряд других моментов обстановки осадконакопления и диагенеза, не благоприятных в данном случае для аутигенного (диагенетического) образования Mg-силиката. Известно, что седиментационно-диагенетическим образованиям Mg-силикатов особенно благоприятствует обстановка сильно засоленных и сильно карбонатных водоемов более поздней стадии аридного литогенеза с $pH > 9$, где становится весьма подвижным и химически активным кремнезем — второй существенный компонент в решетке сепиолита, а концентрации Mg^{2+} начинают превышать точку насыщения $MgSiO_3$. В условиях же изученных морских осадков, вскрытых скважинами Аляты-море, мы имеем дело по существу с терригенными, слабокарбонатными фациями, с pH в пределах 7,5—8,5, т. е. близким к нейтральной среде.

Примесь каолинита и отчасти хлорита в тонкопелитовой фракции обнаруживает довольно ясную связь с комплексом терригенных минералов в алевритовой фракции пород. Особенно ясно это для каолинита, который присутствует только в породах, имеющих комплекс устойчивых минералов (циркон, гранат, ставролит, сфен и др.), и полностью отсутствует там, где породы содержат в тяжелой фракции неустойчивые минералы (эпидот, цоизит, роговые обманки, пироксены и др.). Примесь хлорита во фракции тонкого пелита глинистых пород ведет себя противоположно. Она обычно обнаруживается в толщах с обилием неустойчивых фемических минералов и не улавливается в породах, характеризующихся стабильной ассоциацией минералов тяжелой фракции. Так, в разрезе скв. 4, каолинит присутствует в самых низах вскрытой части продуктивной толщи (интервал 1130—1207 м), где нет неустойчивых минералов, и отсутствует во всем среднем плиоцене, включая и акчагыльский ярус, где тяжелая фракция пород изобилует (по Э. А. Дайдбековой) неустойчивыми минералами, появляясь вновь во всем верхнем плиоцене, где в комплексе тяжелых минералов снова исчезают неустойчивые разновидности и полностью преобладают стабильные минеральные компоненты. Хлорит, наоборот, редок или отсутствует в низах продуктивной толщи (глубже 1130 м), но присутствует во всем остальном разрезе среднего плиоцена (до подошвы апшеронского яруса) и является спорадическим компонентом глин верхнего плиоцена (весь апшеронский ярус). Такая корреляция каолинита и хлорита в тонкопелитовой фракции с терригенными минералами несомненно указывает на связь их распределения с изменением областей сноса в соответствующие геологические отрезки времени.

Теперь вернемся к диагенетической концепции эквивалентных уровней Пауэрса и посмотрим, насколько применима она к объяснению распределения глинистых минералов в изученном нами разрезе морской скважины на Каспии. Из этой концепции вытекает, что выше эквивалентного уровня адсорбции глинами Mg^{2+} и K^+ из иловых и поровых вод из монтмориллонита и деградированных иллитов будут образовываться преимущественно аутигенные хлориты, а ниже этого уровня — гидрослюды (илиты). Из той же концепции следует, что в верхней зоне (первая сотня метров) над эквивалентным уровнем содержание монтмориллонита должно быть связано обратной зависимостью с количеством аутигенного хлорита, а ниже эквивалентного уровня монтмориллонит должен исчезать или быть связан обратной зависимостью с хорошо окристаллизованной аутигенной гидрослюдой, образовавшейся за счет его диагенетической переработки. Кроме того, в этом случае должны были наблюдаться и структурные переходы: монтмориллонит → хлорит и монтмориллонит → гидрослюда.

Какова же реальная картина распределения этих минералов в разрезе Аляты-море (скв. 8а и 4) и как она соответствует теоретической схеме Пауэрса? Прежде всего необходимо подчеркнуть, что, согласно исследованиям Т. В. Далматовой, В. А. Александровой, а также заключению В. А. Дрица и М. Б. Хеирова, в глинистых породах, слагающих изученный разрез, от-

существуют какие-либо смешаннослоистые образования, структурные связи или стадийные переходы одних глинистых минералов в другие.

Распространение монтмориллонита в породах разреза скв. 8а и 4 ограничено. Он присутствует только в виде второстепенной примеси (максимально до 20 % состава тонкопелитовой фракции) в отдельных маломощных прослоях, заключенных в толщах гидрослюдистых глин, практически лишенных монтмориллонита. Так, в интервале 0—50 м имеются четыре таких прослоя (в современных илах, в хвалынских и в хазарских глинах). Затем в интервале 50—93 м монтмориллонита не наблюдается, но глубже он появляется снова, образуя прослой в Бакинском ярусе, в верхнем и нижнем апшероне, в акчагыле и в продуктивной толще. При этом в верхнем апшероне обогащенность тонкопелитовой фракции монтмориллонитом сочетается с хорошей окристаллизованностью гидрослюдистого компонента. Если бы здесь имела место аутигенная генерация гидрослюды за счет монтмориллонита, то было бы естественно ожидать обратных их соотношений, т. е. исчезновения монтмориллонита в связи с переходом в аутигенную диагенетическую гидрослюду, отличающуюся лучшей кристалличностью.

Хлорит, по данным рентгенографии и микроскопии, также составляет в тонкопелитовой фракции пород небольшую примесь, слабо возрастающую с глубиной по разрезу скв. 8а. Хлорит встречается здесь как в виде отдельных зерен, так и в виде аутигенных выделений в глинистом цементе. Сопоставление содержания хлорита в глинах (по данным микроскопии) с рентгенографическими оценками количества монтмориллонита в них не дает определенной зависимости между этими двумя минералами. Обычно хлорит присутствует всюду в виде небольшой примеси в прослоях с максимальным и с низким содержанием монтмориллонита, а также в гидрослюдистых глинах, лишенных монтмориллонита.

Все это говорит о том, что в данной обстановке морского терригенно-карбонатного осадконакопления, при значительной скорости седиментации в сводном разрезе изученных скважин не наблюдается того эквивалентного уровня адсорбции Mg^{2+} и K^+ , о котором говорит Пауэрс, и здесь отсутствует переход монтмориллонита в хлорит или гидрослюду (иллит) как ведущий процесс аутигенного глинообразования в диагенезе. Но это вовсе не исключает образования здесь небольших количеств аутигенного хлорита за счет диагенетической переработки аллотигенного хлорита, присутствующего в тонкопелитовой фракции, а также за счет локального растворения в диагенезе глинистого вещества.

В заключение следует подчеркнуть, что аллотигенный генезис по существу всех присутствующих в разрезе Аляты-море (до глубины 1207 м) глинистых минералов в тонкопелитовой фракции глинистых пород, от современных до среднеплиоценовых включительно, полностью отвечает специфике морского осадконакопления в начальном этапе аридного литогенеза с преобладанием в нем еще процессов механической дифференциации (по Н. М. Страхову). Такой вывод находится в согласии с указаниями ряда авторов (Коссовская и Шутов, 1956; Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957; Шутов, 1962) о том, что вторичные изменения в глинистых породах запаздывают по сравнению с изменениями в породах песчаных. Основная генерация аутигенных глинистых минералов происходит не в зоне неизменного глинистого цемента, а лишь при переходе к глубинному эпигенезу, с появлением мозаичных структур и процессов мусковитизации в полимиктовых песчаниках и диккитизации в олигомиктовых породах (Шутов, 1962). Однако влияние этих процессов в изученном разрезе Аляты-море еще не улавливается.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В. Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М., ИЛ, 1955.
- Ерошев-Шак В. А. Иллит в осадках Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 4.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. Стадии формирования и изменения терригенных пород — Докл. АН СССР, 1957, 110, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезозойских отложений Западного Верхоянья.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Аральского моря.— Докл. АН СССР, 1952а, 84, № 5.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Черного моря.— Докл. АН СССР, 1952б, 83, № 2.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках современных водоемов. В кн.: Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Ратеев М. А. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. В кн.: «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ратеев М. А. Закономерности пространственного размещения каолинита в морских осадках.— Докл. АН СССР, 1961, 141, № 5.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис палыгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы.— Литол. и полезные ископ., 1963, № 1.
- Носов Г. И. Монтмориллонитизация гидрослюд как диагностический признак третичных нефтеносных свит Дагестана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, М., т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1960. То же, т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 6.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере изучения рифейских и палеозойских отложений юго-восточной части Русской платформы). Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Grim R. E. Clay mineralogy. London, 1953.
- Powers M. C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. Proc. 6th Nat. Confer. on Clays and Clay Minerals. London, 1959.
- Maré H. W., van der. Quantitative analysis of the clay separate of soils.—Acta Univ. Carolinae Geol., 1961. Geol. suppl. N 1.
- Weaver C. E. The effects and geological significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material—Amer. Mineralogist, 1958, 43, № 9—10.
- Weaver C. E. The clay petrology of sediments. Proc. 6th Nat. Confer. on Clays and Clay Minerals. London, 1959.
- Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. Proc. 5th Nat. Confer. on Clays and Clay Minerals. Washington, 1958.

Часть вторая

**ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
И ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА**

(ПО РАЗРЕЗУ СКВ. 8 и 4)

В. В. Коперина, О. А. Дворецкая

ПЛОТНОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Задачей настоящей работы было проследить изменения плотности и пористости пород в непрерывном разрезе по скв. 8в и 4 Аляты-море от поверхности осадка до глубины 1207 м и выяснить особенности уплотнения пород различного состава. Большой интерес при этом представляет изменение скорости уплотнения пород с глубиной их залегания.

Образцы отбирались и парафинировались тотчас после подъема керна, поэтому мы имели возможность определять плотность и пористость пород в состоянии их естественной влажности. В процессе исследований определялись, кроме того, плотность и пористость тех же образцов пород, высушенных до абсолютно сухого состояния, величина усадки пород и количество заключенной в них воды. Лабораторному исследованию было подвергнуто 162 образца, начиная от современных рыхлых илов и до уплотненных пород среднего плиоцена.

1. МЕТОДИКА РАБОТЫ

Пористость пород и их плотность (или объемный вес) связаны между собой функциональной зависимостью, выражающейся следующей формулой:

$$n = 1 - \frac{\alpha}{\gamma},$$

где n — пористость, α — плотность породы (или объемный вес), γ — минералогическая плотность (или удельный вес).

Следовательно, для определения пористости необходимо и достаточно определить плотность и минералогическую плотность породы.

Минералогическая плотность (удельный вес) породы представляет собой вес единицы объема твердой фазы породы или отношение веса твердой фазы к ее объему и выражается в граммах на 1 см³ (г/см³). Величина минералогической плотности зависит от содержания в породе отдельных составляющих ее минералов и удельного веса каждого из них. Определение минералогической плотности производилось в пикнометрах по абсолютно сухому порошку породы с применением кипячения в воде. Расхождения определений в параллельных образцах достигали не более $\pm 0,004$ г/см³. Почти все определения минералогической плотности велись в параллельных пробах. Для контроля ряд определений проведен в спирте.

Плотность породы (объемный вес) представляет собой вес единицы объема породы с ненарушенной текстурой и так же, как минералогическая плотность, выражается в г/см³. Плотность пород определялась методом гидростатического взвешивания парафинированных образцов. Все взвешивания производились на аналитических весах с точностью до 0,001 г, в большинстве случаев в параллельных пробах. При определении плот-

ности расхождение результатов в параллельных пробах не превышало $0,01 \text{ г/см}^3$. Пористость пород вычислялась по вышеприведенной формуле, причем ее величины в параллельных пробах отличались менее чем на $0,1\%$, и лишь в единичных образцах — на $0,5—0,7\%$.

Одновременно с исследованием физических свойств изучался петрографический и минеральный состав тех же образцов, что позволило выяснить причины наблюдающихся, иногда значительных, отклонений от средних значений плотности и пористости.

Петрографический состав пород изучался В. В. Копериной, лабораторные определения физических свойств проведены О. А. Дворецкой. Постоянную помощь и консультацию в работе нам оказывала заведующая лабораторией физики пласта Всесоюзного научно-исследовательского нефтегазового института (ВНИИНЕФТЬ) Ю. С. Мельникова, за что выражаем ей искреннюю благодарность.

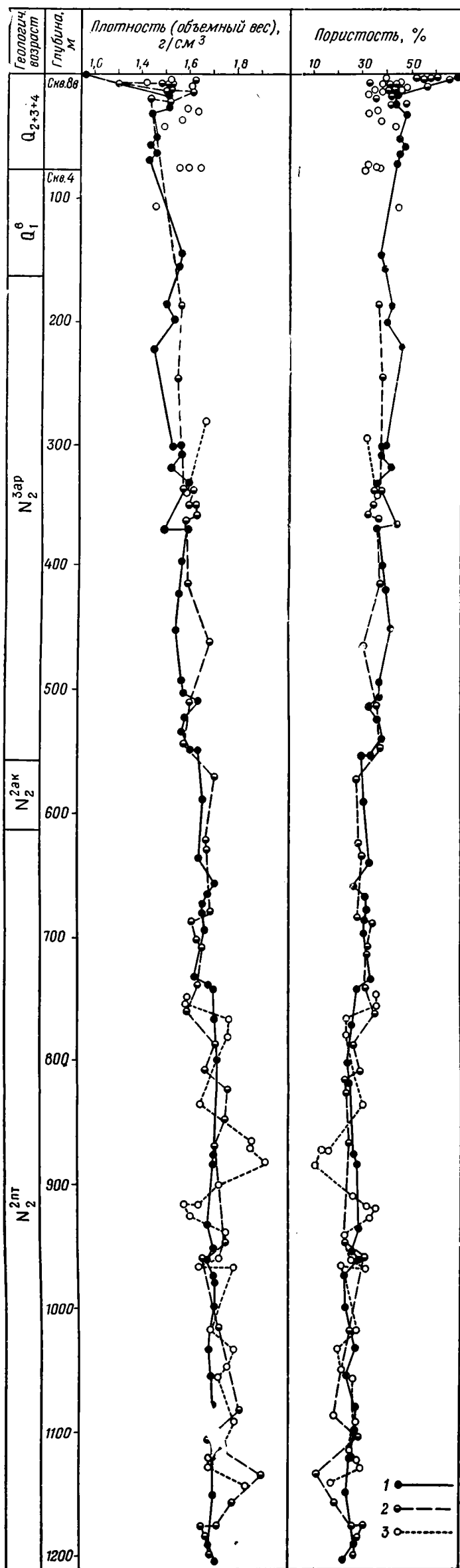
2. ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОТНОСТИ И ПОРИСТОСТИ ПОРОД ПО РАЗРЕЗУ

Проведенные исследования показали, что минералогическая плотность изученных образцов по всему разрезу изменяется в очень небольших пределах, достигая в среднем для глин $2,78 \text{ г/см}^3$ (от $2,72$ до $2,84 \text{ г/см}^3$), для алевритов $2,78 \text{ г/см}^3$ (от $2,70$ до $2,80 \text{ г/см}^3$) и для песков $2,76 \text{ г/см}^3$ (от $2,68$ до $2,81 \text{ г/см}^3$). Как видно, наибольшую минералогическую плотность имеют глинистые породы, а наименьшую — песчаные породы, которые в то же время показывают наибольшие отклонения от средних значений плотности. Сходные результаты получены другими исследователями; так, Э. А. Прозорович (1956) в третичных отложениях Азербайджана определила среднюю минералогическую плотность для глин $2,75 \text{ г/см}^3$ и для песков $2,67 \text{ г/см}^3$.

Приведенные цифры показывают, что минералогическая плотность изученных пород значительно выше удельного веса главнейших породообразующих минералов, таких, как кварц, полевые шпаты, каолинит, гидрослюда и др. Можно думать, что эта особенность пород обусловлена главным образом примесями железосодержащих минералов. Действительно, химические анализы показывают, что валовое содержание железа в породах достигает в среднем $4—5\%$. По-видимому, в глинистых породах железо находится главным образом в виде гидроокислов и сульфидов, а также входит в состав железистых хлоритов. При изучении в шлифах глинистых пород с повышенным удельным весом в них наблюдалось значительное содержание мельчайших чешуек (лептохлорита), реже небольшое количество лимонита и пирита. Как известно, удельный вес гидрослюд, монтмориллонита, хлорита непостоянен и зависит от количества входящего в их состав железа (удельный вес хлоритов колеблется от $2,6$ до $3,2$ и выше), в изученных породах, вероятно, он близок к максимальному. При просмотре в шлифах алевритовых и песчаных пород, имеющих повышенную минералогическую плотность, довольно часто наблюдалось обилие тяжелых прозрачных минералов: эпидота, цоизита, пироксена, роговых обманок и пр.

В различных стратиграфических горизонтах изученного разреза средняя минералогическая плотность пород почти не изменяется: для алевритов она остается постоянной по всему разрезу, для песков слегка понижена в современных и древнекаспийских отложениях, а для глин обнаруживает небольшое повышение в продуктивной толще (см. табл.).

При рассмотрении графика соотношения пористости и плотности (объемного веса) пород можно отметить, что при довольно отчетливом общем снижении пористости вниз по разрезу ее величина у отдельных образцов имеет значительные отклонения (фиг. 1).



Фиг. 1. Соотношение пористости и плотности скелета пород в состоянии естественной влажности по разрезу.

1 — глинистые породы; 2 — алевритовые породы; 3 — песчаные породы

Средняя минералогическая плотность пород по разрезу скв. 8в и 4

Стратиграфический горизонт	Интервал глубины залегания, м	Минералогическая плотность пород, г/см ³		
		Пески	Алевриты	Глины
Современные и древнекаспийские отложения . . .	0—161	2,73	2,76	2,77
Апшеронский и акчагыльский ярусы	161—610	2,77	2,76	2,77
Продуктивная толща	610—1207	2,77	2,76	2,78

Наименьшие отклонения от средних значений имеет пористость глинистых пород, в которых интенсивное понижение пористости наблюдается в тех случаях, когда глинистые прослои чередуются с алеврито-песчаными, а также при значительном участии песчано-алевритового материала в составе породы. Очевидно, в этих случаях легче происходило удаление воды и газа из глинистых осадков, что вело к снижению пористости. Особенно резкие колебания пористости глинистых пород, вызванные этими причинами, наблюдаются в верхней части разреза (до 300—400 м), где отклонения от средних значений достигают 5—6%, в то время как в нижней части разреза они обычно не превышают 3—4%.

У песчаных и алевритовых пород, наоборот, наиболее резкие колебания пористости наблюдаются в нижней части разреза, на глубине более 800 м, в связи с усилением на этих горизонтах процессов растворения и цементации. Максимально пониженную (на 10—15%) пористость по отношению к средней имеют песчаные и алевритовые породы с базальным кальцитовым цементом. Пониженную на 5—7% пористость имеют алевритовые и песчаные породы, включающие обильную глинистую примесь, особенно породы, у которых количество глинистого цемента приближается к 50%. Наоборот, повышенную пористость по сравнению со средней имеют песчаные и алевритовые породы с малым количеством (или отсутствием) глинистого цемента. Поровый гипсовый цемент и присутствие цеолитов часто наблюдаются у песчаных пород с повышенной пористостью.

Сравнение величин пористости глинистых, алевритовых и песчаных пород (фиг. 1) позволяет заметить, что в верхней части разреза пористость глин несколько превышает пористость алевритов и песков; в средней части разреза (600—800 м) наблюдается более интенсивное уплотнение глинистых пород, и по средним значениям пористости они приближаются к алевритовым и песчаным породам, но последние в нижней части разреза проявляют очень большие отклонения от средних значений пористости и плотности.

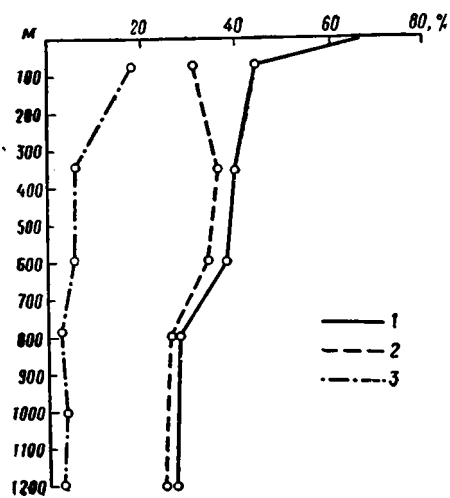
Колебание значений пористости, связанное со структурными и текстурными особенностями пород, несколько затемняет общую закономерность их уплотнения, но все же позволяет заметить, что при общем снижении средней пористости по мере возрастания нагрузки в изученном нами разрезе существуют две ступени уплотнения для глинистых и алевритовых пород, т. е. для этих пород наблюдается более интенсивная потеря пористости на определенных и довольно ограниченных интервалах разреза.

Первая ступень уплотнения наблюдается в верхних слоях осадка, а именно, от его поверхности до глубины 80 м, причем особой интенсивностью отличается уплотнение верхних 8 м осадка. На этой первой ступени уплотнения глинистые породы теряют в среднем 22% пористости, которая снижается от 66 до 44%; алевритовые породы в этом интервале теряют в среднем 14% пористости, уменьшающейся от 56 до 42%. От глу-

бины 80 до 600 м уплотнение пород увеличивается сравнительно плавно, пористость глинистых и алевритовых пород снижается в среднем на 6%. Вторая ступень усиленного уплотнения глинистых и алевритовых пород приурочена к интервалу 600—800 м, где пористость глин снижается в среднем на 10%, а алевритов — на 4—6%. Глубже 800 м уплотнение глин резко замедляется, и пористость их на глубине 1200 м понижается в среднем всего на 2%. Замедление уплотнения алевритов выражено менее отчетливо, так как, помимо гравитационной нагрузки, дополнительное влияние на их уплотнение оказывает цементация, усиливающаяся на этих

глубинах. Для песчаных пород не удалось установить закономерных изменений в скорости уплотнения. Близ поверхности осадка эти породы имеют пористость около 40%, т. е. примерно на том же уровне, как у глин и алевритов после первой ступени уплотнения. Ниже по разрезу песчаные породы постепенно уплотняются, но проявляют большие отклонения от средних значений, преимущественно связанные с характером цементации.

Чтобы более отчетливо выявить общие закономерности в скорости уплотнения пород, было подсчитано среднее значение пористости глин и алевритов для отдельных интервалов разреза. Усредненные значения пористости и усадки глин, изображенные графически, показывают, что по скорости уплотнения пород (за счет уменьшения их пористости) разрез расчленяется на четыре части (фиг. 2). Максимальная скорость уплотнения, т. е. максимальная потеря пористости, наблюдается в самых верхних горизонтах



Фиг. 2. Усредненное значение пористости и усадки глинистых пород по разрезу.

1 — пористость скелета породы в состоянии естественной влажности; 2 — пористость абсолютно сухой породы; 3 — усадка

разреза (0—80 м), ниже до глубины около 600 м происходит плавное замедленное уплотнение пород. С глубины от 600 до 800 м уплотнение вновь заметно увеличивается, наконец, глубже 800 м уплотнение пород становится чрезвычайно замедленным. Если скорость этого процесса для четырех указанных частей разреза выразить через градиент уплотнения, т. е. через уменьшение пористости, рассчитанное на каждые 100 м разреза, то соотношение градиентов для глин выразится следующими цифрами — 30; 1; 4; 0,2, а для алевритов — 17,5; 1,5; 1,8; 1,0.

Необходимо отметить, что выявленные в разрезе ступени уплотнения глинистых и алевритовых пород не связаны со стратиграфическими границами. Так, верхняя самая резкая ступень уплотнения целиком располагается в толще четвертичных отложений. Стратиграфическое несогласие между антропогеном и третичными отложениями, имеющее место на глубине 160 м, не отражается на степени уплотнения пород.

Вопрос о неравномерном характере уплотнения пород с глубиной в литературе освещен недостаточно. Более определенные сведения имеются лишь о первой ступени уплотнения, поскольку детальные исследования верхних горизонтов осадков свидетельствуют о том, что на небольшой глубине происходит резкое замедление скорости уплотнения. А. П. Лисицын (1956), детально изучавший влажность илисто-алеувитовых осадков Баренцева моря в колонках глубиной до 30 м, приводит цифровой материал, свидетельствующий о том, что на глубине около 2 м от поверхности осадка

скорость его уплотнения резко замедляется. Подобные наблюдения сделаны И. М. Горьковой и другими (1959) при изучении структурно-механических свойств илов Черного моря. В. Д. Ломтадзе (1955), напротив, утверждает, что уплотнение осадков имеет плавный характер, но детального изучения естественных осадков им не производилось. Приведенная в работе Н. Б. Вассоевича (1955) сводка литературных данных по изменению плотности и пористости с глубиной показывает на недостаточность детальных наблюдений, которые позволили бы судить о том, имеет ли скорость уплотнения вполне плавный характер. Особенно недостает наблюдений в интервале от верхних слоев осадка до глубины 800 м. Вместе с тем встречаются краткие упоминания о том, что на глубине 600—800 м наблюдается усиленное уплотнение пород в результате достижения критической нагрузки на этих горизонтах (Ван-Тейль, Паркер, Скитерс, 1948).

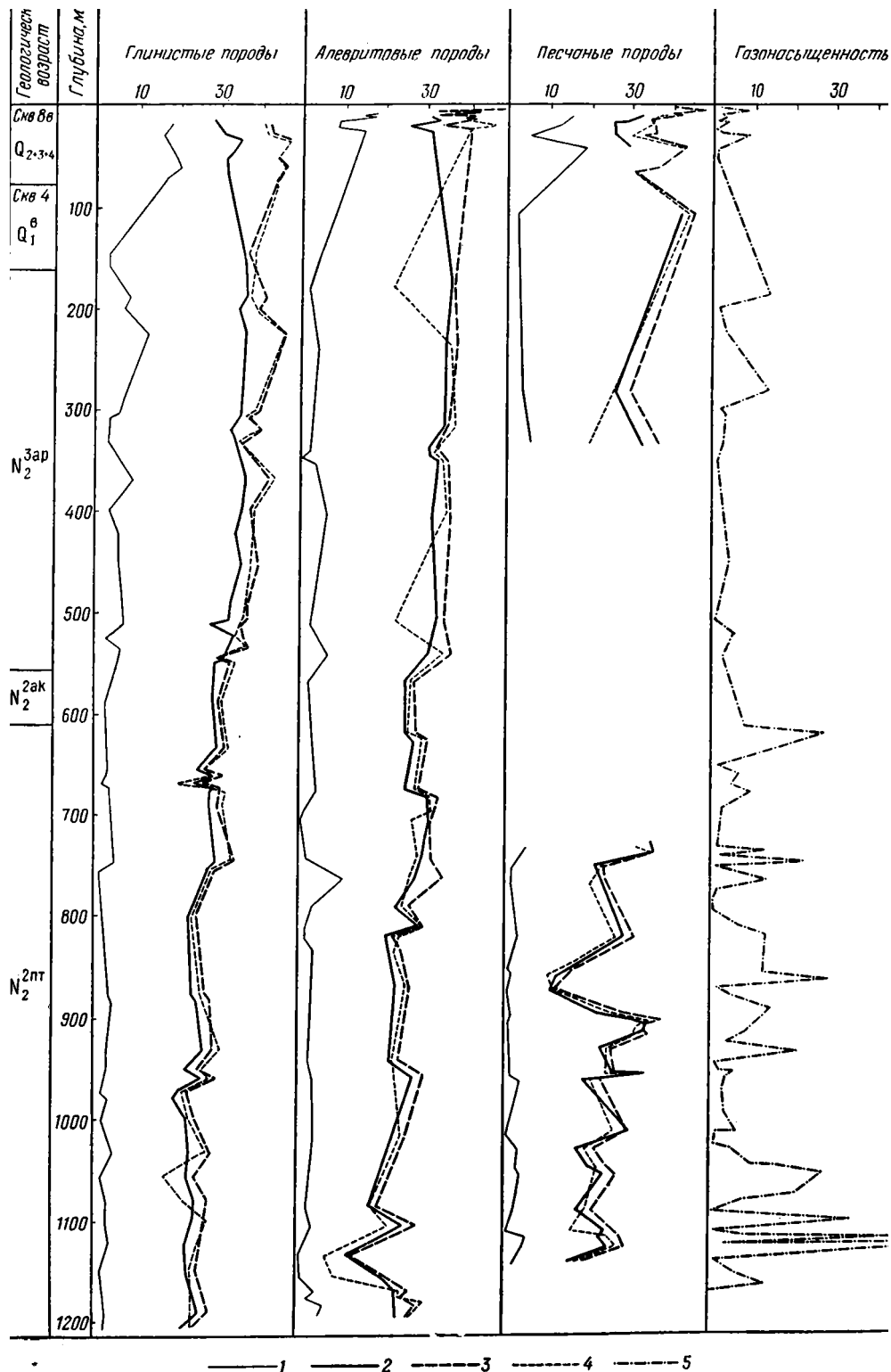
Отсутствие определенных данных по этому вопросу объясняется, по-видимому, помимо недостаточности наблюдений, также и тем, что колебание значений плотности и пористости, связанное с различием в составе пород, затушевывает имеющее место изменение в скорости уплотнения. Это можно видеть и на полученном нами материале. В изученном разрезе на глубине от 80 до 1200 м глинистые породы теряют 18% пористости, из которых 10% приходится на интервал 80—600 м, между тем при простом графическом изображении неравномерность уплотнения трудно заметить (фиг. 1), и только на усредненных значениях пористости это явление хорошо выявляется (фиг. 2). Следует, кроме того, отметить, что при определении пористости и плотности на сухих образцах пород вследствие усадки изменение в скорости уплотнения проявляется значительно слабее, как это видно на фиг. 2, показывающей усредненные значения пористости и плотности влажных и сухих пород. Применение менее точных методов определения плотности и пористости пород, вероятно, также препятствует выявлению ступенчатости процесса уплотнения пород.

3. О ГАЗОНАСЫЩЕННОСТИ И УСАДКЕ ПОРОД ПО РАЗРЕЗУ

Параллельно с определением пористости на основании объемного и удельного веса пород нами проводилось определение пористости по количеству воды, заключенной в породах. В верхней части разреза результаты тех и других определений очень близко совпадают (фиг. 3); по-видимому, в этой части разреза поры полностью заполнены водой. Это совпадение вместе с тем свидетельствует о большой точности полученных определений и дает основание считать достаточно достоверными данные по пористости полужидких илов верхних горизонтов, где величина пористости определялась по количеству воды, заключенной в осадке.

В нижней части разреза, относящейся к верхам продуктивной толщи, на глубинах, превышающих 700 м, совпадение определений пористости по воде и по величине плотности пород нарушается. В целом ряде образцов алевроитовых и песчаных пород и в двух образцах глинистых пород величина пористости, определенная по количеству воды, заключенной в породах, оказалась значительно ниже пористости, определенной на основании объемного и удельного веса породы. Таким образом обнаружилось, что в этой части разреза в некоторых, преимущественно алевроитовых и песчаных породах часть пор не заполнена водой. Такое явление может быть объяснено лишь тем, что в этих породах часть пор занята газом. Отношение объема пор, заполненных газом, к общему объему пор, характеризующему собой газонасыщенность пород, в некоторых слоях из самых нижних горизонтов изученной толщи достигает более 50%.

Известные в настоящее время многочисленные определения плотности и пористости пород производились большей частью на сухих образцах.



Фиг. 3. Соотношение величин пористости, усадки и газонасыщенности пород по разрезу (в %).

1 — усадка; 2 — пористость по воде; 3 — пористость абсолютно сухой породы; 4 — пористость скелета породы в состоянии естественной влажности; 5 — газонасыщенность

Между тем несомненно, что полученные таким путем величины пористости и плотности несколько иные, чем у пород в их естественном залегании, так как объем пор при высыхании пород уменьшается, а вместе с тем возрастает плотность их сухого скелета. В верхней части разреза, от поверхности осадка до глубины 50 м, средняя пористость влажных образцов глинистых пород на 12% больше, чем у тех же образцов, доведенных до абсолютно сухого состояния. На более глубоких горизонтах уменьшение пористости глинистых пород при их высыхании постепенно снижается, и на глубине около 500 м разница между пористостью сухих и влажных пород в среднем приближается к постоянной величине 2—3%, почти не изменяющейся до глубины 1200 м (фиг. 2, 3).

При высушивании алевритовых пород из верхних горизонтов разреза также наблюдается значительное уменьшение их пористости в среднем на 10%. Вниз по разрезу с глубины 200—300 м до 1200 м уменьшение пористости алевритовых пород при их высушивании приближается к той же постоянной величине 2—3% (фиг. 3).

Резкое сокращение пористости при высыхании слабо уплотненных глинистых и алевритовых пород из верхних горизонтов разреза приводит к тому, что пористость сухих глин и алевритов не уменьшается, а увеличивается от поверхности осадка до глубины 200—300 м и только ниже этой границы начинает следовать общей закономерности уменьшения пористости с глубиной. Это интересное явление особенно отчетливо наблюдается на средних значениях пористости, вычисленных для отдельных интервалов разреза (фиг. 3).

В результате уменьшения поровых пространств при высыхании пород происходит уменьшение их общего объема. Это явление известно под названием усадки породы. Распространено мнение о том, что свойство усадки представляет собой характерную особенность глинистых пород. Э. А. Прозорович (1960) пишет: «Как известно, в отличие от большинства осадочных пород, глинистые породы обладают характерными для них свойствами усадки при высыхании и набухания при их увлажнении». Полученные нами данные показывают, что такое заключение ошибочно.

Определим количественные соотношения между величиной усадки и разницей пористости влажных и сухих пород. Примем следующие обозначения: $n_{вл}$ — пористость породы в состоянии естественной влажности, $n_{сух}$ — пористость абсолютно сухой породы, $\alpha_{вл}$ — плотность (объемный вес) скелета породы в состоянии естественной влажности, $\alpha_{сух}$ — плотность (объемный вес) абсолютно сухой породы, $P_{вл}$ — вес породы в состоянии естественной влажности, $P_{сух}$ — вес абсолютно сухой породы; $V_{вл}$ — объем породы в состоянии естественной влажности, $V_{сух}$ — объем абсолютно сухой породы, γ — минералогическая плотность (удельный вес); b — усадка. Выражаем пористость через плотность:

$$n_{вл} = 1 - \frac{\alpha_{вл}}{\gamma} = \frac{\gamma - \alpha_{вл}}{\gamma}, \quad n_{сух} = 1 - \frac{\alpha_{сух}}{\gamma} = \frac{\gamma - \alpha_{сух}}{\gamma},$$

$$n_{вл} - n_{сух} = \frac{\gamma - \alpha_{вл}}{\gamma} - \frac{\gamma - \alpha_{сух}}{\gamma} = \frac{-\alpha_{вл} + \alpha_{сух}}{\gamma},$$

$$\alpha_{вл} = \frac{P_{сух}}{v_{вл}}; \quad \alpha_{сух} = \frac{P_{сух}}{v_{сух}}; \quad v_{сух} = v_{вл} - b v_{вл},$$

подставляем эти выражения и преобразуем уравнение:

$$n_{вл} - n_{сух} = \frac{-\frac{P_{сух}}{v_{вл}} + \frac{P_{сух}}{v_{вл} - b v_{вл}}}{\gamma} = \frac{P_{сух} b}{v_{вл} (1 - b) \gamma},$$

заменяем:

$$\frac{\rho_{\text{сух}}}{\rho_{\text{вл}}} = \alpha_{\text{вл}}; \quad n_{\text{вл}} - n_{\text{сух}} = \frac{\alpha_{\text{вл}}}{\gamma} \cdot \frac{b}{(1-b)}, \quad \text{так как}$$

$$\frac{\alpha_{\text{вл}}}{\gamma} = 1 - n_{\text{вл}}; \quad \frac{(1-n_{\text{вл}})}{1-b} = n_{\text{вл}} - n_{\text{сух}}.$$

Преобразуем выражение и решим его относительно b :

$$b - bn_{\text{вл}} = n_{\text{вл}} - n_{\text{сух}} - bn_{\text{вл}} + bn_{\text{сух}}; \quad b(1 - n_{\text{сух}}) = n_{\text{вл}} - n_{\text{сух}};$$

$$b = \frac{n_{\text{вл}} - n_{\text{сух}}}{1 - n_{\text{сух}}}.$$

Полученное уравнение показывает, что величина усадки определяется соотношением пористости пород в состоянии естественной влажности и абсолютно сухих пород. В процессе нашей работы величина усадки определялась экспериментально, независимо от определений пористости. Полученные данные достаточно точно согласуются с расчетными величинами по приведенной формуле.

Таким образом, несомненно, что при наличии разницы между величиной пористости пород в состоянии естественной влажности и пористости тех же пород, высушенных до абсолютно сухого состояния, должно наблюдаться явление усадки пород. Поскольку наши наблюдения показывают, что уменьшение величины пористости при высыхании проявляется не только у глинистых, но также и у алевритовых, и у песчаных пород, следует заключить, что свойством усадки обладают все перечисленные породы. Величина усадки находится в зависимости от состава и от степени уплотнения пород. Максимальную усадку проявляют глинистые породы из верхних горизонтов осадка, имеющие минимальную плотность. По мере увеличения нагрузки с глубиной плотность глинистых пород увеличивается, а вместе с тем величина их усадки уменьшается и сближается с величиной усадки алевритовых пород. Это явление отчетливо видно на графике (фиг. 3), показывающем величину пористости и усадки глинистых и алевритовых пород.

Рассматривая вопросы изменения пористости и усадки при высыхании пород, следует коснуться явления микротрещиноватости, возникающей при высушивании пород. Некоторые исследователи считают, что образование микротрещин при высыхании свойственно лишь глинистым породам и очень широко в них распространено. Поскольку микротрещиноватость увеличивает пористость и объем пород, то должны нарушаться все закономерные соотношения пористости сухих и влажных пород и их усадки. Полученный нами цифровой материал показал, что из 59 образцов глинистых пород один образец глины (без примеси обломочного материала, но с большим количеством криптозернистого кальцита) при высыхании обнаружил такое большое количество микротрещин, что объем высушенного образца не уменьшился, но, наоборот, увеличился; 13 образцов глинистых пород (с очень небольшим количеством алевритовой примеси) обнаружили пониженную усадку вследствие возникновения микротрещиноватости. Из 58 образцов алевритов 10 образцов имеют пониженную усадку. Из 45 образцов песчаных пород 3 образца увеличились в объеме при высушивании (породы, включающие много цеолитов). Кроме того, пониженную усадку, связанную с микротрещиноватостью, обнаружили 6 образцов песчаных пород.

Приведенные данные позволяют сделать заключение, что возникновение микротрещин при высыхании проявляется не только в глинистых, но также в алевритовых и в песчаных породах. Вместе с тем микротре-

щиноватость не настолько широко распространена в породах, чтобы заглушать или исказить закономерные соотношения пористости сухих и влажных пород и изменения величин усадки в зависимости от глубины погружения пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Ван-Тейль Ф. М., Паркер В. Г., Скитерс У. У. Миграция и аккумуляция нефти и природного газа. М., ИЛ, 1948.
- Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 83, геол. сб. 1.
- Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н. Изменение структуры механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Лисицын А. П. Влажность донных отложений западной части Берингова моря.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 3.
- Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Прозорович Э. А. К вопросу о факторах уплотнения осадочных горных пород.— Труды Азерб. научно-исслед. ин-та по добыче нефти, 1956, вып. 4.
- Прозорович Э. А. Плотность и пористость глинистых пород в различном состоянии их влажности.— Геол. нефти и газа, 1960, № 2.

СТАДИИ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Свежесформировавшиеся субаквальные глинистые осадки, представляющие собой рыхлые, сильно обводненные, энергетически и физико-химически неустойчивые органоминеральные дисперсные системы, стремясь прийти в физико-химическое и энергетическое равновесие, претерпевают сложные изменения, превращаясь в глинистые породы. Возникшие глинистые породы движениями земной коры переносятся на все более значительные глубины, вступают в противоречие с новыми термодинамическими условиями и, в свою очередь, претерпевают ряд сложных изменений, в результате которых с глубиной постепенно уплотняются и литифицируются. Одним из главнейших факторов литификации глинистых пород, наряду с цементацией, является их дегидратация и уплотнение. В результате этих процессов породы изменяют свой состав, состояние и физико-механические свойства.

Изучение закономерностей изменения физико-механических свойств глинистых отложений при их природном уплотнении представляет непосредственный теоретический и практический интерес как для инженерной геологии, так и для литологии, в частности для учения о диагенезе и катагенезе. За последние годы региональные и экспериментальные работы, связанные преимущественно с инженерно-геологическими исследованиями глубоких карьеров и шахт, с городским строительством, а также с разведочными работами на нефть и газ, осветили некоторые вопросы, касающиеся изменений свойств глинистых пород, главным образом их плотности и пористости с глубиной. Тем не менее до настоящего времени процессы естественного уплотнения глинистых пород, обуславливающие их факторы и сопровождающие явления, еще далеко не познаны даже в своих главных чертах.

1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении изменений физико-механических свойств глинистых осадков и пород в сводном разрезе плиоценовых и постплиоценовых отложений Бакинского архипелага (скв. 8а и 4 Аляты-море) были применены методика и показатели этих свойств, разработанные в грунтоведении (Приклонский, 1948, 1955, 1956б, 1957; Горькова, 1957, 1958б; Горькова 1961 и др.).

Абсолютная естественная влажность определялась весовым методом, путем высушивания породы при температуре 105°C. О содержании прочно связанной, адсорбционной воды в породах судили по величине ее гигроскопической влажности, которая определялась по энергетическому эф-

фекту выделяющегося тепла при адсорбции паров воды (теплота смачивания). Определение теплоты смачивания проводилось с помощью калориметров П. А. Андрианова. О количестве рыхлосвязанной воды в породах судили по величине максимальной молекулярной влагоемкости, которая определялась по методу влагоемких сред (по Лебедеву) путем удаления свободной воды под нагрузкой. Естественная пористость пород рассчитывалась из удельного и объемного весов породы. Определение объемного веса проводилось на образцах с естественной влажностью и ненарушенной структурой. Прочность пород характеризовалась пределом прочности при одноосном сжатии стандартных образцов и пластической прочностью, установленной с помощью пластометра Ребиндера.

Структурно-механические свойства и деформационное поведение изучались по специальной методике, разработанной в физико-химической механике (Ребиндер, 1950, 1956; Михайлов и Ребиндер, 1955; Горькова, 1956, 1957; Горькова и др., 1959, 1961). Для илов исследовалось семейство кривых развития деформации чистого однородного сдвига при различных постоянных напряжениях сдвига ($\epsilon = f(t)$ при $p = \text{const}$) с последующей мгновенной разгрузкой. Деформационное поведение пластичных и полутвердых глин изучалось методом одноосного сжатия при ступенчатом приложении нагрузки (Емельянова, 1956). К цилиндрическим образцам размером $4,5 \times 4,5$ см (для пластичных глин) и 3×3 см (для полутвердых и твердых глин) прилагалась вертикальная нагрузка ступенями в $0,01—4$ кг/см² (в зависимости от прочности образца). Ступени нагрузки выдерживались в течение 15—20 мин. (до затухания деформации или до выхода на прямую течения). Во время опыта производилось несколько разгрузок. Вертикальные деформации замерялись с точностью до 0,005 мм.

Кроме того, для характеристики пород был применен ряд показателей, характеризующих естественное состояние пород и степень их литифицированности.

Относительная влажность (по Горьковой) $\frac{W}{W_f}$ характеризует степень дегидратированности пород и выражается отношением естественной влажности к влажности границы текучести, если считать, что эта величина близка к влажности молодого свежесформировавшегося осадка.

Показатель уплотненности (по Приклонскому) K_d характеризует естественную уплотненность пород посредством сравнения коэффициента пористости пород в естественном состоянии с величинами коэффициентов пористости при границе текучести (если считать, что она соответствует пористости молодых осадков) и при нижней границе пластичности (если считать, что она соответствует пористости сформировавшейся уплотненной породы).

$$K_d = \frac{\epsilon_f - \epsilon}{\epsilon_f - \epsilon_p},$$

где ϵ , ϵ_f и ϵ_p — коэффициенты пористости соответственно в естественном состоянии, на границе текучести и на границе раскатывания. По величине K_d глины подразделяются на сильно уплотненные ($K_d > 1$), на границе перехода от сильно уплотненных к пластичным ($K_d = 1$), уплотненные ($1 > K_d > 0$), в начальной стадии уплотнения ($K_d = 0$), неуплотненные ($K_d < 0$).

Показатель консистенции B (по Терцаги) характеризует естественную консистенцию пород по отношению к пределам пластичности:

$$B = \frac{W - W_p}{M_p},$$

где W и W_p — влажности в естественном состоянии и на границе раскатывания; M_p — число пластичности. Породы считаются в твердом состоянии, если $B < 0$, в пластичном, если $0 \leq B \leq 1,0$, и в текучем, если $B > 1,0$.

Степень сжатия (по Приклонскому) K_c характеризует уменьшение первоначальной мощности слоя (в %) в процессе гравитационного и тектонического уплотнения или мощность слоя отжатой воды в метрах на 100 м осадка.

$$K_c = \frac{\varepsilon_f - \varepsilon}{1 + \varepsilon_f} \cdot 100$$

2. СТАДИИ И ЗОНЫ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

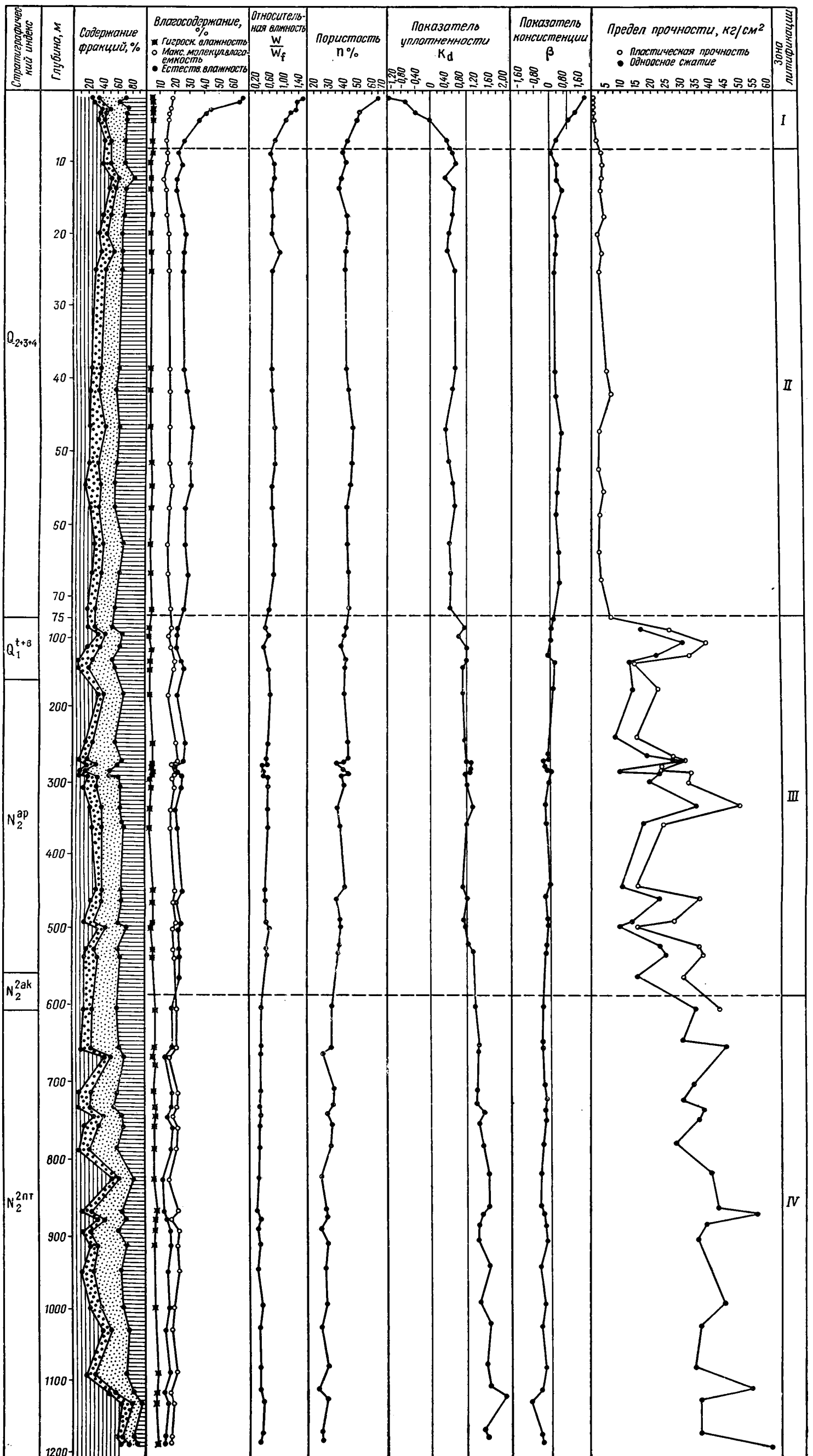
Результаты экспериментальных исследований плиоценовых и постплиоценовых отложений по сводному разрезу скв. 8а и 4 Аляты-море позволяют наметить определенные стадии и выделить зоны уплотнения осадков.

Величины гигроскопической влажности и максимальной молекулярной влагоемкости по всему разрезу меняются мало, соответственно колеблясь от 2 до 5 % и от 12 до 20 %, что свидетельствует об относительной однородности пород изученного разреза. В величинах гигроскопической влажности и максимальной молекулярной влагоемкости, соответственно характеризующих содержание прочно- и рыхлосвязанной воды в породах, не наблюдается каких-либо закономерных изменений в зависимости от глубины залегания пород. Колебания в величинах этих показателей отражают дисперсность пород и гидрофильность их коллоидных фракций, показатели которых в свою очередь не обнаруживают закономерных изменений с глубиной.

Величины абсолютной и относительной влажности закономерно уменьшаются с увеличением глубины залегания пород, что при относительной однородности их состава свидетельствует о характере изменений степени дегидратированности пород с увеличением глубины их залегания. Величины естественной и относительной влажности соответственно изменяются от 66 до 8 % и от 1,54 до 0,21. В ходе дегидратации, с уменьшением естественной влажности в породе снижается количество свободной воды.

Величины абсолютной и естественной влажности, снижаясь с глубиной, постепенно приближаются к величинам максимальной молекулярной влагоемкости, характеризующей содержание рыхлосвязанной воды в породе. Глубже 550—600 м абсолютная естественная влажность становится меньше максимальной молекулярной влагоемкости и на глубине 1200 м приближается к величине гигроскопической влажности, характеризующей содержание прочносвязанной, адсорбционной воды в породе (фиг. 1, табл. 1). Следовательно, глубины в 550—600 м или бытовые нагрузки порядка 110—130 кг/см² являются тем рубежом, при котором породы изученного разреза достигают такой степени дегидратированности, когда в их составе не остается свободной воды и содержат только рыхло- и прочносвязанные виды воды. А глубина 1200 м или бытовая нагрузка порядка 240 кг/см² соответствует такой степени дегидратированности пород, когда они содержат главным образом прочносвязанную адсорбционную воду и лишь в небольшом количестве — рыхлосвязанную.

В ходе дегидратации повышается уплотненность пород, и они приобретают различные качественные характеристики физического состояния и прочностных свойств. Снижается пористость пород, изменяясь от 65 до 21 %. Повышается их уплотненность, последовательно изменяясь от неуплотненного состояния с показателем уплотненности $K_d = 1,13$, через слабо- и среднеуплотненные состояния до сильно уплотненного с показателем уплотненности $K_d = 2,00$. Соответственно меняется естественная



Фиг. 1. Изменение физико-механических свойств глинистых пород по сводному разрезу скв. 8а и 4 в зависимости от их дисперсности и глубины залегания.

Фракции: 1 — более 0,01 мм; 2 — от 0,01 до 0,005 мм; 3 — от 0,005 до 0,001 мм; 4 — менее 0,001 мм

консистенция пород, постепенно переходя из жидкотекучей, с показателем консистенции $B = 2,10$, через мягкопластичную к полутвердой и твердой, с показателем консистенции $B = 1,19$. В соответствии со степенью дегидратированности и уплотненности пород изменяются их прочностные свойства, возрастают от ничтожных величин пластической прочности (близких к $0/0,09 \text{ кг/см}^2$) до высоких показателей предела прочности при одноосном сжатии — до 60 кг/см^2 .

Происходит постепенное увеличение прочности структуры и нарастание твердообразных свойств с глубиной. Это выражается в следующем: увеличивается значение условного предела упругости P_{K-1} от 8 кг/см^2 до $0,7 \text{ кг/см}^2$; увеличивается значение условно-мгновенного модуля упругости E_1 от $5-10$ до $10^3-10^4 \text{ кг/см}^2$. Соответствующим образом падает деформируемость пород. Наиболее деформируются илы, наименее — твердые глины. Растет прочность при разрушении и меняется характер разрушения от пластичного до хрупкого. Постепенно расширяется область упругости, где деформации пропорциональны или почти пропорциональны напряжениям. Происходит переход от коагуляционных к смешанным коагуляционно-конденсационным структурам.

В едином процессе уплотнения и дегидратации пород по характеру и интенсивности этого процесса выделяются две стадии.

Наиболее интенсивно процессы дегидратации и уплотнения протекают в интервале первых 8 м от поверхности морского дна. Это — стадия более или менее свободного уплотнения (Ломтадзе, 1951, 1953, 1954, 1955а, б, 1956 а, б, 1958, 1959).

В пределах первых 8 м в толще пород сравнительно небольшой мощности наблюдается отделение большей части свободной воды (см. фиг. 1). Естественная и относительная влажность пород при этом снижается соответственно с 66 до 26% и с $1,5$ до $0,76$; пористость уменьшается с 66 до 43% . В этом интервале породы переходят из неуплотненного скрыто-текучего состояния в мягкопластичное малоуплотненное состояние, соответственно чему меняются показатели пластической прочности от ничтожных величин (близких к 0) до $1,43 \text{ кг/см}^2$.

Глубже 8 м интенсивность дегидратации и уплотнения с глубиной затухает, но неуклонно продолжается вплоть до 1200 м . Это — стадия более замедленного уплотнения (Ломтадзе, 1951—1959). На этой стадии, в пределах мощной толщи пород от 8 до 1200 м , в процессе их дегидратации и уплотнения наблюдаются два характерных качественных скачка, когда количественные изменения в содержании воды в породе (при нарастании степени ее дегидратированности) приводят к качественным изменениям в формах нахождения воды в породе, что соответственно отражается на физическом состоянии и прочностных свойствах пород.

До глубины $70-90 \text{ м}$ в породах все еще содержатся значительные количества свободной воды (см. фиг. 1), которые характеризуются мягкопластичным и пластичным, мало- и средне-уплотненным состоянием и невысокой пластической прочностью (см. фиг. 1). По мере отделения свободной воды повышается степень дегидратированности породы, и на глубине $70-90 \text{ м}$ она достигает такого предела, когда естественная влажность пород становится близка к величине максимальной молекулярной влагоемкости. В породах почти не остается свободной воды, и они приобретают тугопластичную консистенцию, что сопровождается резким возрастанием прочностных характеристик пород (см. фиг. 1).

На глубине $550-600 \text{ м}$ количественные изменения в содержании воды в породах приводят ко второму резкому качественному скачку, проявляющемуся в форме нахождения воды в породах и в соответствующих изменениях состояния и свойств пород. На этом рубеже степень дегидратации пород достигает такого предела, когда их естественная влажность становится меньше максимальной «молекулярной» влагоемкости, т. е. в породе

Показатели состояния, физико-механические свойства и лигификация глинистых отложений

№ образ- ца	Интервал глуби- ны взятия об- разца, м	Содержание фракций $>0,005$ мм, %	Содержание фракций $>0,001$ мм, %	Естественная влажность W , %	Гигроскопиче- ская влажность, %	Максимальная «молекуляр- ная» влагоем- кость, %	Показатель от- носительной влажности (по Горьковой) $\frac{W}{W_f}$	Пористость λ , %	Верхний предел пластичности W_f , %	Нижний предел пластичности W_p , %	Показатель уплотненности K_d	Показатель кон- систенции B	Пластическая прочность P_m , кг/см ²	Предел проч- ности при одно- осном сжатии, P , кг/см ²
Кв. 8а														
4	0—1	66,76	27,70	66,00	2,48	18,17	1,54	64,86	42,95	22,08	-1,13	2,10	0,12	—
6	1—2	69,83	37,23	64,66	3,00	19,39	1,35	64,72	47,89	23,60	-0,79	1,69	0,13	—
82	2—3	50,37	25,23	23,38	1,88	10,35	1,13	—	20,55	Не раска- тывается	—	—	0,067	—
86	3	55,35	25,32	41,48	1,75	15,75	1,19	52,55	34,77	21,20	-0,39	1,49	0,19	—
8	3—4	57,07	26,86	37,17	2,36	16,15	1,05	49,81	35,09	21,35	-0,07	1,15	0,28	—
10	6—7	48,21	29,00	26,15	2,55	14,32	0,76	43,61	34,77	18,95	0,46	0,45	1,43	2,41
94	8—9	—	—	22,45	2,66	15,49	0,60	40,63	36,89	19,14	0,71	0,19	1,43	—
14	9,5—10	47,90	28,57	25,08	2,49	15,21	0,72	42,19	34,86	18,08	0,52	0,41	2,79	3,21
99	11—12	36,81	14,64	21,60	2,14	12,38	0,74	39,49	28,89	16,27	0,36	0,42	2,65	3,21
100	13—14	42,53	27,69	20,86	2,03	14,10	0,66	38,00	31,80	17,65	0,69	0,23	1,83	2,41
26	17—18	48,29	28,80	25,70	3,01	15,15	0,67	43,41	37,95	19,72	0,58	0,33	3,70	3,61
30	19—20	52,85	31,10	27,42	4,32	16,02	0,68	44,08	40,27	17,27	0,53	0,44	1,59	2,10
33	21—23	41,43	30,42	26,03	4,05	15,88	0,70	42,24	36,95	19,90	0,53	0,36	3,08	2,52
37	23—25	53,57	31,31	26,08	4,57	16,60	0,67	42,65	38,98	21,05	0,69	0,28	1,61	2,41
49	37—43	58,94	35,00	25,90	4,65	16,48	0,65	42,44	39,86	20,33	0,69	0,29	3,87	3,22
54	37—43	63,01	38,09	28,46	5,26	16,95	0,69	44,60	40,97	20,85	0,61	0,38	5,44	4,02
57	43—52	53,99	34,41	31,48	4,17	17,06	0,77	46,03	41,82	21,02	0,41	0,55	1,53	2,81

60	43—52	64,47	36,82	31,15	4,44	17,31	0,76	46,31	41,14	23,03	0,51	0,45	1,13	—
62	52—58	60,06	38,44	31,94	5,47	18,53	0,69	46,57	46,37	22,98	0,62	0,38	2,91	—
65	52—58	61,98	39,18	28,44	4,48	17,28	0,65	43,84	41,45	21,64	0,67	0,34	2,03	2,41
68	58—64	54,95	26,45	27,93	3,83	16,23	0,77	43,63	36,06	20,81	0,53	0,47	1,68	—
73	64—71	58,07	32,41	29,95	4,61	16,50	0,74	44,93	40,42	21,25	0,57	0,45	1,80	—
76	64—71	66,76	39,18	27,41	5,38	17,98	0,63	44,76	43,18	21,70	0,58	0,27	5,45	—
Скв. 4														
5	19—25	59,04	36,77	25,27	4,62	16,85	0,59	42,08	42,90	20,41	0,73	0,22	13,35	8,80
14	49—55	57,17	36,88	17,87	4,25	19,00	0,38	42,23	47,38	21,74	—	—0,15	31,94	20,50
21	91—97	68,69	44,34	21,75	2,24	18,90	0,45	41,93	48,40	24,06	0,92	—0,10	20,6	15,30
22	103—109	53,82	29,77	22,15	2,81	16,13	0,57	41,15	39,08	21,63	0,77	0,03	25,10	15,20
25	121—127	60,09	33,32	21,45	3,82	18,22	0,46	38,43	46,38	22,23	1,00	—0,08	30,20	30,20
30	139—145	74,46	41,76	24,90	4,22	20,35	0,50	41,93	49,45	26,40	1,02	—0,06	31,90	20,70
34	145—151	74,69	38,60	25,92	3,02	18,94	0,55	41,00	47,33	22,84	0,92	0,13	11,76	11,80
50	181—187	55,84	27,30	21,35	2,21	16,20	0,59	39,85	36,30	19,66	0,74	0,10	12,71	12,70
77	247—253	70,51	41,08	26,50	4,61	20,60	0,51	43,32	51,51	26,48	0,96	0	14,60	7,50
87	271—277	79,89	30,82	24,66	1,99	21,71	0,47	42,50	52,60	24,87	0,93	—0,01	18,60	18,60
90	277—281	67,00	37,92	20,77	4,42	18,22	0,47	38,70	44,44	21,84	0,96	—0,05	27,02	27,00
92	277—283	69,96	37,93	18,52	4,31	17,94	0,42	35,48	43,73	21,60	1,08	—0,14	30,83	30,80
94	289—295	81,55	46,50	22,56	4,70	21,65	0,43	39,64	52,86	25,44	1,07	—0,11	—	—
96	289—295	79,66	48,68	23,86	4,78	20,20	0,45	41,99	52,96	25,80	1,00	—0,07	8,90	8,90
99	295—301	64,41	36,18	22,32	2,61	18,50	0,48	38,98	46,80	21,93	0,96	0,02	33,54	23,00
108	307—313	67,88	34,87	23,24	4,00	18,64	0,52	39,78	44,66	24,43	1,03	—0,06	32,20	19,07
123	337—343	61,91	34,55	19,12	2,60	17,37	0,50	35,48	38,61	22,46	1,17	—0,20	50,00	35,68
137	361—367	59,14	28,61	20,13	1,42	16,61	0,54	37,14	37,42	21,58	1,00	—0,09	23,96	17,48
141	367—373	52,50	27,20	22,35	2,44	—	0,59	41,09	38,00	22,00	0,98	—	—	—
168	445—451	64,42	33,70	24,28	3,56	18,73	0,45	41,37	52,40	22,69	0,91	0,05	15,36	9,85
171	451—463	61,18	32,82	19,04	3,49	17,58	0,45	34,53	41,60	21,92	1,16	—0,15	36,42	23,20

Таблица 1 окончание

№ образ- ца	Интервал глуп- бинн взятия об- разца, м	Содержание фракций ∇ 0,005 мм, %	Содержание фракций ∇ 0,001 мм, %	Естественная влажность W , %	Гигроскопичес- кая влажность, %	Максимальная «молекуляр- ная» влагоем- кость, %	Показатель от- носительной влажности (по Горьковой) $\frac{W}{W_f}$	Пористость μ , %	Верхний предел пластичности W_f , %	Нижний предел пластичности W_p , %	Показатель уплотненности K_d	Показатель кон- систенции B	Пластическая прочность P_m , кг/см ²	Предел проч- ности при одно- осном сжатии P_c , кг/см ²
184	493—499	71,59	37,58	22,25	2,79	19,44	0,48	38,35	46,58	23,40	1,03	-0,05	26,93	13,45
188	494—505	54,36	24,12	21,10	1,11	17,00	0,56	37,54	37,94	21,11	0,94	0	15,37	8,73
199	523—535	70,42	39,73	21,54	3,25	18,07	0,48	37,05	45,15	24,04	1,13	-0,12	36,10	23,00
202	535—544	65,75	34,79	20,06	2,62	18,04	0,50	36,29	40,41	23,78	1,20	-0,22	37,50	25,11
239	610—615	75,69	40,09	16,45	4,35	18,61	0,36	31,78	48,23	23,66	1,33	-0,33	43,00	34,96
240	616—623	70,10	31,70	15,81	5,24	—	0,32	30,32	49,00	23,00	1,28	—	—	—
259	658—665	80,38	42,46	18,36	4,95	19,40	0,88	32,37	48,53	26,94	1,44	-0,40	66,10	30,60
263	665—675	46,43	29,03	12,80	1,88	13,80	0,38	27,08	33,89	19,63	1,44	-0,47	87,00	44,50
269	681—688	62,90	31,80	13,86	4,68	—	0,29	29,24	47,00	23,00	1,44	—	—	—
282	717—724	76,10	40,28	17,42	2,40	19,64	0,35	33,57	49,48	24,42	1,24	-0,28	67,80	34,17
294	738—745	76,49	42,90	16,87	4,99	19,00	0,33	32,97	51,66	23,82	1,23	-0,25	113,80	30,46
300	752—759	58,10	31,80	13,80	—	16,35	0,35	28,43	39,25	22,49	1,48	-0,52	118,10	36,90
309	766—773	63,76	30,48	16,80	—	19,14	0,35	31,90	47,34	24,70	1,34	-0,35	63,20	~36,00
321	780—787	51,20	23,10	12,31	4,15	—	0,37	27,53	33,00	19,00	1,48	—	—	—
324	794—810	81,38	42,55	16,14	—	18,98	0,33	31,29	49,30	26,70	1,45	-0,47	82,20	27,5
347	836—843	40,78	20,86	10,08	3,36	13,39	0,31	21,64	32,46	18,55	1,48	-0,61	121,40	40,00
354	864—871	61,20	30,90	9,46	3,95	—	0,23	20,00	41,00	19,00	1,43	—	—	—
360	871—878	67,60	33,20	14,98	5,00	—	0,31	30,40	48,00	22,00	1,27	—	—	—
369	885—892	78,56	37,39	10,17	5,18	19,94	0,21	27,85	49,23	25,05	1,49	-0,61	—	42,00
373	892—899	59,83	30,60	12,69	4,24	15,43	0,34	27,60	37,30	20,25	1,38	-0,47	111,50	55,00
884	908—919	82,50	42,10	14,00	3,81	20,02	0,27	28,06	52,10	24,59	1,38	-0,38	—	38,00
993	926—983	70,39	29,40	15,14	3,68	19,15	0,31	29,35	49,12	23,60	1,34	-0,33	72,90	35,00
429	967—974	76,08	38,86	12,56	—	—	0,24	27,24	52,11	28,48	1,64	-0,67	95,00	—
455	1011—1018	67,79	35,26	14,19	3,51	19,96	0,37	27,50	38,74	20,96	1,64	-0,72	—	43,00
475	1043—1050	53,98	37,79	9,80	—	16,12	0,28	27,50	34,44	20,15	1,65	-0,48	87,40	36,40
503	1101—1108	77,05	35,33	13,05	4,99	14,25	0,29	22,83	45,66	23,53	1,45	-0,63	—	34,00
515	1130—1137	48,74	23,81	9,05	—	18,24	0,27	27,86	33,40	23,53	1,58	-0,63	—	53,80
521	1144—1151	26,13	13,29	11,55	2,81	13,34	0,36	21,01	39,90	18,48	2,00	-1,19	145,70	36,00
536	1186—1193	43,38	25,37	9,65	—	15,26	0,31	27,44	30,85	17,68	1,54	-0,61	—	36,10
539	1193—1200	32,09	20,00	8,46	3,29	12,36	0,28	24,28	30,08	16,36	1,52	-0,58	111,50	61,00

не остается свободной воды и наблюдается резкий качественный скачок в состоянии и свойствах пород — переход из тугопластичного состояния в полутвердое и твердое, сильно уплотненное. Соответственно резко возрастают показатели прочностных свойств, причем величина пластической прочности пород резко возрастает по отношению к пределу прочности при одноосном сжатии, что свидетельствует о приобретении породами твердообразных свойств (см. фиг. 1).

Глубже этого предела (550—600 м) из пород продолжает выжиматься рыхлосвязанная вода, и на глубине 1200 м они достигают такой степени дегидратированности, когда отжимается почти вся рыхлосвязанная вода и естественная влажность становится близка к величине прочносвязанной воды (гигроскопическая влажность), а породы соответственно приобретают сильную уплотненность, полутвердое и твердое состояние и весьма высокую прочность.

По показателям физического состояния, физико-механических и структурно-механических свойств сверху вниз по разрезу пород выделяются следующие зоны литификации (табл. 2, фиг. 1).

I зона от 0 до 7—8 м

В пределах этой зоны осадки характеризуются высокой гидратированностью, рыхлостью структуры и весьма слабым межчастичным сцеплением. Пластическая прочность осадков ничтожна (0,09—0,28 кг/см²) и только у нижней границы зоны она приобретает заметные величины, достигая 1,43 кг/см². Высокая гидратированность осадков характеризуется естественной влажностью, значительно превышающей влажность при максимальной молекулярной влагоемкости и влажность при границе текучести ($\frac{W}{W_f} > 1$). У нижней границы зоны величина естественной влажности становится несколько ниже влажности при границе текучести ($\frac{W}{W_f} = 0,76$).

Осадки отличаются высокой пористостью (65—43%), скрытотекучим и неуплотненным состоянием ($B = 1$ или близок к 1; $K_d < 0$ или близок к 0). В пределах этой зоны наиболее интенсивно протекают процессы дегидратации и уплотнения пород, снижая их влажность от 66 до 26% и повышая показатель уплотненности с —1,13 до +0,49. В процессах дегидратации и уплотнения отжимается большое количество свободной воды, что приводит к изменению в состоянии пород от скрытотекучего (неуплотненного) к мягкопластичному (в начальной стадии уплотнения) и к усилению межчастичных связей (пластическая прочность у нижней границы зоны достигает 1,43 кг/см²).

Породы I зоны литификации обладают коагуляционной структурой, так как характеризуются малым условным пределом упругости (8 г/см²), легкоподвижностью и малой прочностью структуры (предел прочности — 30 г/см²). Область пропорциональности деформаций напряжениям у илов очень мала (0—8 г/см²), они не способны к ползучести и разрушаются пластически (фиг. 2).

II зона от 7—8 до 70—90 м

В этой зоне дегидратация и уплотнение пород имеют более замедленный характер. Естественная влажность и пористость пород этой зоны соответственно снижаются от 32 до 21% и от 48 до 38%. Породы все еще содержат большое количество свободной воды (естественная влажность значительно превышает влажность при максимальной «молекулярной» влагоемкости) и находятся в мягкопластичном, мало- и среднеуплотненном состоянии ($B = 0,55—0,27$; $K_d = 0,41—0,77$). Соответственно возрастает пластическая прочность пород до 5,45 кг/см².

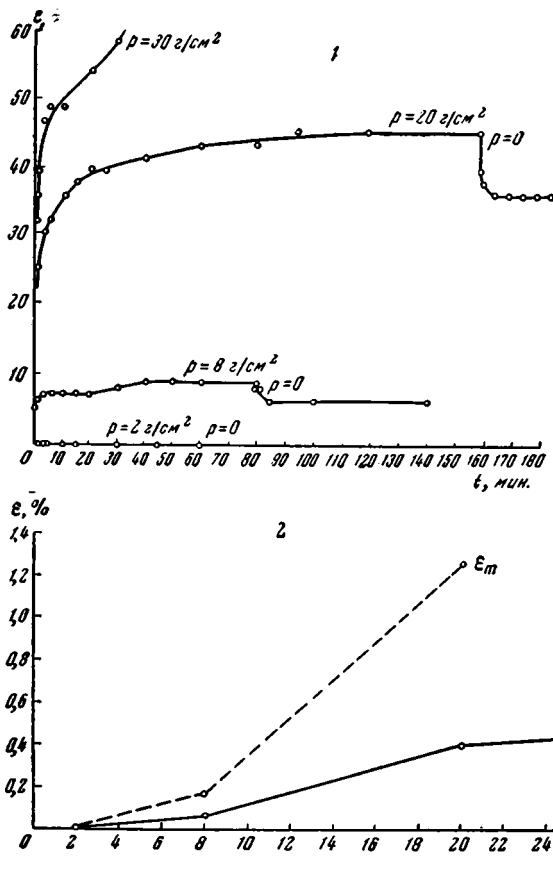
Таблица 2

Показатели физико-механических свойств пород в сводном разрезе плиоценовых и постплиоценовых отложений

Зоны литификации	Интервал глубины взятия образца, м	Содержание фракций $<0,005$ мм M_c , %	Гигроскопическая влажность, %	Максимальная «молекулярная» влагоемкость, %	Естественная влажность W , %	Показатель относительной влажности $\frac{W}{W_f}$	Пористость n , %	Показатель уплотненности $K_d = \frac{\varepsilon_f - \varepsilon}{\varepsilon_f - \varepsilon_p}$	Показатель консолидации $B = \frac{W - W_p}{M_p}$	Пластическая прочность R_m , кг/см ²	Предел прочности при одноосном сжатии R , кг/см ²	Степень сжатия слоя $K_c = \frac{\varepsilon_f - \varepsilon}{1 + \varepsilon_f} 100$	Характеристика физическое состояние пород
I	от 0 до 7—8	$\frac{48-69}{57}$	$\frac{2-3}{2,5}$	$\frac{14-18}{16}$	$\frac{66-26}{46}$	$\frac{1,54-0,76}{1,12}$	$\frac{65-43}{54}$	$\frac{(-1,13)-(+0,49)}{(1-0,29)}$	$\frac{2,10-0,45}{1,25}$	$\frac{0,09-1,43}{0,31}$	—	$\frac{(-23,2)-(+17,6)}{(+0,8)}$	Скрыто текучее, уплотненное
II	от 7—8 до 70—90	$\frac{36-66}{54}$	$\frac{2-5,5}{3,7}$	$\frac{13-18}{16}$	$\frac{32-21}{29}$	$\frac{0,77-0,66}{0,70}$	$\frac{48-38}{44}$	$\frac{0,41-0,77}{0,59}$	$\frac{0,55-0,27}{0,38}$	$\frac{1,13-5,45}{2,69}$	—	$\frac{7,8-25,1}{15,15}$	Мягкопластичное, мало- или среднеуплотненное
III	от 70—90 до 550—600	$\frac{53-80}{67}$	$\frac{2-5,5}{3,7}$	$\frac{16-21}{19}$	$\frac{26-17}{22}$	$\frac{0,57-0,42}{0,49}$	$\frac{43-35}{39}$	$\frac{0,77-1,17}{1,00}$	$\frac{+0,13-(-0,14)}{-0,03}$	$\frac{8-50}{26}$	$\frac{8-35}{19}$	$\frac{17,0-33,46}{26,97}$	Тугопластичное, на грани перехода к сильно уплотненному
IV	от 550—600 до 1200	$\frac{26-81}{63}$	$\frac{3-5}{3,5}$	$\frac{12-20}{17}$	$\frac{18-8}{13}$	$\frac{0,38-0,21}{0,32}$	$\frac{33-21}{28}$	$\frac{1,23-2,00}{1,48}$	$\frac{-0,25-(-1,19)}{-0,51}$	—	$\frac{27-61}{39}$	$\frac{27,7-44,1}{39,74}$	Полутвердое или твердое, сильно уплотненное

Примечание. В числителе приведены крайние, в знаменателе — средние величины показателей дисперсного состава и физико-механических свойств. Содержание глинистой фракции (M_c) определялось по результатам гранулометрического анализа с обработкой пирофосфатом натрия, с растирианием.

Условные обозначения: ε — естественная приведенная пористость; ε_p — приведенная пористость при нижнем пределе пластичности; ε_f — приведенная пористость при верхнем пределе пластичности; W — весовая влажность, естественная; W_p — весовая влажность при нижнем пределе пластичности; W_f — весовая влажность при верхнем пределе пластичности; M_p — число пластичности.



Фиг. 2. Деформационное поведение образца из I зоны литификации (ил с глубины до 4,5 м).

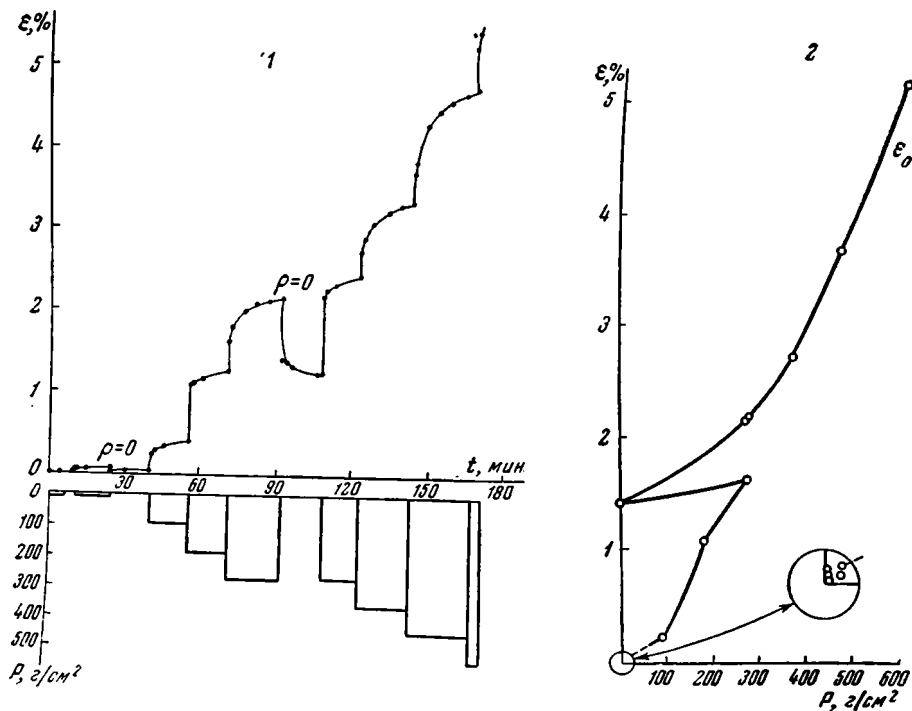
1 — кинетика развития деформаций при постоянных напряжениях сдвига и спада деформации после мгновенной разгрузки; 2 — зависимость условно-мгновенной (ϵ_0) и наибольшей упругой (ϵ_m) деформации от напряжения сдвига

Породы II зоны также, по-видимому, имеют коагуляционную структуру, что выражается в невысоком условном пределе упругости ($6-12 \text{ g/cm}^2$), подвижности и разрушении структуры при малых напряжениях (область пропорциональности деформаций напряжениям практически не выражена). Породы не обладают ползучестью, разрушение их пластическое (фиг. 3).

III зона от 70—90 до 550—600 м

Эта весьма значительная по мощности зона характеризуется еще более замедленным характером уплотнения и дегидратации пород. Естественная влажность и пористость пород этой зоны соответственно снижаются с 26 до 17% и с 43 до 35%.

Степень дегидратированности и уплотненности пород достигает такого предела, когда их естественная влажность лишь незначительно превышает влажность при максимальной молекулярной влагоемкости и близка к этой величине. При такой степени дегидратированности породы приобретают тугопластичную консистенцию (B близок к 0) и находятся на грани перехода к сильноуплотненному состоянию (K_d близок к 1). Для пород этой зоны характерно значительное упрочнение структурных связей (увеличение



Фиг. 3. Деформационное поведение образца из II зоны литификации (пластичная глина с глубины 43—52 м).

1 — кинетика развития деформаций одноосного сжатия во времени при ступенчатом приложении нагрузки; 2 — зависимость условно-мгновенной упругой деформации от вертикальной нагрузки

Таблица 3

Структурно-механические характеристики глинистых отложений

Зона литификации	Интервал глубины взятия образца, м	Порода	Некоторые структурно-механические характеристики ненарушенных структур, кг/см ²				Разрушение	Структура (в коллоидно-химическом понимании)
			P_{k-1}	P_r	P_m	E_1		
I	Скв. 8 0—4,5	Ил темно-серый	0,008	0,03	—	5—10	Пластичное	Коагуляционная
II	12—18	Глина желтовато-серая, пластичная	0,006	1,25	—	10 ² —10 ³	То же	То же
	43—52 Скв. 4	Глина пластичная	0,012	0,54	—	10—10 ²	»	»
III	550—559	Глина темно-серая, полутвердая	0,285	—	27	10 ² —10 ⁴	Хрупкое	Смешанная коагуляционно-конденсационная
IV	815—822	Глина темно-серая, твердая	0,71	—	42	10 ³ —10 ⁴	»	То же

Условные обозначения: P_{k-1} — наименьшее напряжение, при котором наблюдается течение — условный статический предел упругости; E_1 — условно-мгновенный модуль упругости, соответствующий условно-мгновенной деформации, развивающейся при наложении и исчезающей после снятия напряжений; P_r — прочность структуры при пластичном разрушении; P_m — прочность структуры при хрупком разрушении.

условного предела упругости P_{k-1} , расширение области упругости, повышение предела прочности при разрушении до 35 кг/см^2) (табл. 3). Породы этой зоны, очевидно, являются смешанными коагуляционно-конденсационными структурами, так как наряду с признаками коагуляционных структур (ползучесть) они обладают и признаками конденсационных структур (высокий предел прочности, хрупкий характер разрушения).

Нижняя граница зоны соответствует такой степени дегидратированности и уплотненности пород, когда их естественная влажность достигает влажности при максимальной молекулярной влагоемкости и они приобретают сильноуплотненное, полутвердое и твердое состояние и характеризуются резким возрастанием прочностных свойств.

IV зона от 550—600 м и глубже до 1200 м (и далее)

Эта зона характеризуется дальнейшим снижением влажности и пористости пород соответственно с 18 до 8% и с 33 до 21%. Породы этой зоны достигают такой степени дегидратированности и уплотненности, при которой их естественная влажность становится меньше влажности при максимальной молекулярной влагоемкости, а на глубине 1200 м приближается к гигроскопической влажности, соответствующей содержанию прочно связанной воды.

Относительная влажность пород падает до 0,2 и они приобретают твердую консистенцию (V имеет отрицательную величину), высокую уплотненность (K_d значительно превышает единицу) и весьма высокую прочность (до 61 кг/см^2).

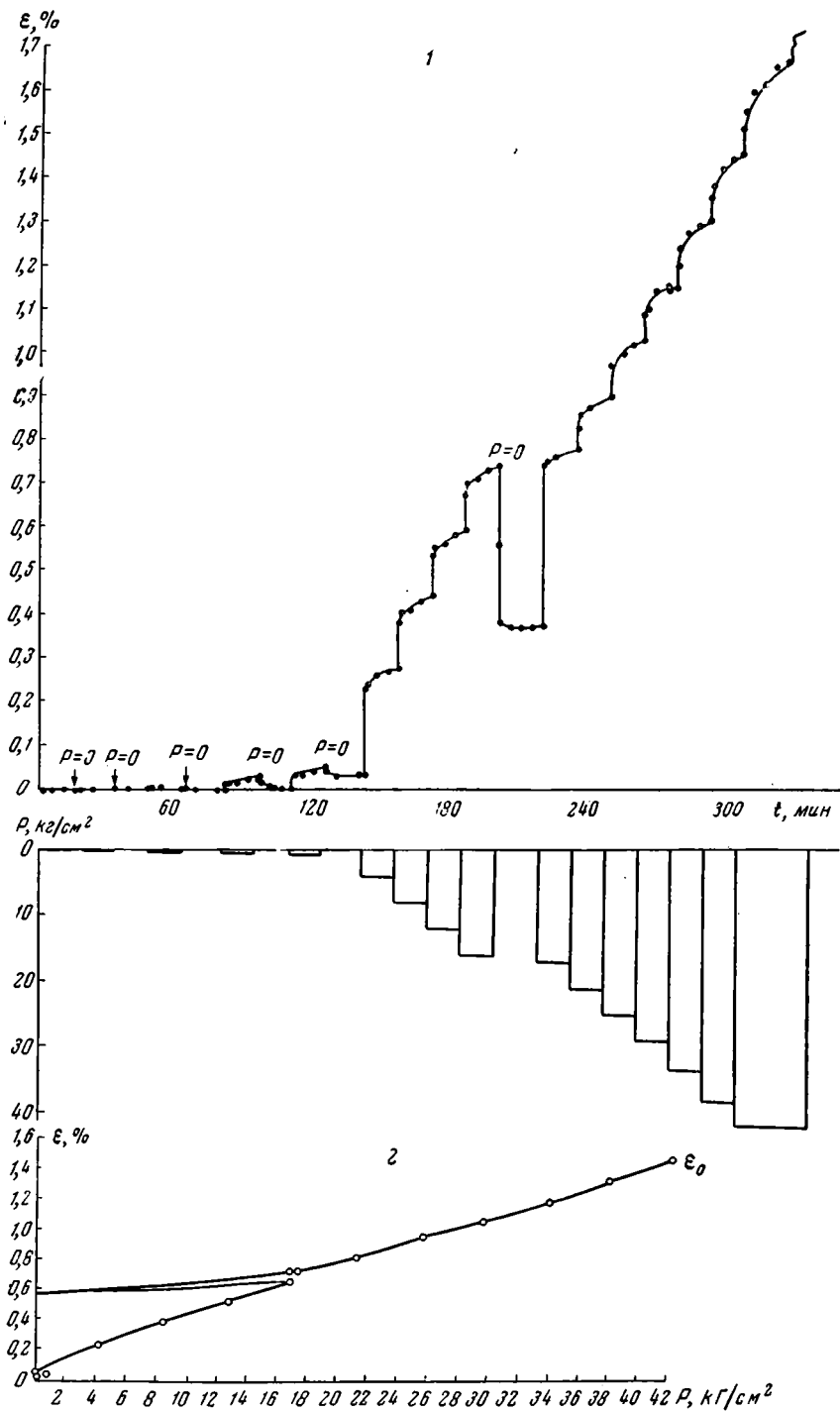
Породы IV зоны имеют высокий условный предел упругости P_{k-1} ($0,7 \text{ кг/см}^2$) и значительную область упругости, обладают способностью к ползучести в широком интервале напряжений, разрушаются хрупко при высоких напряжениях. Структура этих пород обладает уже большей прочностью и жесткостью и является, по-видимому, смешанной коагуляционно-конденсационной (фиг. 4).

3. О МЕХАНИЗМЕ ИЗМЕНЕНИЙ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изменение состояния и физико-механических свойств глинистых отложений является одной из сторон их диагенеза и катагенеза.

Для изученных пород, являющихся терригенной слабокарбонатной фацией геосинклинальных осадков аридной зоны с высокой скоростью осадконакопления, характерно отсутствие, в зависимости от глубины залегания пород, закономерных изменений их дисперсности, степени раскристаллизованности и гидрофильности коллоидных фракций, а следовательно, и способности удерживать то или иное количество прочносвязанной адсорбционной и рыхлосвязанной воды.

Следовательно, процессы кристаллизации и агрегации коллоидов, если и имели место в изученных осадках, то проявились лишь в незначительной степени, не улавливаемой примененными методами исследований, что, по-видимому, объясняется небольшим интервалом геологического времени, в течение которого происходило формирование изученных пород — от среднего плиоцена до современной эпохи. На фоне общего более или менее однородного состава пород отмеченные вариации в степени их дисперсности, в минералогическом составе и гидрофильности тонких фракций определяются условиями их осадконакопления, которые лишь незначительно менялись в течение всего отрезка геологического времени от среднего плиоцена до настоящего времени (некоторые изменения в глубине бассейна, смена областей сноса, смена течений).



Фиг. 4. Деформационное поведение образца из IV зоны литификации (аргиллитоподобная глина с глубины 815—822 м).

1 — кинетика развития деформаций одноосного сжатия во времени при ступенчатом приложении нагрузки; 2 — зависимость условно-мгновенной упругой деформации от вертикальной нагрузки

В то же время в изученном разрезе наблюдаются четкие, закономерно направленные изменения дегидратированности, уплотненности, физического состояния и прочностных свойств глинистых пород. По мере возрастания глубины залегания пород из них отжимается жидкая фаза, они уплотняются и упрочняются. Причем процесс дегидратации, уплотнения и упрочнения проходит через две стадии, которые в свою очередь имеют несколько этапов.

Привносимый реками терригенный тонкодисперсный материал, обладающий огромными запасами свободной поверхностной энергии, в процессе аккумуляции накапливает большие запасы влаги.

Свежесформировавшийся глинистый осадок характеризуется высокой пористостью и сильной обводненностью. Он обладает с самого верхнего слоя скрытотекучей консистенцией и некоторой, хотя и незначительной прочностью ($0,09 \text{ кг/см}^2$), но легко разжижается при механических воздействиях, переходя в текучее состояние. Все это свидетельствует о том, что в осадках с момента их аккумуляции на дне бассейна начинают формироваться структурные связи преимущественно за счет сил Ван-дер-Ваальса (Горькова, 1958а, 1959а, б). Происходит самопроизвольный коллоидно-химический процесс формирования структурной сетки илов (застудневание), которая легко разрушается при механическом воздействии, и студень переходит в золь.

В пределах первых 8 м происходит активная дегидратация, уплотнение осадка и рост его прочностных свойств. Это стадия возникновения и начального упрочнения структурных связей. Как показали исследования И. М. Горьковой (1958а, 1959а, б), эти изменения в состоянии и свойствах осадков объясняются процессами старения и синерезиса коллоидной системы, какой являются глинистые осадки, состоящие из дисперсной фазы (глинистые частицы) и дисперсионной среды (поровый раствор). В результате этих процессов илы утрачивают скрытотекучую консистенцию, приобретают пластичность и, по мере роста межчастичных связей, повышают прочность и переходят в глинистые породы.

Для этой стадии характерно неуплотненное, скрытотекучее состояние, высокая обводненность и рыхлость осадка, слабое межчастичное сцепление, характеризуемое незначительными величинами пластической прочности, а также наиболее активное течение процессов дегидратации и уплотнения, с отделением больших количеств свободной воды (стадия свободного уплотнения по В. Д. Ломтадзе, 1955б).

Дегидратация и уплотнение осадков на этой стадии осуществляются главным образом под влиянием процессов синерезиса. Гравитационное уплотнение в пределах первых 8 м имеет подчиненное значение. Однако роль его возрастает по мере увеличения глубины залегания осадков. В пределах первых 8 м осуществляется постепенный переход рыхлых, сильно обводненных, скрытотекучих, неуплотненных, обладающих слабым межчастичным сцеплением и легкоразжижающихся при механических воздействиях осадков в слабоуплотненную, мягкопластичную и малопрочную молодую глинистую породу. Это стадия раннего диагенеза.

С глубины 8 м выделяется II стадия формирования свойств пород. На этой стадии процессы дегидратации и уплотнения продолжают, но интенсивность их во времени с глубиной затухает. В этой стадии более или менее замедленного уплотнения (Ломтадзе, 1955б) по степени литификационного упрочнения пород выделяются три этапа.

Для первого этапа, до глубины 90 м (II зона литификации), характерно мягкопластичное и пластичное, слабо- и среднеуплотненное состояние пород и невысокие показатели прочностных свойств. Породы этой зоны еще содержат много свободной воды, которая в ходе дегидратации и уп-

лотнения пород с возрастанием глубины их залегания постепенно отжимается, мигрируя в водоносные горизонты. К нижней границе зоны отжимается почти вся свободная вода. По мере дегидратации и уплотнения происходит рост межчастичного сцепления и прочностных свойств пород.

В связи с тем, что для пород этой зоны характерно высокое содержание свободной воды (поровый раствор), можно предполагать, что здесь не наступает еще геохимического равновесия, так как еще продолжаются интенсивные процессы перераспределения аутигенных минералов. Следовательно, с геохимической точки зрения стадия диагенеза продолжается, по-видимому, до глубины 90 м, тогда как с инженерно-геологической точки зрения для пород этой зоны (в интервале глубин от 8 до 90 м) характерны все признаки уже сформировавшихся, хотя еще и молодых мало прочных пород. Породы этой зоны утрачивают текучесть, уплотняются и приобретают небольшую прочность, закономерно возрастающую с глубиной. В дегидратации и уплотнении пород этой зоны большое значение приобретают процессы гравитационного уплотнения, роль которого возрастает с увеличением глубины залегания пород.

На втором этапе (III зона литификации) в интервалах глубин от 90 до 550—600 м по мере роста гравитационного давления породы приобретают такую степень дегидратированности, когда они почти не содержат свободной воды. Такая степень дегидратированности обуславливает тугопластичное состояние пород и высокую прочность. В упрочнении структурных связей пород этой зоны некоторая роль, по-видимому, принадлежит процессам цементации.

Третий этап (IV зона литификации, глубже 550 — 600 м) характеризуется такой степенью дегидратированности пород, при которой их жидкая фаза находится в связанном состоянии. В результате породы приобретают сильную уплотненность, полутвердую и твердую консистенцию и весьма высокую прочность. В литификационном упрочнении пород этой зоны существенное значение, по-видимому, принадлежит процессам цементации.

Таким образом, механизм изменений физико-механических свойств глинистых осадков можно представить следующим образом. При отсутствии закономерных изменений в дисперсности, физико-химической и коллоидальной активности с увеличением глубины залегания пород ведущим процессом формирования физико-механических свойств морских глинистых отложений изученного разреза являются процессы обезвоживания и уплотнения.

Молодые глинистые осадки, обладая большим запасом свободной поверхностной энергии, аккумулируют большие запасы воды. Большая часть свободной воды (поровый раствор) выделяется из осадка на ранних этапах диагенеза при самопроизвольных процессах расщепления коллоидной системы (дисперсная фаза — грунтовые частицы и дисперсионная среда — поровый раствор), с отделением дисперсионной среды—жидкой фазы. Остальная часть жидкой фазы как в свободном состоянии, так и в рыхлосвязанном по мере роста гравитационного давления отжимается и мигрирует в водоносные горизонты. Единый и непрерывный процесс дегидратации и уплотнения проходит через две стадии — стадию свободного уплотнения, когда отделяется большая часть свободной воды и стадию замедленного уплотнения, когда отделяется как свободная вода, так и рыхлосвязанная. Стадию свободного уплотнения проходят рыхлые, сильно обводненные осадки. Стадию более или менее замедленного уплотнения проходят глинистые породы, начиная от мягкопластичных и пластичных, затем тугопластичных и, наконец, полутвердых и твердых пород. Стадия более или менее замедленного уплотнения содержит в себе ряд этапов, отражающих степень литификационного упрочнения пород.

Дегидратация и уплотнение пород протекают под влиянием синерезиса, гравитационного давления и в результате процессов цементации. Роль этих процессов на разных стадиях формирования пород неодинакова.

Если на ранних этапах формирования свойств пород, в сильно гидратированных рыхлых илах решающее значение имеют процессы синерезиса при второстепенной роли гравитационного давления, то с возрастанием глубины залегания пород в литификационном их упрочнении все большее значение приобретает гравитационное давление. И на поздних этапах литификации, когда в породах остаются только связанные формы воды, большое значение в формировании прочностных свойств пород принадлежит процессам цементации. Дегидратация и уплотнение пород сопровождаются повышением концентрации твердой фазы, возникновением и усилением межчастичного сцепления.

На стадии диагенеза возникают и несколько упрочняются водно-коллоидные структурные связи. В зоне катагенеза, по мере возрастания роли гравитационного давления, водно-коллоидные связи упрочняются. С возрастанием роли процессов цементации и кристаллизации из отжимающихся поровых растворов происходит упрочнение структурных связей и появление смешанной коагуляционно-конденсационной структуры.

В ходе этих изменений, соответственно степени развития процессов дегидратации, уплотнения и цементации пород, последние приобретают различные качественные характеристики физического состояния и прочностных свойств: снижается их пористость, повышается уплотненность, они последовательно переходят из скрытотекучего, неуплотненного состояния в мягкопластичное и пластичное, а глубже 550—600 м становятся сильно уплотненными, полутвердыми и твердыми (без свободной воды).

Установленные нами границы зон литификации (стадий и этапов) не совпадают со стратиграфическими границами, а отражают лишь качественные изменения пород и справедливы только для изученного разреза пород со свойственным ему литологическим составом, формировавшимся в определенных геологических условиях. Однако сопоставление полученных нами данных с ранее известными результатами работ, освещающих эти вопросы, показало, что общая направленность процесса справедлива для всех глинистых отложений, формировавшихся в условиях постепенного опускания земной коры.

Многие авторы (Hedberg, 1936; Приклонский, 1947; Шванк, 1941; Ронов, 1949; Ломтадзе, 1951—1959; Фотиади, 1957), обобщая многочисленные фактические данные по плотности и пористости глинистых пород, пришли к выводам о закономерном возрастании плотности и уменьшении пористости глинистых пород с глубиной в условиях спокойного их залегания, о стадийном характере этого процесса и о решающей роли гравитационного давления вышележащих пород как основного фактора уплотнения глинистых осадков.

Впоследствии работами И. М. Горьковой (1958а, 1959а, б) была показана огромная роль коллоидно-химических процессов структурообразования, синерезиса и старения в литогенезе глинистых отложений. Результаты наших исследований подтвердили это положение И. М. Горьковой, показав, что наиболее интенсивно дегидратация и уплотнение (как результат самопроизвольного коллоидно-химического процесса синерезиса) протекают на ранних стадиях литогенеза в скрытотекучих рыхлых илах, в пределах первых 8 м осадка, при ничтожной роли гравитационного давления (I стадия формирования свойств пород — стадия ила).

Намеченные нами границы I стадии формирования свойств пород — стадии ила, хорошо согласуются с границами аналогичных стадий, выделенных другими авторами. Так, например, аналогичные стадии были выделены И. М. Горьковой (1958а, 1959а, б) для черноморских илов до глубины 2 м, Ф. С. Алиевым (1957, 1959) и А. М. Монюшко (1962) для кас-

пийских илов до глубин 10—15 м. Г. Гедберг (Hedberg, 1936) выделяет стадию ила до глубины 5—10 м, однако ошибочно считает господствующим процессом уплотнения осадков в пределах этой стадии перегруппировку глинистых частиц. Нельзя, по-видимому, согласиться с критериями, взятыми Г. Гедбергом за основу для выделения последующих стадий уплотнения пород. Так, Г. Гедбергом были выделены: стадия обезвоживания (до глубины 160 м) и стадия механической деформации вступивших в контакт глинистых частиц (в интервале глубин 160—1900 м).

Проведенные нами исследования показали, что на глубине 1200 м не заканчиваются процессы дегидратации, еще не полностью отжимается рыхлосвязанная вода, и контакт глинистых частиц должен осуществляться через гидратные оболочки, что исключает их механическую деформацию.

При изучении инженерно-геологических свойств юрских глин Курской магнитной аномалии (КМА), залегающих на этой территории на различных глубинах (от поверхности до 700 м), было подмечено закономерное изменение состояния и физико-механических свойств пород в зависимости от глубины их залегания (Коробанова, 1957). Для юрских глин были выделены три литификационных типа породы, которые находились в соответствии с глубиной их залегания.

Сопоставление литификационных показателей юрских пород КМА с аналогичными показателями пород изученного разреза Аляты-море показало, что общая направленность процесса литификационного уплотнения и упрочнения пород одинакова, однако одним и тем же глубинам залегания соответствуют породы с различными литификационными показателями. Так, например, юрские глины, залегающие на глубине 4,5 м и подвергшиеся разгрузке и активному выветриванию, имеют литификационные показатели, соответствующие аналогичным показателям нижней половины II зоны литификации, что соответствует глубине залегания порядка 30—40 м. Литификационные показатели юрских глин, залегающих на глубине 60—80 м, соответствуют показателям пород III зоны литификации, что соответствует глубинам залегания в интервале от 90 до 550—600 м. И, наконец, юрские глины КМА, залегающие на глубине 400—550 м, имеют литификационные показатели, соответствующие аналогичным показателям пород IV зоны литификации, залегающих на глубинах свыше 550—600 м.

Такое несоответствие бытовых нагрузок для аналогичных литификационных типов пород может быть, в частности, объяснено более древним возрастом юрских отложений по сравнению с породами изученного нами разреза (в интервале от современных илов до продуктивной толщи верхнего плиоцена), а для выветрелых юрских глин — неполной обратимостью физико-механических свойств пород при их регрессивном петрогенезе (Приклонский, 1956в).

Выделенные нами стадии формирования физико-механических свойств и общая направленность процессов дегидратации и уплотнения хорошо согласуются с экспериментальными исследованиями, моделирующими эти процессы (Ломтадзе, 1951, 1953, 1954, 1955а, б, 1956а, б, 1959). Однако бытовые нагрузки, соответствующие границам выделенных нами зон литификации, оказались гораздо меньше тех уплотняющих нагрузок, при которых были получены образцы глин с аналогичными литификационными показателями. Так, например, в нашем разрезе, при природном уплотнении глинистых осадков, в интервале бытовых нагрузок от 130 до 240 кг/см², породы характеризуются высокими показателями литификации. Они обладают полутвердой и твердой консистенцией, сильной уплотненностью и весьма высокой прочностью, тогда как под действием соответствующих уплотняющих нагрузок (130—240 кг/см²) при экспериментальных исследованиях, моделирующих процессы гравитационного

уплотнения, образцы глин приобретают невысокие величины литификационных показателей, соответствующие пластичному, среднеуплотненному состоянию пород.

Такое несоответствие скоростей литификационного уплотнения и упрочнения пород при их природном уплотнении и при экспериментальных исследованиях, моделирующих процессы гравитационного уплотнения, объясняется, по-видимому, огромной ролью в литификационном уплотнении и упрочнении глин вековых коллоидно-химических процессов старения и синерезиса, протекающих при природном уплотнении пород.

Ускорению процессов литификации пород изученного разреза могли способствовать также и тектонические силы, так как формирование пород изученного разреза проходило в одной из наиболее активных тектонических зон Каспийского бассейна (район Бакинского архипелага). Тем не менее плавные, закономерно направленные изменения уплотненности и дегидратированности пород с увеличением глубины свидетельствуют о том, что тектонические силы нельзя считать ведущим фактором литификации глинистых пород изученного разреза, для которых главной причиной их дегидратации, уплотнения и упрочнения являются процессы синерезиса, гравитационное давление вышележащих пород, а в пределах IV зоны гитификации — процессы цементации.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев Ф. С. Литология и физико-механическая характеристика илов банки «1906 г.». — Докл. АН Азерб. ССР, 1957, 13, № 2.
- Алиев Ф. С. К вопросу о диагенезе глинистых пород Бакинского архипелага. — Докл. АН СССР, 1959, 127, № 6.
- Горькова И. М. Природа легкоподвижности песчано-коллоидных пород (истинных пльвунов). В кн.: «Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Горькова И. М. Глинистые породы и их прочность в свете современных представлений коллоидной химии. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1957, 15.
- Горькова И. М. Структурообразование в морских осадках. — Докл. АН СССР, 1958а, 123, № 2.
- Горькова И. М. Структурообразование глин и его исследование в инженерной геологии. В кн.: «Исследование и использование глин. Материалы Совещания во Львове (1957)». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958б.
- Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959а.
- Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н. Структурно-механические свойства илов Черного моря и их изменение в процессе диагенеза. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1959б, 22.
- Горькова И. М., Коробанова И. Г., Окнина Н. А. и др. Природа прочности и деформационные особенности глинистых пород в зависимости от условий формирования и увлажнения. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1961, 29.
- Горькова И. М., Рябичева К. Н. Опыт изучения структурно-механических свойств некоторых глинистых пород. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем, 1959, 22.
- Емельянова Е. П. Опыт оценки прочности пород оползневых склонов методом одноосного сжатия. В кн.: «Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Коробанова И. Г. Влияние условий осадконакопления и формирования юрских глин района Курской магнитной аномалии на их инженерно-геологические свойства. — Труды Лабор. гидрогеол., проблем АН СССР, 1957, 15.
- Ломтадзе В. Д. Условия выжимания воды и нефти из глин. — Записки Ленингр. горн. ин-та, 1951, 15, вып. 2.
- Ломтадзе В. Д. Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками. — Записки Ленингр. горн. ин-та, 1953, 29, вып. 2.
- Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. — Докл. АН СССР, 1954, 98, № 3.
- Ломтадзе В. Д. Изменение состава, структуры, плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1955а, 12.

- Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации.— Докл. АН СССР, 19556, 102, № 4.
- Ломтадзе В. Д. О формировании инженерно-геологических свойств глинистых пород. В кн.: «Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956а.
- Ломтадзе В. Д. О формировании свойств глинистых пород.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 19566, 32, вып. 2.
- Ломтадзе В. Д. Инженерно-геологическая классификация глинистых пород.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1958, 34, вып. 2.
- Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, 1959, № 9
- Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. О структурно-механических свойствах дисперсных и высокомолекулярных систем.— Коллоидный ж., 1955, 17, вып. 2.
- Монюшко А. М. О постседиментационных изменениях морских глинистых отложений района Бакинского архипелага.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 5.
- Поллак Л. С. Закономерности изменения пористости и плотности осадочных пород с глубиной их залегания.— Труды Ин-та нефти, 1956, 1.
- Приклонский В. А. Об использовании пределов Аттерберга для характеристики степени уплотненности глинистых пород.— Вопросы теорет. и прикл. геол., 1947, № 2.
- Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1948.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. I. Изд. 3. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Приклонский В. А. Инженерно-геологическая классификация и характеристика видов воды в горных породах. В кн.: «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1956а.
- Приклонский В. А. Инженерно-геологическое изучение регионально-генетических типов глинистых пород СССР в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. В кн.: «Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 19566.
- Приклонский В. А. Петрогенез и формирование инженерно-геологических свойств горных пород. В кн.: «Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956в.
- Приклонский В. А. Комплексные показатели инженерно-геологических свойств глинистых горных пород.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1957, 15.
- Ребиндер П. А. Новые методы характеристики упругопластично-вязких свойств структурированных дисперсных систем и растворов высокополимеров.— Труды Ин-та физ. химии АН СССР, 1950, вып. 1.
- Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления физико-химии коллоидов. В кн.: «Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательные движения Европейской части СССР. (По данным объемного метода). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Страхов Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 11.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Фотиади Э. Э. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины их залегания.— Геол. нефти, 1957, № 4.
- Шванк О. А. Результаты определения плотностей по скважинам Московской и Ивановской областей.— Разведка недр., 1941, № 5.
- Hedberg H. D. Gravitational compaction of clays and shales.—Amer. J. Sci., ser. 5, 1936, 31.

Н. П. Затеняцкая

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДИФФУЗИИ СОЛЕЙ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

В неравномерно засоленных глинистых породах, имеющих ничтожную водопроницаемость (коэффициент гравитационной фильтрации глин порядка $0,4 \cdot 10^{-8}$ см/сек), широкое развитие получает диффузионное перемещение солей. В породах оно представляет собой движение ионов в поровом растворе под влиянием разности концентрации (градиента концентрации) в разных участках слоя и может вызвать как засоление, так и рассоление породы и, соответственно, изменение состава поровых и подземных вод.

С диффузионным перемещением солей взаимно связано осмотическое перемещение воды, которое можно рассматривать как диффузию молекул воды в сторону их меньшей концентрации — из менее засоленных в более засоленные участки пород. Таким образом, осмотическое передвижение воды, идущее в противоположном направлении диффузии солей, обуславливает выравнивание концентраций поровых вод, набухание или усадку глинистых пород и другие явления. Осмотическое передвижение воды зависит от градиента концентрации и не подчиняется силе тяжести.

Процессы диффузии солей и осмотического перемещения воды в глинистых породах, несмотря на их большое значение в геохимии, гидрогеологии, инженерной геологии, изучены очень слабо. Наиболее полные сведения по этим вопросам имеются в работах Н. А. Комаровой (1937), В. А. Чернова (1939), Н. А. Окниной и В. А. Приклонского (1958), Б. Ф. Рельтова и Н. А. Новицкой (1954, 1955).

Этими исследователями установлено, что процесс диффузионного перемещения солей происходит в тяжелых глинах довольно быстро, сопровождается катионным обменом и осмотическим передвижением воды, а также подчиняется общим законам диффузии, установленным Фиком.

В настоящей статье излагаются результаты исследований свободной диффузии иона Cl и осмотического передвижения воды в морских глинистых отложениях Бакинского архипелага (Аляты-море), находящихся на различной стадии их литификации, начиная от слабо уплотненных и сильно обводненных илов (до глубины 4,5 м) до сильно уплотненных и в высокой степени обезвоженных аргиллитоподобных глин, залегающих на больших глубинах (до 900 м). Монолиты пород получены из скв. 86, пробуренной до глубины 93 м, и скв. 4, остановленной на глубине 1207 м. Задачей исследования было определение коэффициента диффузии иона Cl в породах ($K_{\text{диф}}^1$) и выявление факторов, влияющих на диффузионное передвижение солей (осмоса и др.).

¹ Коэффициент диффузии K выражает количество вещества, диффундирующего в единицу времени через сечение, перпендикулярное направлению диффузии и равное 1 см² при градиенте концентрации, равном единице.

1. МЕТОДИКА РАБОТЫ

Опыты по изучению процессов свободной диффузии Cl^- -иона и осмоса в исследуемых глинистых породах проводились в специальных металлических трубках диаметром 3,9 см и высотой 12 см. На боковой стороне трубки через каждый сантиметр были сделаны прорезы шириной 1,5 мм для послонного отбора породы после окончания опыта. В трубки загружались образцы с естественной влажностью и ненарушенной структурой (монолиты); для ряда образцов, в основном илов, ставились параллельно сухой с нарушенной структурой. В верхнюю часть трубки помещали слой сухой соли NaCl . Выбор этой соли связан с тем, что она преобладает в поровом растворе исследуемых пород. Трубки снаружи покрывали слоем парафина и ставили в гидратор для предотвращения испарения влаги из образца. Опыты проводились при комнатной температуре (18—20°). Сильно уплотненные породы ($K_d > 1$) в трубки не загружались, а с одного конца монолита помещали слой соли и, тщательно его запарафинировав, ставили в гидратор. Диффузия иона Cl^- происходила перпендикулярно слоистости породы.

Через установленное опытом время, в нашем случае от 5 до 160 суток, из трубок и запарафинированных монолитов отбирали по слоям породу для определения в ней влажности и содержания Cl^- -иона, последний определяли в водной вытяжке при соотношении: порода — вода = 1 : 10 при помощи нитрата серебра. Перед проведением опытов в исследуемых породах была определена первоначальная концентрация Cl^- , так как породы содержат в поровом растворе NaCl и другие соли. Это исходное содержание Cl^- составляет 0,12—1,0 г на 100 г абсолютно сухой породы. Оно учитывалось затем при определении содержания этого иона по окончании процессов диффузии (из величины содержания Cl^- для каждого слоя грунта после опыта вычиталось первоначальное содержание этого иона).

Опыты были проведены на 20 образцах пород, находящихся на различной стадии их литификации. В основном это илы глинистые и глины, и только один образец (275) представлен глинистым мелкозернистым песком. Длительность опытов определялась свойствами и физическим состоянием породы; в илах она составляла 5—9 суток, в глинах 15—160 суток.

Полученные экспериментальные данные были подвергнуты математической обработке. Для вычисления коэффициента диффузии была применена формула частного решения второго закона Фика:

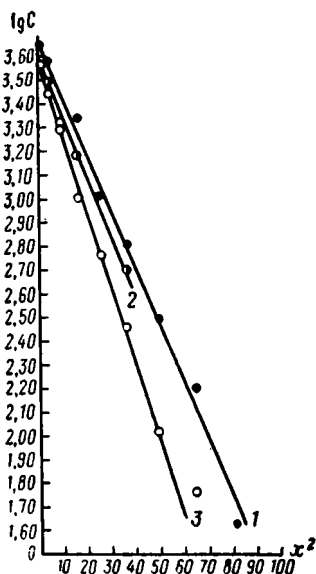
$$K = \frac{0,4343}{4t \cdot \text{tg } \alpha},$$

где K — коэффициент диффузии; t — время; $\text{tg } \alpha$ — угловой коэффициент прямой.

Для определения α данные эксперимента мы наносили на график: на оси ординат откладывали значение $\lg C$ (C — концентрация Cl^- -иона), а на оси абсцисс — значения x^2 (x — расстояние от солевого экрана). Если экспериментальные данные при координатной системе $\lg C$ и x^2 для определенного момента времени располагаются на прямой линии, это свидетельствует о том, что диффузия данного иона подчиняется закону гидродиффузии Фика. Тангенс угла наклона этой прямой определяется графически и представляет собой угловой коэффициент прямой.

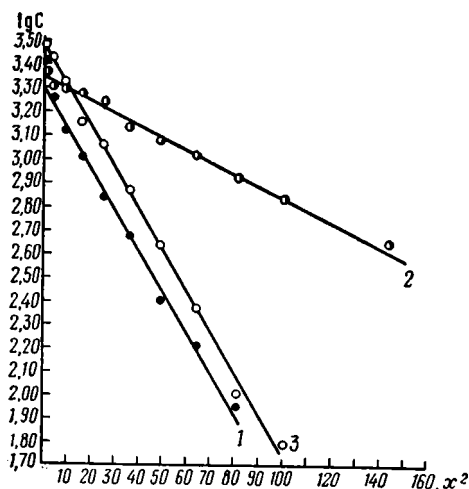
2. РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Данные опытов по диффузии Cl^- и осмотическому передвижению воды на монолитах глинистых пород Бакинского архипелага приведены в табл. 1—2 и графически изображены на фиг. 1—11.



Фиг. 1. Диффузионное перемещение иона Cl^- в илах (скв. 86).

1 — обр. 4, опыт I (9 суток), W_e —64,7%, K_d —0,79; 2 — обр. 86, опыт I (9 суток), W_e —41,5%, K_d —0,39; 3 — обр. 8, опыт I (7 суток), W_e —37,2%, K_d —0,07



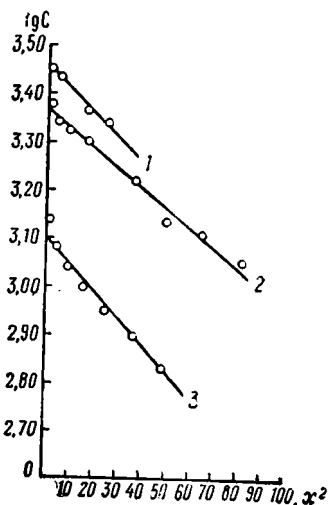
Фиг. 2. Диффузионное перемещение иона Cl^- в глинах (скв. 86).

1 — обр. 34, глубина 21—23 м, W_e —26,7%, K_d —0,53, время 21 сутки; 2 — обр. 71, глубина 58—64 м, W_e —26,5%, K_d —0,53, время — 50 суток; 3 — обр. 75, глубина 64—71 м, W_e —30%, K_d —0,57, время 17 суток

Проведенные исследования показали, что процесс диффузии Cl^- -иона в исследуемых породах, представленных илами, глинами и глинистым песком, подчиняется закономерностям передвижения солей в растворах и, следовательно, закону гидродиффузии Фика, так как экспериментальные данные достаточно хорошо располагаются на прямых линиях (фиг. 1—3). Определения конечной влажности в образцах указывают на осмотическое передвижение воды навстречу солям (фиг. 4—9), вызывая осмотическую усадку породы.

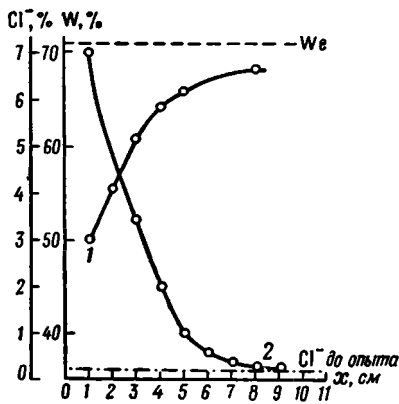
Рассмотрим процесс свободной диффузии Cl^- -иона и осмоса первоначально в илах, затем в глинистых породах.

Вблизи солевого экрана (расстояние 1—3 см) коэффициент диффузии Cl^- -иона в илах (время опыта 5—9 суток) минимальный и составляет 0,20—0,55 $\text{см}^2/\text{сут}$, далее от солевого экрана (расстояние 4—8 см) коэффициент диффузии Cl^- повышается, составляя 0,46—0,72 $\text{см}^2/\text{сут}$. Исследования влажности илов по слоям в конце опыта показали, что влажность слоев вблизи солевого экрана (1—3 см) значительно понизилась по сравнению с естественной влажностью и стала минимальной. Далее от солевого экрана (расстояние 4—8 см) конечная влажность возрастает, приближаясь к значениям естественной влажности.



Фиг. 3. Диффузионное перемещение иона Cl^- в глинах (скв.4).

1 — обр. 171, глубина 451—463 м, W_e —19,0%, K_d —1,16, время—112 суток; 2 — обр. 202, глубина 535—544 м, W_e —20,0%, K_d —1,20, время—90 суток; 3 — обр. 321, глубина 780—787 м, W_e —12,3%, K_d —1,48, время 125 суток

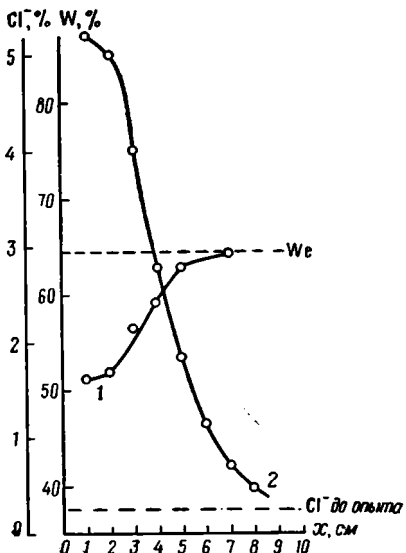


Фиг. 4. Изменение влажности (1) и засоленности (2) ила при диффузионном перемещении Cl^- -иона из NaCl . Скв. 86, обр. 3, глубина 0—4,5 м, время 5 суток

70% и 7—13% в илах с естественной влажностью от 37 до 41%.

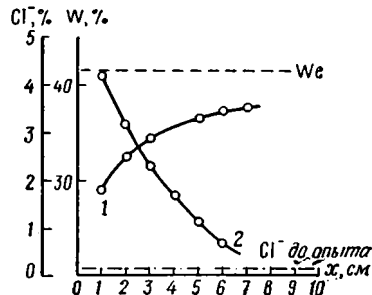
На фиг. 4—6 показаны кривые изменения влажности и засоленности илов по глубине. Как видно из графиков, кривая изменения влажности по глубине отображает кривую засоленности илов: с уменьшением градиента засоленности книзу от солевого экрана уменьшается и градиент влажности. Чем дальше от солевого экрана (7—10 см), тем ближе кривая влажности приближается к пунктирной прямой (W_e), соответствующей естественной влажности илов. Это подтверждает зависимость осмотической фильтрации от градиента концентрации.

Резкое уменьшение коэффициента диффузии Cl^- -иона в слоях породы, прилегающих к солевого экрану, объясняется осмотическими процессами, приводящими к интенсивному поглощению свободной воды твердой фазой NaCl . При этом градиент концентрации солей в поровом растворе вблизи соли выравнивается, что и замедляет диффузионное перемещение Cl^- -иона. Книзу от



Фиг. 5. Изменение влажности (1) и засоленности (2) ила при диффузионном перемещении Cl^- -иона из NaCl . Скв. 86, обр. 4, глубина 0—4,5 м, время 9 суток

Понижение влажности в слоях илов вызвано осмотическим передвижением молекул воды, идущим в противоположном направлении диффузионному перемещению Cl^- -иона. Сухая соль NaCl , помещенная в начале опыта в верхнюю часть трубки, в конце опыта была вся в виде раствора, а илы в верхних слоях, потеряв влажность в количестве 15—20%, значительно уплотнились и приобрели способность сохранять форму. После слива рассола в верхней части образца наблюдалась кольцевая трещина между стенками такой трубки и образцом. Ширина такой трещины составляла 1—1,5 мм, вглубь трещина распространялась на 1,5—2,0 см. Осмотическая усадка илов вблизи солевого крана имела максимальное значение, составляя 15—20% в илах с естественной влажностью от 66 до



Фиг. 6. Изменение влажности (1) и засоленности (2) ила при диффузионном перемещении Cl^- -иона из NaCl . Скв. 86, обр. 86, глубина 0—3 м, время 9 суток

солевого экрана скорость передвижения воды в илах затухает, а значения коэффициента диффузии Cl -иона повышаются. Таким образом, интенсивное осмотическое передвижение воды в илах замедляет и осложняет диффузию Cl -иона.

Нарушение структуры илов сказывается слабо на величине диффузионной проницаемости солей в них (табл. 1—2). Исследования показали, что средние значения коэффициента диффузии Cl -иона в слабо уплотненных и сильно гидратированных илах (ненарушенная структура) с пористостью 50—65%, содержанием свободной воды до 35—62%, но при почти одинаковой относительной влажности ($\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}}$ от 21 до 24) близки между собой и составляют 0,49—0,51 $\text{см}^2/\text{сут}$ (табл. 2). Такое явление объясняется осложняющей ролью осмоса на диффузию Cl -иона.

Скорость осмотической фильтрации воды в илах при прочих равных условиях зависит от содержания свободной и прочно связанной воды¹ в них. Как видно из табл. 2, прочно связанная вода в илах различной пористости и влажности занимает около 5% порового пространства, остальную часть (95%) занимает свободная вода. Чем больше в илах содержится свободной воды и чем большие значения имеет относительная влажность, тем выше скорость осмотической фильтрации воды из слоев менее засоленных к слоям более засоленным, что приводит к выравниванию градиента концентрации солей в поровых водах и замедляет диффузионное перемещение Cl -иона.

При экспериментировании с глинами также обнаружилось, что в слоях, расположенных вблизи солевого экрана (обр. 13, 34, 71, 75, 141), коэффициент диффузии Cl -иона имеет минимальное значение и составляет от 0,22 $\text{см}^2/\text{сут}$ (обр. 34) до 0,24 $\text{см}^2/\text{сут}$ (обр. 13). Далее от солевого экрана коэффициент диффузии Cl -иона возрастает, составляя соответственно 0,27—0,55 $\text{см}^2/\text{сут}$. Влажность слоев породы вблизи солевого экрана понизилась на 4—7% по сравнению с естественной влажностью породы до опыта. Сухая соль, помещенная в начале опыта в верхнюю часть трубки (монолита), стала влажной. Понижение коэффициента диффузии Cl -иона в слоях вблизи солевого экрана обусловлено, как и в случае илов, осмотическим перемещением воды, замедляющим диффузию солей. Книзу от солевого экрана понижение влажности породы по слоям незначительное, кривая влажности приближается к пунктирной прямой, характеризующей естественную влажность (фиг. 7, 8), а значения коэффициента диффузии Cl -иона возрастают.

Проведенные исследования показали, что в четвертичных и верхнеплиоценовых глинистых породах, залегающих в интервале глубин 9,5—544 м (II—IV зоны литификации) и имеющих (сверху вниз по разрезу толщи) естественную влажность от 30 до 20%, относительную влажность ($\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}}$) от 12,5 до 5,5, пористость от 45 до 35% и степень уплотненности (K_d) от 0,5 до 1,2, на свободную диффузию Cl -иона влияет осмотическое передвижение воды, усложняя и замедляя его. При этом скорость осмотической фильтрации в глинах будет тем выше и замедляющее влияние осмоса на диффузию Cl -иона будет сказываться тем сильнее, чем больше в них содержится свободной воды, чем меньшую долю порового пространства занимает прочно связанная вода, а также чем выше градиент концентрации.

Так, в толще слабо уплотненных глин ($K_d = 0,5$) в интервале глубин 9,5—71 м, где свободной воды в породах содержится около 25%,

¹ Под прочно связанной водой мы понимаем воду, энергетически связанную поверхностью глинистых частиц, не растворяющую и неподвижную. Под свободной водой — всю остальную воду, энергетически не связанную с минеральной поверхностью, растворяющую и способную перемещаться под действием гравитационных, осмотических и менисковых сил.

Результаты определения коэффициента диффузии Сl-иона в глинистых породах Бакинского архипелага

Естественная влажность $W_e, \%$	Прочно связанная вода $W_{пр. св.}, \%$	Свободная вода $W_{своб.}, \%$	Относительная влажность $\frac{W_e}{W_{пр. св.}}$	Пористость $n, \%$	Показатель уплотненности K_d	Время (от начала опыта), сутки	Расстояние от солевого экрана, см		Концентрация Сl-иона $c, мг/100 г$	$lg c$	Коэффициент диффузии $K, см^2/сут$	Влажность конечная $W_k, \%$	Осмотическая усадка $\Delta W = W_e - W_k, \%$
							x	x^2					
Скв. 86, обр. 3, глубина 0—4,5 м, ил с нарушенной структурой													
70,76	2,34	68,42	30,24	—	—	5	1	1	6707,8	3,826	K_1 0,55	50,0	20,76
							2	4	5164,7	3,713		55,46	15,30
							3	9	3212,9	3,506	60,96	9,80	
							4	16	1731,1	3,238	64,23	7,53	
							5	25	791,3	2,898	65,72	5,04	
							6	36	341,3	2,532	65,90	4,86	
							7	49	141,9	2,151	67,37	3,39	
							8	64	69,4	1,838	68,22	2,54	
$K_{ср}$ 0,61													
Скв. 86, обр. 4, глубина 0—4,5 м, ил с нарушенной структурой													
64,86	2,73	61,93	23,68	—	—0,79	9	1	1	4966,5	3,696	K_1 0,20	51,22	13,44
							2	4	3791,4	3,578		56,46	8,20
							3	9	2513,2	3,390	59,27	5,39	
							4	16	1598,4	3,203	62,89	1,77	
							5	25	897,2	2,952	64,20	0,46	
							6	36	465,9	2,668	—	—	
							7	49	211,4	2,325	—	—	
$K_{ср}$ 0,33													

Скв. 86, обр. 86, глубина 0—3,0 м, ил с ненарушенной структурой

41,48	1,89	39,88	25,93	52,55	-0,39	9	1	1	4035,1	3,605	} K_1 0,36	28,93	13,25
							2	4	3026,2	3,480		32,51	8,97
							3	9	2118,3	3,324		33,20	8,28
							4	16	1513,0	3,179		34,55	6,93
							5	25	974,9	2,988		36,71	4,77
							6	36	504,1	2,702		37,44	4,04
							7	49	387,0	2,587		37,62	3,86
K_{cp} 0,47													

Скв. 86, обр. 86, глубина 0—3,0 м, ил с нарушенной структурой

41,48	1,60	39,88	25,93	—	-0,39	9	1	1	3698,8	3,568	} K_1 0,39	30,07	11,41
							2	4	2858,1	3,456		31,20	10,28
							3	9	2107,1	3,323		32,77	8,71
							4	16	1176,7	3,060		33,25	8,23
							5	25	672,2	2,827		—	—
							6	36	342,6	2,534		33,85	7,63
							7	49	134,1	2,127		34,00	7,48
							8	64	67,2	1,827		36,60	4,88
K_{cp} 0,44													

Скв. 86, обр. 8, глубина 0—4,5 м, ил с ненарушенной структурой

37,17	1,80	35,37	20,65	49,81	-0,07	7	1	1	3715,3	3,569	} K_1 0,44	30,25	6,92
							2	4	2827,1	3,441		32,65	4,52
							3	9	1964,6	3,293		34,64	2,53
							4	16	1033,2	3,014		—	—
							5	25	576,3	2,760		—	—
							6	36	287,5	2,456		—	—
							7	49	112,0	2,049		—	—
							8	64	57,9	1,762		—	—
K_{cp} 0,51													

Таблица 1 (продолжение)

Естественная влажность W_e , %	Прочно связанная вода $W_{пр. св.}$, %	Свободная вода $W_{своб.}$, %	Относительная влажность $\frac{W_e}{W_{пр. св.}}$	Пористость $п$, %	Показатель уплотненности K_d	Время (от начала опыта), сутки	Расстояние от солевого экрана, см		Концентрация $С$ -иона, мг/100 г	$lg c$	Коэффициент диффузии K , $см^2/сут$	Влажность конечная W_k , %	Осмотическая усадка $\Delta W = W_e - W_k$, %
							x	x^2					

Скв. 86, обр. 8, глубина 0—4,5 м, ил с нарушенной структурой

37,17	1,80	35,37	20,65	—	—0,07	9	1	1	4062,4	3,608	K_1 0,32	32,37	4,80
							2	4	2945,5	3,469		32,61	4,56
							3	9	1896,3	3,277		—	—
							4	16	1100,9	3,041	K_2 0,73	—	—
							5	25	745,5	2,872		33,46	3,71
							6	36	507,1	2,705		33,72	3,45
							7	49	355,2	2,550		33,86	3,31
							8	64	220,1	2,342		34,41	2,76

 $K_{ср}$ 0,52

Скв. 86, обр. 9, глубина 4,5—9,5 м, глина с нарушенной структурой

26,15	2,39	23,76	10,9	43,61	0,46	15	1	1	3694,5	3,567	K_1 0,40	—	—
							2	4	2887,1	3,460		22,41	3,74
							3	9	2520,0	3,401		22,96	3,19
							4	16	1933,9	3,286	K_2 0,41	23,25	2,90
							5	25	1288,5	3,109		23,89	2,26
							7	49	497,1	2,696		25,51	0,64
							8	64	298,7	2,475		25,70	0,45
							9	81	165,7	2,219		25,67	0,48

 $K_{ср}$ 0,41

Скв. 86, обр. (моноплит) 13, глубина 9,5—11,0 м

25,08	2,05	23,03	12,50	42,19	0,52	44	1	1	2392,5	3,378	} K ₁ 0,24	18,30	6,78
							2	4	2193,5	3,341		—	—
							3	9	1928,3	3,285		20,04	5,04
							4	16	1729,4	3,237		21,48	3,60
							5	25	1530,5	3,184		22,47	2,61
							6	36	1338,1	3,126		24,04	1,04
							7	49	1071,6	3,029		—	—
							8	64	877,5	2,943		24,07	1,01
							9	81	743,6	2,870		24,41	0,67

K_{cp} 0,34

Скв. 86, обр. (моноплит) 34, глубина 21,0—23,4 м

26,68	4,05	22,63	6,59	42,24	0,53	21	1	1	2552,5	3,406	} K ₁ 0,22	23,12	3,56
							2	4	1868,7	3,261		23,28	3,40
							3	9	1287,4	3,109		24,40	2,28
							4	16	1013,9	3,005		25,71	0,97
							5	25	671,9	2,827		—	—
							6	36	466,8	2,669		—	—
							7	49	244,5	2,388		26,54	0,14
							8	64	157,2	2,196		—	—
							9	81	89,1	1,949		—	—

K_{cp} 0,24

Скв. 86, обр. (моноплит) 71, глубина 58,0—64,0 м

27,93	3,83	24,10	7,3	43,63	0,53	50	1	1	2301,0	3,361	} K ₁ 0,36	22,39	5,54
							2	4	2004,4	3,301		22,45	5,48
							3	9	1930,3	3,285		—	—
							4	16	1856,1	3,268		23,78	4,15

Таблица 1 (продолжение)

Естественная влажность W_e , %	Прочно связанная вода $W_{пр. св.}$, %	Свободная вода $W_{своб.}$, %	Относительная влажность $\frac{W_e}{W_{пр. св.}}$	Пористость l , %	Показатель уплотненности K_d	Время (от начала опыта), сутки	Расстояние от солевого экрана, см		Концентрация Cl -иона c , мг/100 г	$lg c$	Коэффициент диффузии K , $см^2/сут$	Влажность конечная W_k , %	Осмотическая усадка $\Delta W = W_e - W_k$, %								
							x	x^2													
Скв. 86, обр. (монолит) 71, глубина 58,0—64,0 м																					
27,93	3,83	24,10	7,3	43,63	0,53	50	5	25	1707,8	3,232	K_2 0,39	24,09	3,84								
							6	36	1335,6	3,125		24,15	3,78								
							7	49	1187,5	3,074		—	—								
							8	64	1039,2	3,016		—	—								
							9	81	812,8	2,909		—	—								
							10	100	665,0	2,822		K_3 0,43	24,92	3,01							
							12	144	443,5	2,646	25,68		2,25								
							$K_{ср}$ 0,39														
							Скв. 86, обр. (монолит) 75, глубина 64,0—71,0 м														
							29,95	4,61	25,34	6,50	44,93		0,57	17	1	1	3030,0	3,481	K_1 0,26	25,71	4,24
															2	4	2680,3	3,428		25,83	4,12
												3			9	2051,1	3,311	26,59		3,36	
4	16	1421,7	3,152	—	—																
5	25	1107,0	3,044	K_2 0,37	—	—															
6	36	722,4	2,858		28,38	1,57															
7	49	427,5	2,630		—	—															
8	64	228,7	2,359		K_3 0,38	29,00						0,95									
9	81	101,9	2,008			28,95						1,00									
10	100	60,7	1,783			29,08						0,87									
$K_{ср}$ 0,34																					

Скв. 4, обр. (монолит) 141, глубина 367,0—373,0 м

22,35	2,44	19,31	9,1	41,09	0,98	60	2	4	2627,8	3,419	K ₁ 0,23	20,95	1,40
							3	9	2291,5	3,360		21,01	1,34
							4	16	2082,7	3,318			
							5	25	1972,4	3,294		21,17	1,18
							6	36	1862,1	3,269		21,44	0,91
							7	49	1632,0	3,212		—	—
							K _{cp} 0,41						

Скв. 4, обр. (монолит) 156, глубина 415,0—421,0 м

20,12	2,92	17,20	6,9	—	1,00	60	2	4	2063,4	3,314	K 0,37	18,87	1,25
							3	9	1843,5	3,265		18,62	1,50
							4	16	1738,4	3,240		19,31	0,81
							5	25	1638,4	3,214		19,24	0,88
							6	36	1382,8	3,140		—	—
							7	49	1235,6	3,091		19,43	0,69

Скв. 4, обр. (монолит) 171, глубина 451,0—463,0 м

19,04	3,49	15,55	5,44	34,53	1,16	112	1	1	2812,4	3,448	K 0,19	18,01	1,03
							2	4	2728,9	3,436		18,37	0,67
							4	16	2311,6	3,366		—	—
							5	25	2186,5	3,338		—	—

Скв. 4, обр. (монолит) 202, глубина 535,0—544,0 м

20,06	2,62	17,44	7,63	36,29	1,20	90	1	1	2371,0	3,375	K 0,24	—	—
							2	4	2185,4	3,339		—	—
							3	9	2111,1	3,324		—	—
							4	16	1990,9	3,298		18,93	1,13
							6	36	1657,6	3,219		18,94	1,12
							7	49	1361,3	3,134		19,37	0,69
							8	64	1287,2	3,109		19,88	—
							9	81	1139,2	3,056		—	—

Таблица 1 (окончание)

Естественная влажность W_e , %	Прочно связанная вода $W_{пр. св.}$, %	Свободная вода $W_{своб.}$, %	Относительная влажность $\frac{W_e}{W_{пр. св.}}$	Пористость p , %	Показатель уплотненности K_d	Время (от начала опыта), сутки	Расстояние от солевого экрана, см		Концентрация Cl -иона с, мг/100 г	$lg c$	Коэффициент диффузии K , $см^2/сут$	Влажность конечная W_k , %	Осмотическая усадка $\Delta W = W_e - W_k$, %
							x	x^2					
Скв. 4, обр. (монолит) 240, глубина 615,0—623,0 м													
15,81	15,24	10,57	3,0	30,32	1,28	120	1	1	1848,0	3,266	K 0,08	15,03	0,78
							2	4	1618,8	3,208		15,03	0,78
							3	9	1389,6	3,132		15,13	0,68
							4	16	1160,5	3,064		—	—
							5	25	931,2	2,969		15,66	0,13
							6	36	704,3	2,847		—	—
Скв. 4, обр. (монолит) 275, глубина 695,0—703,0 м													
16,15	2,66	13,49	6,1	—	—	120	1	1	2073,0	3,316	K 0,18	—	—
							2	4	1988,6	3,300		15,82	0,33
							3	9	1914,8	3,282		16,04	0,11
							4	16	1804,1	3,256		16,12	0,03
							5	25	1702,9	3,231		15,76	0,39
Скв. 4, обр. (монолит) 269, глубина 681,0—688,0 м													
13,86	4,68	9,18	6,1	29,24	1,44	145	1	1	1533,3	3,184	K 0,15	13,23	0,63
							3	9	1391,6	3,143		13,44	0,42
							4	16	1206,7	3,079		13,67	0,19
							5	25	1010,5	3,004		13,33	0,53
							6	36	900,2	2,954		—	—
							7	49	753,2	2,876		—	—
							8	64	643,0	2,808		—	—

Скв. 4, обр. (монолит) 321, глубина 780,0—787,0 м

12,31	3,82	8,49	3,2	27,53	1,48	125	1	1	1371,6	3,137	K 0,16	—	—
							2	4	1216,1	3,083		11,82	0,49
							3	9	1106,5	3,041		12,05	0,26
							4	16	960,1	2,982		12,15	0,16
							5	25	859,9	2,934		—	—
							6	36	753,3	2,876		—	—
							7	49	644,7	2,809		—	—

Скв. 4, обр. (монолит) 347, глубина 836,0—843,0 м

10,08	3,36	6,72	2,9	24,64	1,48	160	1	1	1413,0	3,149	K ₁ 0,13	9,98	0,10
							2	4	1265,2	3,100		9,95	0,13
							3	9	1191,3	3,075		—	—
							4	16	1117,4	3,049		—	—
							5	25	1006,6	3,002		—	—
							6	36	903,2	2,955		—	—
							7	49	748,0	2,873		—	—
							8	64	674,2	2,828		—	—
							9	81	598,1	2,776		—	—
							10	100	524,4	2,719		—	—

Скв. 4, обр. (монолит) 354, глубина 864,0—871,0 м

9,46	3,95	5,51	2,4	20,0	1,43	140	1	1	974,0	2,988	K ₁ 0,09	9,40	0,05
							2	4	900,4	2,954		9,43	0,03
							3	9	826,8	2,917		—	—
							4	16	687,6	2,837		—	—
							5	25	576,3	2,760		—	—
							6	36	465,1	2,667		—	—
							7	49	353,8	2,549		—	—
							8	64	242,6	2,383		—	—

Скв. 4, обр. (монолит) 360, глубина 871,0—878,0 м

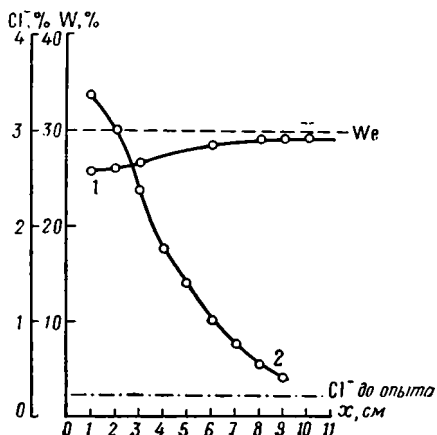
14,98	5,00	9,98	3,0	30,4	1,27	140	1	1	1709,6	3,233	K ₁ 0,11	13,02	1,96
							2	4	1522,9	3,181		13,45	1,53
							3	9	1373,5	3,136		14,00	—
							4	16	1186,7	3,071		—	0,98
							5	25	1026,5	3,012		14,27	—
							6	36	878,2	2,943		—	0,72
							7	49	729,9	2,863		—	—

Коэффициент диффузии Сl-иона и некоторые свойства глинистых пород Бакинского архипелага (по скв. 86 и 4)

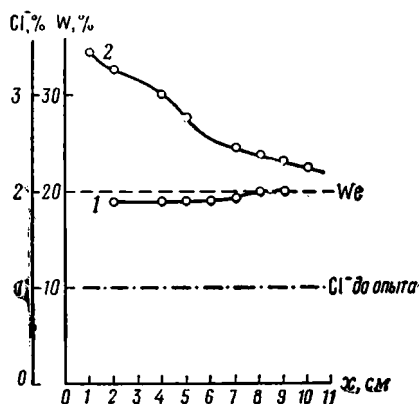
№ образца	Интервал глубины взятия монолита, м	Порода	Коэффициент диффузии Сl-иона $K_{диф}$, см ² /сут	Естественная влажность W_e , %		Прочно связанная вода $W_{пр. св}$, %		Процент содержания прочно связанной воды по отношению к естественной влажности	Относительная влажность		Степень усадки K_d	Пористость n , %	Коэффициент водонасыщения K_w	Фракция $\sqrt{0,001}$ м.м., %	СаСО ₃ , %
				весовая	объемная	весовая	объемная		$\frac{W_e}{W_f}$	$\frac{W_e}{W_{пр. св}}$					
3	0—4,5	Ил темно-серый	0,61	70,70	—	2,34	—	3,30	1,54	30,2	—1,13	64,86	—	33,7	28,80
4	0—4,5	То же	0,33	64,66	62,72	2,73	2,65	4,23	1,35	23,7	—0,79	64,72	0,97	34,3	27,18
8	0—4,5	» »	{ 0,51 0,52	37,17	51,29	1,80	2,48	4,84	1,05	20,7	—0,07	49,81	1,01	26,4	21,41
86	0—3,0	» »	{ 0,47 0,44	41,48	53,92	1,89	2,46	4,56	1,19	22,0	—0,39	52,55	1,01	22,1	31,34
9	4,5—9,5	Глина с тонкими прослоями песка	0,41	26,15	41,58	2,39	3,80	9,14	0,76	10,9	0,46	43,61	0,95	27,9	11,85
13	9,5—11,0	То же	0,34	25,08	40,88	2,05	3,34	8,17	0,72	12,5	0,52	42,19	0,97	29,6	12,93
34	21,0—23,4	Глина темно-серая с бурыми пятнами	0,24	26,68	42,69	4,05	6,48	15,18	0,70	6,6	0,53	42,24	1,01	29,7	10,70
71	58,0—64,0	То же	0,39	27,93	43,29	3,83	5,94	13,72	0,77	7,3	0,53	43,63	0,99	28,1	20,62
75	64,0—71,0	» »	0,34	29,95	45,82	4,61	7,05	15,39	0,74	6,5	0,57	44,93	1,02	39,0	13,73
141	367—373	Глина темно-серая алевритистая	0,41	22,35	36,21	2,44	3,95	10,90	0,59	9,1	0,98	37,09	0,98	27,2	21,73
156	415—421	То же	0,37	20,12	—	—	—	—	—	6,9	1,00	—	—	30,1	10,43
171	451—463	» »	0,19	19,04	34,65	3,49	6,35	18,33	0,46	5,5	1,16	34,53	1,00	—	—
202	535—544	Глина темно-серая, однородная	0,24	20,06	35,91	2,62	4,69	13,06	0,50	7,6	1,20	36,29	0,99	—	—
240	616—623	Глина темно-серая	0,08	15,81	30,51	4,83	9,32	30,54	0,32	3,3	1,28	30,32	1,01	31,7	18,00
269	681—688	Глина коричневатая, алевритистая	0,15	13,86	27,17	4,68	9,17	33,75	0,29	2,9	1,44	29,24	0,93	31,8	13,82
275	695—703	Песок тонкозернистый	0,18	16,15	—	—	—	—	—	6,1	—	—	—	6,3	14,36
321	780—787	Глина серая, алевритистая	0,16	12,31	24,62	3,82	7,64	31,03	0,37	3,2	1,48	27,58	0,89	23,1	16,41
347	836—843	Глина темно-серая, алевритистая	0,13	10,08	21,17	3,36	7,06	33,34	0,31	2,9	1,48	24,64	0,86	24,8	15,50
354	864—871	То же	0,09	9,46	21,19	3,95	8,85	41,76	0,23	2,4	1,43	20,0	1,02	20,9	13,59
360	871—878	Глина темно-серая, тонкослоистая	0,11	14,98	28,76	5,00	9,60	33,38	0,31	3,0	1,27	30,4	0,95	33,2	16,50

относительная влажность $\left(\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}}\right)$ равняется 7—11, и прочно связанная вода занимает 9—15% порового пространства, скорость осмотической фильтрации довольно высокая, что, как мы видим, осложняет и замедляет диффузионное перемещение Cl-иона. Ниже по разрезу толщи глин (до глубины 544 м) скорость осмотической фильтрации понижается вследствие уменьшения содержания в породах свободной воды до 15%, и замедляющее влияние осмоса на диффузию Cl-иона ослабевает.

Средние значения коэффициента диффузии Cl-иона в породах, залегающих на глубине от 9,5 до 544 м, изменяются от 0,24 до 0,41 $\text{см}^2/\text{сут}$ (табл. 2). В породах продуктивной толщи (интервал глубины 616—878 м, V зона литификации), имеющих (сверху вниз) естественную влажность



Фиг. 7. Изменение влажности (1) и засоленности (2) породы при диффузионном перемещении Cl-иона из NaCl. Скв. 86, обр. 75, глубина 64—71 м, время 17 суток



Фиг. 8. Изменение влажности (1) и засоленности (2) породы при диффузионном перемещении Cl-иона из NaCl. Скв. 4, обр. 202, глубина 535—544 м, время 90 суток

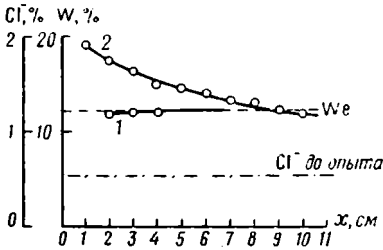
15,8—9,5% (содержание свободной воды составляет 10—6% в абсолютном значении), относительную влажность $\left(\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}}\right)$ 2,4—3,3, пористость 25—30% и степень уплотненности (K_d) 1,28—1,48, коэффициент диффузии Cl-иона понижается, составляя 0,08—0,18 $\text{см}^2/\text{сут}$. Конечная влажность породы по слоям близка к значениям влажности до опыта, а осмотическая усадка породы вблизи солевого экрана незначительная (менее 1%, и только в обр. 360 больше 1%) (табл. 1, фиг. 8, 9).

Таким образом, в сильно уплотненных и в значительной мере дегидратированных глинах продуктивной толщи, где абсолютное содержание свободной воды незначительное, а прочно связанная вода занимает 30—42% порового пространства, проявляется процесс свободной диффузии Cl-иона без значительного влияния на него осмотического передвижения воды. Среднее значение коэффициента диффузии Cl-иона в этих породах составляет 0,13 $\text{см}^2/\text{сут}$ и всего лишь в 3—4 раза ниже его значений в илах. Из этого еще раз видно, какое замедляющее влияние на диффузию солей имеет осмос в сильно обводненных илах и глинах.

Специальными исследованиями, проведенными Б. Ф. Рельтовым и Н. А. Новицкой (1955) по изучению осмотических явлений на коллоидных диафрагмах и в глинах, установлено, что коэффициент осмотической фильтрации ($K_{\text{осм}}$) зависит от величины радиуса пор и концентраций солей. Так, опыты с коллоидными диафрагмами показали, что в широком диапазоне размеров пор (радиус пор колеблется от 87 мкм до 10 мкм) при прочих равных условиях коэффициент осмотической фильтрации

изменяется мало, а в очень рыхлых ($r = 158$ ммкн) и в очень плотных ($r = 1$ ммкн) диафрагмах этот коэффициент резко уменьшается.

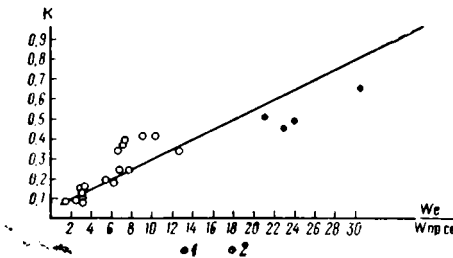
Таким образом, скорость осмотической фильтрации для диафрагм с радиусом пор $87 > r > 10$ ммкн зависит главным образом от величины градиента концентрации: чем больше градиент концентрации солей, тем выше скорость осмотической фильтрации. В области больших концентраций (20—35%) $K_{осм}$ мало зависит от градиента концентраций солей.



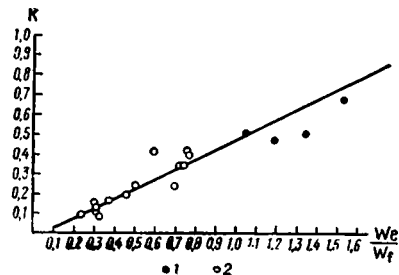
Фиг. 9. Изменение влажности (1) и засоленности (2) породы при диффузионном перемещении Cl-иона из NaCl. Скв. 4, обр.321, глубина 780—787 м, время 125 суток

Из этого можно предположить, что в породах с очень рыхлым или очень плотным сложением $K_{осм}$, а равно и скорость осмотической фильтрации должны быть незначительными. В породах, в которых действующая или водопроводящая часть пор имеет радиус меньше 100 ммкн и больше 10 ммкн, скорость осмотической фильтрации довольно высокая и определяется главным образом градиентом концентрации.

Интенсивное проявление осмотической фильтрации, как показали наши опыты, наблюдается в илах, а также в слабо- и среднеуплотненных глинах изучаемой толщи пород. Скорость осмотической фильтрации в них определяется как градиентом концентрации, так и содержанием свободной и связанной воды. Чем большее значение имеет относительная влажность ($\frac{W_e}{W_{пр.св}} = 20—30$), тем выше скорость осмотической фильтрации и, наоборот, с понижением значений относительной влажности (до 5—10) скорость осмотической фильтрации понижается.



Фиг. 10. Зависимость коэффициента диффузии Cl-иона от $\frac{W_e}{W_{пр.св}}$
1 — ил; 2 — глина



Фиг. 11. Зависимость коэффициента диффузии Cl-иона от $\frac{W_e}{W_f}$
1 — ил; 2 — глина

Слабое проявление осмотической фильтрации наблюдается в сильно уплотненных глинах продуктивной толщи, в которых содержится мало свободной воды и значения относительной влажности $\frac{W_e}{W_{пр.св}}$ понижаются до 2,5—3.

Проведенные экспериментальные исследования по изучению свободной диффузии Cl-иона в глинах Бакинского архипелага, где гравитационная фильтрация сильно затруднена вследствие их очень слабой водопроницаемости, показали, что перемещение солей в них возможно лишь диффузионным путем. Величина коэффициента диффузии Cl-иона зависит от физического состояния породы, которое имеет свое отражение в зна-

чениях относительной влажности $\left(\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}}\right)$ или $\frac{W_e}{W_f}$; чем выше относительная влажность породы, тем больше коэффициент диффузии Cl^- (фиг. 10, 11).

Сверху вниз по разрезу толщи исследуемых пород, по мере дегидратации и уплотнения глинистых пород, а также уменьшения значений относительной влажности, коэффициент диффузии Cl -иона понижается.

ВЫВОДЫ

1. Исследования показали, что процесс диффузии Cl -иона в илах, а также в слабо и сильно уплотненных глинах подчиняется закону гидродиффузии Фика.

2. Диффузия солей в породах замедляется и ослабляется одновременно идущим в противоположном направлении осмотическим передвижением воды. Влияние осмоса на диффузию солей сказывается тем сильнее, чем больше в породе содержится свободной воды.

3. Коэффициент диффузии Cl -иона в илах (I зона литификации) составляет 0,49—0,51 $\text{см}^2/\text{сут}$ (время опыта — 9 суток), а осмотическая усадка слоев на расстоянии 1—2 см от солевого экрана составляет 13—20%. Книзу по разрезу исследуемой толщи, по мере формирования осадка в породе, ее уплотнения и дегидратации, коэффициент диффузии Cl -иона понижается, составляя 0,24—0,41 $\text{см}^2/\text{сут}$ (интервал глубины залегания пород 9,5—544 м, II—IV зоны литификации) и 0,13 $\text{см}^2/\text{сут}$ (интервал глубины залегания 616—878 м, V зона литификации).

4. Изучение свободной диффузии Cl -иона в исследуемых породах свидетельствует о достаточно больших скоростях диффузионного перемещения солей в них. Скорость диффузии Cl -иона зависит от физического состояния породы, которое имеет свое отражение в значениях относительной влажности $\left(\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}}\right)$ или $\frac{W_e}{W_f}$. Чем выше эти значения $\left(\frac{W_e}{W_{\text{пр.св}}} > 10, \text{ а } \frac{W_e}{W_f} > 1\right)$, тем выше коэффициент диффузии Cl -иона.

ЛИТЕРАТУРА

- Комарова Н. А. О диффузии солей в почвах.— Проблемы почвоведения, 1937, сб. 4.
- Окнина Н. А., Приклонский В. А. Процессы диффузии и диффузионного выщелачивания в глинах и их влияние на инженерно-геологические свойства. В кн.: «Исследование и использование глин. Материалы совещания во Львове в 1957 г.». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Рельтов Б. Ф., Новицкая Н. А. Осмотические явления в связных грунтах при неравномерном их засолении.— Изв. Всес. научно-исслед. ин-та гидротехн., 1954, 51; 1955, 53.
- Чернов В. А. Количественные закономерности диффузии анионов в почве.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1939, 20.

З. В. Пушкина

ПОРОВЫЕ ВОДЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ ПО РАЗРЕЗУ

1. ЗАДАЧИ, МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поровые воды, заключенные в осадки и породы, являются одной из форм природных вод. Для них характерны процессы глубокого изменения солевого состава при осадкообразовании и черты вертикальной гидрохимической зональности, сходные с теми, которые наблюдаются у различных типов подземных вод. Причины этих явлений до сих пор остаются еще недостаточно ясными. Проследить изменения химического состава поровых вод, происходящие в осадках различного возраста, но близкого петрографического состава, было основной целью настоящего исследования, проведенного на глинистых отложениях сводного разреза по скв. 4 и 8 Аляты-море.

До сих пор нет еще стандартных и общепринятых методов выделения поровых вод. Если в первых работах 30-х годов поровые воды выделялись с помощью водных вытяжек, то в настоящее время наиболее распространенным методом получения поровых вод является отпрессовывание в специальных прессформах, конструкция которых разработана П. А. Крюковым (1947).

Методы отжима дают больше оснований судить об истинном химическом составе поровых вод, чем вытяжки, но и эти методы еще не лишены серьезных недостатков. Е. Н. Шилова (Шилова, Коровина, Зеленова, 1962) показала, что с изменением газовой фазы состав почвенных растворов существенно изменяется. Вероятно, подобные изменения можно ожидать и в поровых водах осадочных пород при применении метода отжима. Как будет видно из дальнейшего, газовый режим сказывается на изменении окислительно-восстановительных условий, сложившихся в осадочных породах, что может приводить к окислению, например гидротроилита, и в результате к появлению в поровых водах добавочных количеств сульфат-иона. Для устранения побочных реакций окисления П. А. Крюков рекомендует загрузку пород в прессформы проводить в боксах, наполненных азотом.

На состав поровых вод может оказать влияние также рабочее давление, при котором производится отжим. Специально этот вопрос был детально исследован Н. П. Цыба и П. А. Крюковым (1959), П. А. Крюковым (1947), В. Д. Ломтадзе (1959). Они показали, что наиболее часто применяемое рабочее давление в интервале 270—1000 $кг/см^2$ существенно не влияет на концентрацию поровых растворов. Но повышение рабочего давления при отжиме поровых вод с 1000 до 5000 $кг/см^2$ сильно изменяет их концентрацию. По мнению В. Д. Ломтадзе, высокие давления уменьшают истинную концентрацию поровых вод. Происходит это под влиянием отжима рыхло связанной формы воды, в которой концентрация солей обычно ниже, чем в более подвижных формах поровых вод.

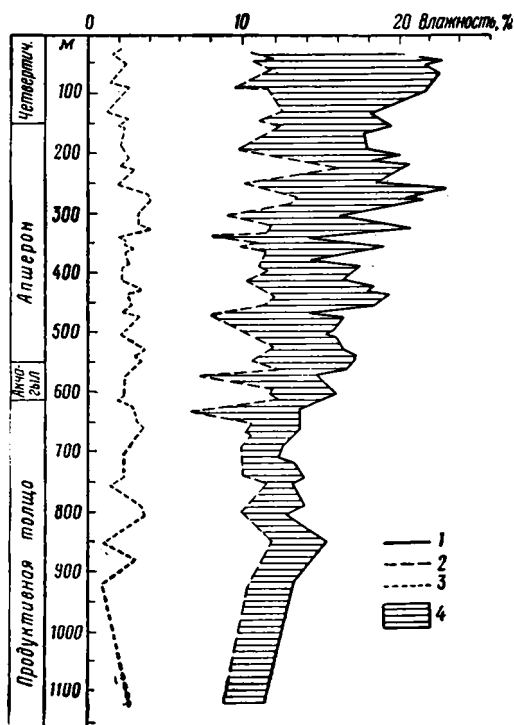
Несмотря на отмеченные недостатки, метод отжима поровых вод получил широкое распространение и был использован в настоящей работе. Поровые растворы отжимались в специальных прессформах конструкции П. А. Крюкова (1947) при постепенно повышающемся давлении до 250 кг/см^2 , а в отдельных образцах (346, 359, 413) до 1000 кг/см^2 .

В образцах пород, из которых отжимались поровые воды, было сделано определение естественной влажности и остаточной влажности (после отжима). Кроме того, была определена гигроскопическая влажность. Величина гигроскопической влажности, по данным Н. П. Затенацкой (1960) и других, соответствует величине прочносвязанной воды, которую принято определять по теплоте смачивания.

Исходная естественная влажность ($W_{\text{ест}}$) исследуемых образцов (фиг. 1) изменяется от 45 до 11%. Количество прочносвязанной воды в исследуемых образцах невелико и колеблется от 1,5 до 3%. Как видно из фиг. 1, остаточная влажность ($W_{\text{ост}}$) в образцах после отжима поровых вод в 3—5 раз выше величины прочносвязанной воды в породах. Таким образом, нами исследовалась наиболее подвижная часть поровых вод. «Нерастворяющийся объем» прочносвязанной воды в условиях применявшегося для отжима давления не мог оказывать влияния на концентрацию поровых вод.

В связи с очень небольшим объемом полученной поровой воды (от 0,5 до 7,0 мл) для их анализа использовались объемные полумикро- и микрометоды. Определения рН производились потенциометром ЛП-58 со стеклянным микроэлектродом. Определение щелочности выполнялось по методике, разработанной для иловых вод С. В. Бруевичем (1944). Хлор определялся по методу Мора. Определение SO_4^{2-} производилось объемным методом по П. А. Крюкову (1955) с помощью водородного катионита марки СБСР. Ca^{2+} и Mg^{2+} определялись трилонометрическим методом, несколько измененным нами для целей микроанализа. Определения K^+ и Na^+ производились В. П. Симоновой и М. Г. Семеновой на пламенном фотометре. Все растворы применяемых при анализе реактивов приготавливались на бидистиллированной воде. Большинство определений проводилось с контрольным повторением.

Всего было отжато и проанализировано 123 образца поровых вод из современных, четвертичных и плиоценовых отложений разреза Аляты-море. Результаты анализов приведены в табл. 1.



Фиг. 1. Содержание в породах естественной влажности, остаточной влажности и прочно связанной воды по разрезу скв. 4 (в %).

- 1 — влажность естественная (до отжима) — $W_{\text{ест}}$;
 2 — влажность остаточная (после отжима) — $W_{\text{ост}}$;
 3 — прочно связанная вода — $W_{\text{пр.св.}}$; 4 — отжатая вода

858	15—21	7,71	38,052	101,321	3,591	255,105	398,069	3,612	262,995	127,990	394,597	24,75	2,48	—	—	—	—	—	—	—	—
859	15—21	7,25	38,455	108,471	2,557	268,386	417,869	4,574	280,341	128,508	413,423	25,60	2,34	0,72	2,21	0,07	5,66	0,07	6,17	2,39	—
861	21—27	7,18	35,902	110,403	3,775	283,029	433,109	3,564	308,452	119,349	431,365	26,85	2,59	0,61	1,91	0,05	5,24	0,05	5,43	2,27	—
862	21—27	7,02	35,249	111,057	2,988	303,84	453,134	2,766	315,710	131,710	449,689	26,02	2,44	0,65	2,12	0,07	5,36	0,10	5,61	2,40	—
863	21—27	6,82	35,002	113,778	3,654	287,539	439,973	5,308	301,299	128,964	435,571	28,37	2,45	0,69	2,25	0,09	5,63	0,06	5,99	2,69	—
864	21—27	6,71	37,924	122,832	4,892	307,520	473,168	3,325	327,124	146,950	477,399	28,86	2,48	0,67	1,96	0,06	5,02	0,05	5,43	2,27	—
865	21—27	6,50	40,356	118,549	3,459	303,459	465,813	3,192	328,347	137,672	469,211	27,47	2,32	0,67	2,06	0,06	5,26	0,05	5,81	2,22	—
866	27—33	7,56	38,228	118,727	3,542	302,430	462,927	2,875	334,049	127,769	464,693	26,56	2,28	0,68	1,99	0,06	5,36	0,05	5,95	2,17	—
867	27—33	7,20	37,814	109,636	3,089	295,712	446,251	2,529	328,653	119,716	450,898	31,20	2,23	0,79	2,49	0,06	5,78	0,05	6,79	2,34	—
868	39—45	7,55	46,134	144,530	3,308	335,305	529,277	3,152	393,837	135,693	532,682	28,91	2,21	0,68	2,21	0,06	5,61	0,06	6,67	1,92	—
869	39—45	7,35	38,736	126,822	3,283	321,312	490,153	3,643	382,512	110,047	496,202	32,28	2,15	0,96	3,21	0,07	6,83	0,06	8,47	2,57	—
870	39—45	6,18	47,878	160,557	3,336	341,359	553,127	2,924	423,817	128,630	555,371	31,87	2,14	0,84	2,72	0,07	6,17	0,06	7,52	2,18	—
871	39—45	7,22	46,814	152,356	3,722	345,646	548,538	3,164	421,171	121,994	546,329	30,81	2,00	0,98	3,09	0,08	7,05	0,06	9,07	2,27	—
872	45—51	6,32	46,848	147,749	3,785	337,143	535,525	3,135	433,641	108,729	545,505	29,22	2,05	0,94	3,07	0,07	7,08	0,07	8,89	2,17	—
874	45—51	7,13	42,544	139,130	2,946	320,618	505,238	3,154	402,600	98,364	504,118	32,22	1,98	—	—	—	—	—	—	—	—
876	51—57	6,40	46,064	157,593	4,250	349,655	557,562	3,438	459,043	97,511	559,992	30,36	1,98	0,99	3,27	0,09	7,34	0,06	9,69	2,00	—
877	51—57	6,83	44,226	145,452	4,263	326,732	520,673	2,736	431,357	89,129	523,222	34,27	1,95	1,08	3,03	0,08	8,02	0,08	10,29	1,97	—
878	51—57	7,22	52,974	146,131	4,028	387,00	590,133	3,828	496,525	94,914	595,267	34,27	1,95	1,08	3,03	0,08	8,02	0,08	10,29	1,97	—
879	51—57	6,40	49,232	144,889	3,230	334,03	531,382	2,777	431,878	92,107	526,762	30,45	1,99	1,13	3,33	0,07	7,68	0,06	9,93	2,12	—
881	63—69	7,15	52,557	151,695	5,347	334,430	544,029	3,553	485,404	61,868	550,825	31,18	1,81	0,97	2,81	0,10	6,21	0,07	9,00	1,15	—
882	63—69	7,28	53,215	142,255	3,819	325,864	525,153	3,371	457,461	61,310	552,142	29,82	1,84	1,00	2,68	0,07	6,14	0,06	8,63	1,16	—
883	63—69	6,78	52,397	130,742	4,104	313,721	500,964	2,869	445,779	61,101	509,749	28,93	1,83	—	—	—	—	—	—	—	—
884	69—75	6,50	57,407	134,758	3,836	322,571	518,572	2,197	452,752	58,560	513,509	29,35	1,83	1,21	2,83	0,08	6,77	0,05	9,51	1,30	—
886	69—75	7,22	61,826	148,564	2,601	316,885	529,876	2,795	456,670	63,930	522,795	34,05	1,72	1,28	3,07	0,05	6,55	0,06	9,44	1,32	—
887	81—87	7,32	105,377	188,555	6,951	401,753	702,636	1,908	643,347	64,496	709,751	39,44	1,73	1,17	2,09	0,08	4,45	0,02	7,12	0,71	—
888	81—87	6,98	78,118	139,820	4,672	307,769	530,379	1,935	494,100	44,920	540,955	30,33	1,73	—	—	—	—	—	—	—	—
890	87—93	7,38	72,311	105,864	4,671	236,305	419,151	2,142	382,976	42,813	427,931	24,17	1,78	1,20	1,75	0,08	3,92	0,04	6,35	0,71	—

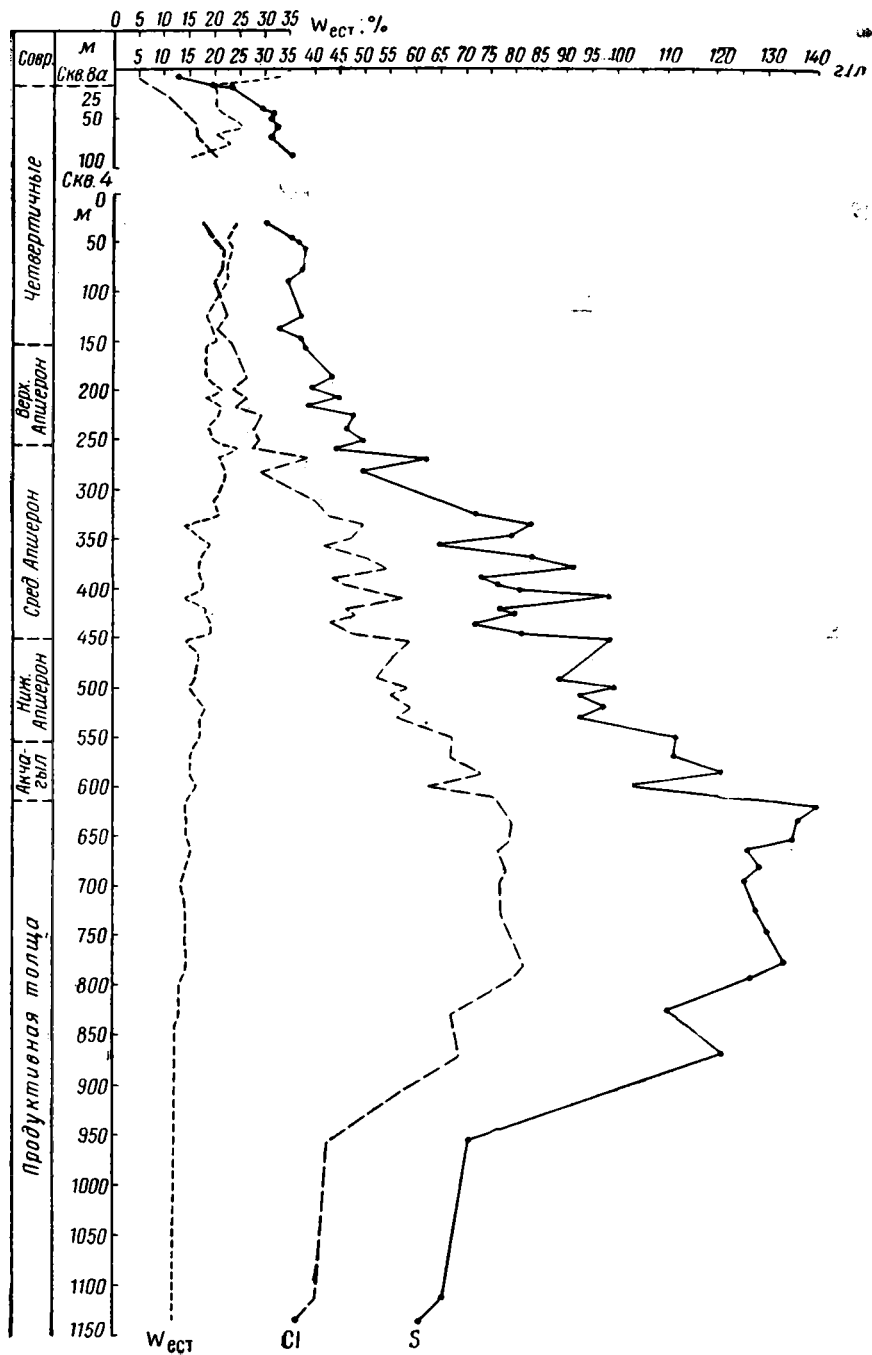
Скважина 4

4	25—31	7,60	47,672	87,400	3,366	356,196	494,634	8,326	433,756	58,674	500,756	29,05	1,89	0,49	1,72	0,06	7,02	0,16	8,35	1,16	—
9	31—37	7,20	53,337	93,338	3,639	370,892	521,206	2,592	493,106	31,655	527,353	30,04	1,72	1,18	2,06	0,08	8,19	0,05	10,99	0,70	—
11	37—43	7,69	52,034	89,500	3,877	415,359	560,770	5,352	532,176	19,997	557,525	34,98	1,85	1,00	1,73	0,07	8,04	0,08	10,31	0,38	—
13	49—55	7,71	56,845	82,966	3,764	460,628	604,203	3,875	596,491	14,667	615,033	37,24	1,76	1,18	1,72	0,08	9,55	0,08	12,38	0,30	—
16	73—79	7,43	49,363	92,207	4,393	492,252	638,215	7,302	591,086	45,685	644,073	37,20	1,78	1,02	1,91	0,09	10,22	0,07	12,27	0,93	—

Таблица 1 (окончание)

Геологический возраст	№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	В мг-экв/л												Сумм. Магн./100 г породы						
			pH	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	\sum катионов	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	\sum анионов	Сумм. Магн. (S, %)	$\frac{S}{Cl}$	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
	18	73—85	7,35	36,757	71,325	4,357	470,344	584,783	4,140	567,440	17,175	588,755	33,84	1,68	0,77	1,39	0,08	9,17	0,08	11,06	0,33
	26	121—127	7,06	47,672	100,199	3,225	497,463	648,560	1,415	625,582	16,418	643,415	37,17	1,68	0,81	1,70	0,05	8,45	0,02	10,63	0,28
	29	133—139	7,42	44,089	92,588	2,790	433,473	572,940	6,049	561,546	5,784	573,349	32,65	1,64	0,74	1,55	0,05	7,31	0,01	9,47	0,19
	35	145—151	7,00	47,666	107,294	3,634	486,002	644,605	0,744	636,301	16,199	653,244	36,97	1,64	0,85	1,91	0,06	8,67	0,01	11,34	0,28
	40	151—157	7,30	51,413	118,675	4,625	491,825	666,542	1,674	641,793	18,567	662,034	37,71	1,66	0,79	1,82	0,07	7,56	0,03	9,88	0,29
	47	181—187	6,88	78,842	169,981	4,678	501,65	755,151	1,262	737,717	27,111	766,090	42,91	1,64	1,29	2,77	0,08	8,22	0,02	12,09	0,44
	53	193—199	6,78	69,785	159,179	4,078	463,71	695,752	0,816	657,536	27,649	686,001	38,82	1,66	1,24	2,87	0,07	8,38	0,01	11,87	0,49
	57	199—205	6,90	85,915	172,804	5,408	512,446	776,573	0,351	737,95	36,733	775,034	43,71	1,67	1,33	2,68	0,08	7,93	0,005	11,42	0,57
	63	211—217	7,38	78,393	149,358	5,709	460,490	693,890	4,324	663,133	26,340	693,797	37,81	1,61	1,37	2,62	0,13	8,09	0,07	11,65	0,46
	68	217—223	7,55	106,435	195,728	5,318	524,012	831,493	4,505	811,035	32,102	847,642	47,35	1,65	1,82	3,35	0,08	9,00	0,08	13,79	0,69
	72	241—247	6,74	115,959	194,546	5,553	495,387	811,445	0,654	771,232	45,789	817,675	45,87	1,68	1,91	3,39	0,09	8,24	0,01	12,84	0,77
	75	247—253	7,04	130,269	204,248	6,604	523,981	865,102	0,805	800,685	70,436	871,916	49,19	1,73	2,26	3,54	0,17	9,11	0,01	13,80	1,23
	79	253—259	7,37	108,139	198,661	5,388	475,058	787,246	2,717	755,922	26,117	794,756	44,30	1,63	2,36	4,32	0,17	10,36	0,06	16,71	0,56
	81	259—265	7,22	163,22	215,78	5,100	709,71	1093,81	1,728	1069,274	26,804	1097,806	61,67	1,63	2,72	3,60	0,08	11,82	0,03	17,82	0,45
	86	271—277	7,20	126,68	192,55	4,676	532,53	856,436	2,54	781,35	83,74	867,63	48,25	1,77	2,28	3,47	0,07	9,57	0,04	14,02	1,15
	107	307—313	7,50	120,26	181,82	6,201	764,26	1072,541	3,231	1110,32	53,35	1166,901	64,47	1,80	1,95	2,96	0,10	12,43	0,05	18,06	0,86
	112	319—325	—	135,270	163,950	6,349	943,05	1248,664	—	1189,48	57,03	1246,51	71,45	1,64	2,29	2,79	0,11	16,02	—	20,20	0,96
	120	331—337	7,12	183,734	148,797	4,625	1120,03	1457,774	1,664	1371,52	53,01	1426,194	82,61	1,69	2,18	1,77	0,05	13,36	0,02	16,34	0,63
	125	337—343	6,35	143,28	131,170	4,721	1100,53	1379,201	1,660	1334,55	25,76	1361,47	78,47	1,66	2,12	1,95	0,07	16,35	0,02	19,82	0,38
	130	349—355	7,20	287,71	235,19	9,06	1846,37	2378,33	Нет	2316,95	27,60	2344,55	134,92	1,64	3,54	2,89	0,11	22,69	Нет	28,47	0,33
	132	349—355	7,37	130,999	96,849	4,145	977,88	1209,873	1,379	1158,532	30,039	1189,95	68,97	1,68	2,15	1,58	0,08	16,02	0,02	18,87	0,49
	139	361—367	7,22	162,50	127,49	4,930	1128,68	1423,60	1,220	1412,94	29,949	1444,109	82,52	1,65	2,38	1,87	0,07	16,59	0,02	20,78	0,44
	143	373—379	6,67	170,89	124,174	3,926	1300,47	1599,46	1,169	1540,95	32,44	1574,559	91,20	1,67	1,91	1,38	0,04	14,51	0,01	17,20	0,36
	144	373—379	7,20	131,067	115,925	4,019	1012,036	1263,047	2,778	1218,50	34,441	1255,72	72,44	1,68	2,02	1,79	0,06	15,66	0,04	18,85	0,53
	146	379—385	7,39	140,028	119,302	4,115	1060,01	1323,455	1,259	1270,81	31,19	1303,26	75,36	1,67	2,16	1,84	0,06	16,41	0,02	19,67	0,48
	147	391—397	6,74	166,887	101,723	4,811	1108,84	1382,261	0,660	1357,94	30,54	1389,14	79,93	1,66	2,53	1,54	0,07	16,83	0,01	20,61	0,47
	151	403—409	6,70	213,55	117,85	4,302	1370,31	1706,012	0,600	1634,07	45,47	1680,14	97,46	1,68	2,52	1,39	0,05	16,19	0,007	19,31	0,54

	156	415—421	7,05	149,45	110,45	5,288	1045,28	1310,81	1,411	1272,20	42,61	1316,22	75,75	1,68	2,31	1,72	0,08	16,24	0,02	19,78	0,66	
	162	421—427	7,45	161,71	117,23	5,818	1105,38	1390,14	1,979	1328,78	35,25	1366,00	79,18	1,68	2,38	1,72	0,08	16,29	0,03	19,59	0,51	
	163	427—433	7,45	152,16	78,47	4,59	1001,93	1237,15	1,913	1187,53	39,127	1228,57	71,25	1,69	2,56	1,32	0,08	16,86	0,03	19,97	0,66	
	170	445—451	6,97	162,35	111,29	4,48	1122,88	1401,00	1,750	1326,53	59,59	1387,86	80,49	1,71	2,64	1,81	0,07	19,30	0,03	21,63	0,97	
Нижний апшерон	175	451—463	6,75	225,903	129,184	5,219	1350,82	1711,13	0,230	1640,800	53,71	1694,74	98,04	1,69	2,63	1,50	0,06	15,72	0,002	19,10	0,62	
	178	463—469	6,88	209,76	125,78	6,34	1281,15	1623,03	1,04	1563,10	49,80	1613,94	93,32	1,68	2,72	1,63	0,08	16,64	0,01	20,30	0,65	
	179	487—493	6,75	206,00	111,98	6,75	1205,37	1530,10	1,08	1472,76	48,20	1522,04	88,07	1,69	2,77	1,51	0,09	16,24	0,01	19,85	0,65	
	185	493—499	6,62	228,56	135,08	4,87	1359,63	1728,14	0,931	1643,87	58,03	1702,83	99,81	1,69	3,00	1,76	0,06	17,80	0,01	21,54	0,76	
	187	499—505	6,68	208,568	135,312	5,970	1248,80	1598,65	1,041	1536,72	55,55	1602,68	91,89	1,69	2,86	1,83	0,08	17,12	0,01	21,07	0,76	
	193	517—523	—	239,45	130,30	5,46	1307,57	1682,78	—	1663,90	31,29	1695,19	97,17	1,65	3,34	1,82	0,08	18,25	—	23,24	0,45	
	198	523—535	6,60	219,02	112,52	4,67	1258,87	1595,09	0,976	1530,95	42,05	1573,98	91,26	1,68	3,11	1,60	0,07	17,88	0,01	21,74	0,59	
	204	535—544	6,60	219,921	118,338	5,571	1267,38	1611,210	0,665	1563,99	27,09	1591,745	91,96	1,66	3,03	1,63	0,08	17,47	0,009	21,57	0,37	
	215	550—559	—	284,36	133,01	6,39	1514,80	1938,56	0,42	1879,13	35,29	1914,84	110,68	1,66	3,94	1,84	0,09	21,01	0,006	26,06	0,49	
	Ачкагыл	219	559—571	6,83	289,91	139,89	5,99	1479,67	1915,46	0,52	1872,84	45,43	1918,79	110,30	1,66	3,53	1,70	0,07	18,03	0,006	22,83	0,55
226		577—589	6,35	299,95	141,27	5,83	1653,52	2100,57	0,933	2049,70	26,05	2076,68	119,97	1,65	3,89	1,83	0,07	21,48	0,01	26,61	0,34	
233		589—598	6,62	251,08	150,22	4,124	1390,59	1796,01	0,654	1741,10	27,76	1769,51	102,11	1,65	3,40	2,03	0,06	18,85	0,009	23,61	0,37	
236		604—610	6,58	306,85	157,75	6,872	1676,61	2141,21	0,915	2131,41	24,59	2156,91	123,71	1,65	4,22	2,17	0,09	23,04	0,01	29,28	0,34	
Продуктивная толща	240	616—623	6,53	314,87	178,15	1929,21	2422,22	0,686	2398,30	23,92	2422,22	139,50	1,64	3,58	1,85	—	21,28	0,007	26,45	0,26		
	253	637—644	6,10	351,58	146,24	1753,86	2251,68	0,393	2216,51	3428	2251,18	129,40	1,65	3,71	1,54	—	18,52	0,004	23,41	0,30		
	255	652—658	6,10	320,84	136,26	4,110	1782,71	2243,92	0,571	2192,75	31,86	2225,18	128,56	1,65	3,50	1,48	0,05	19,43	0,006	23,90	0,35	
	258	658—665	6,90	314,34	146,89	4,106	1693,58	2158,92	0,931	2145,00	29,60	2175,53	124,73	1,64	3,58	1,67	0,04	19,31	0,010	24,45	0,34	
	268	681—668	—	330,53	180,34	3,288	1711,40	2225,56	He	2177,00	34,90	2211,90	126,97	1,65	—	—	—	—	—	—	—	
									опр.													
	274	695—703	6,57	302,12	177,59	4,146	1682,44	2166,30	0,732	2138,95	26,62	2166,30	124,24	1,64	3,14	1,83	0,04	17,43	0,007	22,16	0,27	
	287	731—738	6,45	305,47	159,26	3,546	1717,80	2186,08	0,663	2145,75	39,67	2186,08	125,73	1,65	3,56	1,86	0,04	20,02	0,008	25,02	0,46	
	319	780—787	—	363,23	196,69	3,44	1738,82	2302,18	0,395	2263,41	38,38	2302,18	131,92	1,64	3,85	2,09	0,04	18,45	0,004	24,01	0,41	
	322	794—801	—	371,09	162,23	1668,24	2201,90	He	2154,83	47,07	2201,90	126,58	1,65	2,94	1,45	—	15,23	—	19,20	—	0,42	
									опр.													
	346	836—843	—	275,69	172,75	6,70	1417,28	1872,42	То же	1853,86	31,85	1885,71	107,87	1,64	2,57	1,47	0,06	12,75	—	16,69	0,29	
	359	871—878	—	399,44	160,72	1500,14	2050,30	0,80	2008,65	40,85	2050,30	119,43	1,76	3,59	1,45	—	13,50	0,007	18,08	—	0,45	
	413	952—960	—	247,60	86,63	6,17	837,74	1178,14	0,46	1148,70	39,5	1186,66	68,18	1,67	2,23	0,78	0,05	7,55	0,04	10,34	0,35	
507	1115—1121	7,45	169,03	73,27	4,17	859,20	1105,67	He	1060,82	33,78	1094,60	63,44	1,68	1,42	0,61	0,04	7,20	—	8,89	—	0,28	
								опр.														
513	1130—1132	—	196,68	64,59	4,86	735,76	1001,89	То же	967,40	44,30	1011,72	58,27	1,69	1,57	0,52	0,04	5,89	—	7,70	—	0,35	



Фиг. 2. Соленость (S) и хлорность поровых вод и естественная влажность ($W_{ест}$) пород по разрезу скв. 4 и 8а

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД

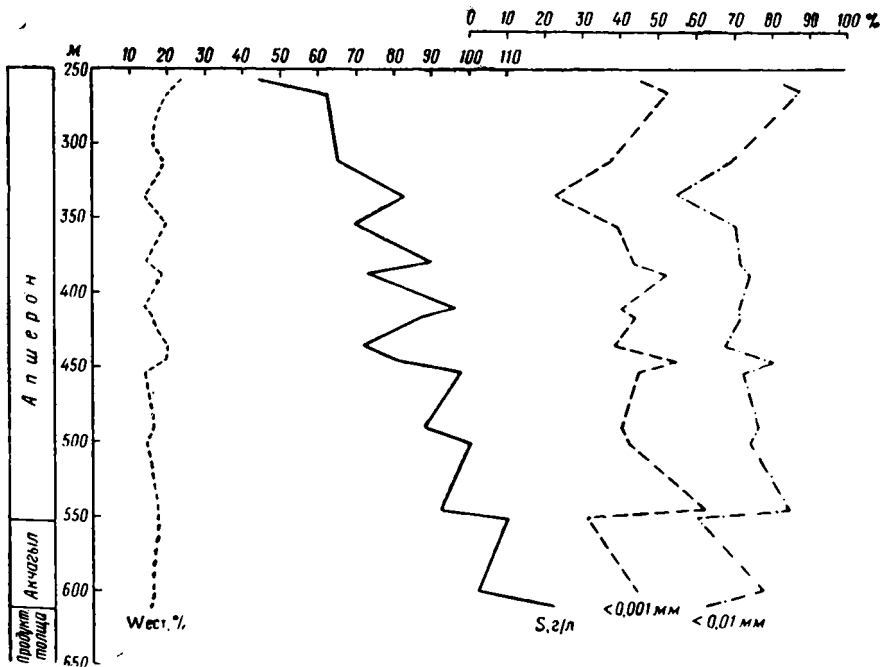
Химический состав поровых вод многообразен и весьма динамичен. В данной работе изучено распределение ионов Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} в поровых водах осадков различного возраста (табл. 1).

Рассмотрение динамики химического состава поровых вод начнем с описания изменений солёности. Сумма ионов, выраженная в граммах на литр (г/л), определяет минерализацию или солёность поровых растворов, которая в дальнейшем будет обозначаться S .

Изменение общей солёности раствора

Солёность воды Каспия (в месте отбора образцов) составляет $13,1 \text{ г/л}$. В поровой воде илов до глубины $3,0 \text{ м}$ солёность практически та же, что и в воде Каспия. С глубины 3 м , по мере перехода от молодых новокаспийских отложений к более древним верхнеплиоценовым, солёность поровых вод возрастает и на глубине 620 м достигает максимальной величины — 139 г/л , которая затем удерживается в интервале от 620 до 875 м в пределах продуктивной толщи. С 875 м и до конца разреза солёность порового раствора уменьшается и на глубине 1138 м (нижний из анализируемых образцов) составляет всего 58 г/л .

Таким образом, солёность поровых вод в современных и глубоко залегающих древних осадках (плиоценовых) меняется своеобразно: вначале она резко возрастает, затем падает. Как видно на фиг. 2, нарастание солёности в интервале $3—620 \text{ м}$ происходит не плавно и постепенно, а скачкообразно, с увеличениями и спадами между соседними образцами (в интервалах $2—10 \text{ м}$). На фиг. 3 изменения солёности (S) сопоставлены с содержанием пелитовых фракций ($<0,01$ и $<0,001$), причем для сравнения были отобраны образцы, показавшие наиболее резкие изменения солёности и хлорности. Оказалось, что солёность поровых вод выше в породах более



Фиг. 3. Солёность (S) поровых вод, естественная влажность ($W_{\text{ест}}$) и содержание пелитовых фракций ($<0,01$ и $0,001 \text{ мм}$) вмещающих пород по разрезу скв. 4

грубого гранулометрического состава, характеризующихся меньшим содержанием пелитовых частиц. Можно наметить (см. фиг. 3) как бы две сглаженные линии: первую с большей соленостью, связанную чаще с более алевритовыми породами, и вторую с меньшей соленостью, связанную с более глинистыми породами. Таким образом, можно отметить, что скачкообразный характер изменения солености поровых вод контролируется чаще всего гранулометрическим составом вмещающих пород.

Очень важный факт вскрывается при сопоставлении минерализации поровых вод с изменением естественной влажности пород — прямой зависимости нет (фиг. 2). Действительно, при уменьшении естественной влажности всего лишь с 20 до 15% соленость поровых растворов возрастает

Таблица 2

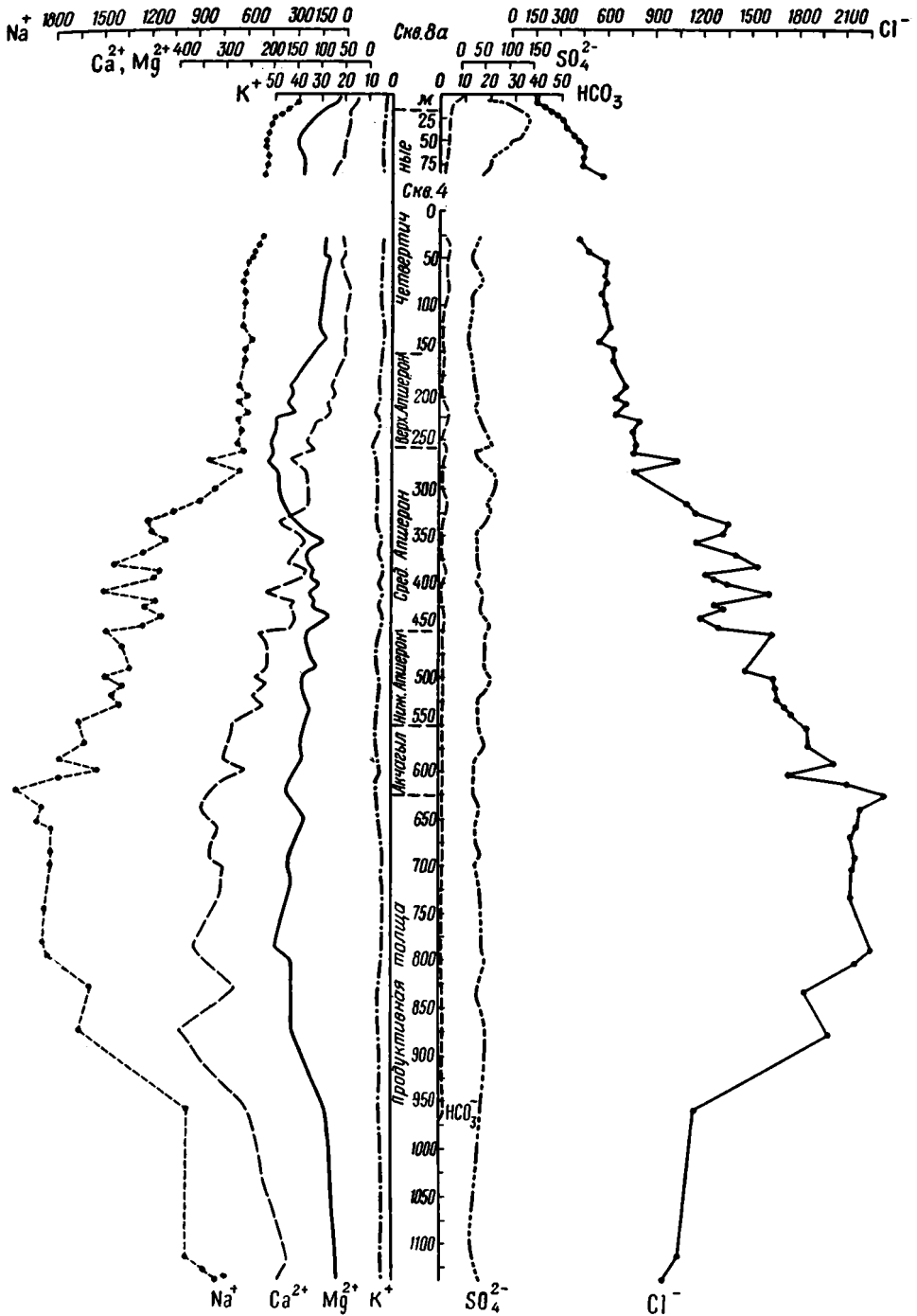
Соленость поровых вод и естественная влажность пород (скв. 4)

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	$W_{\text{ест.}} \%$	$S, \text{ г/л}$	№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	$W_{\text{ест.}} \%$	$S, \text{ г/л}$
52	193—199	20,75	38,82	47	181—187	18,04	42,91
53	193—199	20,69	39,07	57	199—205	18,14	43,71
68	217—223	20,43	47,35	72	241—247	18,43	45,87
81	259—265	20,50	61,67	156	415—421	18,59	75,75
112	319—325	20,96	71,45	162	421—427	18,15	79,18
75	247—253	19,44	49,19	125	337—343	17,29	78,47
107	307—313	19,49	64,47	139	361—367	17,22	82,52
132	349—355	19,26	68,97	147	391—397	17,52	79,93
163	427—433	19,58	71,15	198	525—535	17,23	91,26
170	445—451	19,12	80,49				

с 60,0 до 139,0 г/л. С глубины 450 м естественная влажность осадков ($W_{\text{ест.}}$) почти не меняется, но соленость поровых растворов продолжает интенсивно увеличиваться. В табл. 2 показано содержание воды в образцах, взятых с различных глубин, и соленость поровых растворов, отжатых из этих же образцов. Цифры показывают, что при одинаковой влажности осадочных пород соленость поровых растворов в них весьма различна. Корреляция между соленостью поровых вод и естественной влажностью пород отсутствует как в интервале непрерывного нарастания солености (до глубины 875 м), так и в интервале резкого падения концентрации порового раствора (875—1200 м).

Изменение анионной части поровых вод

На фоне увеличения общей солености происходят изменения в анионной и катионной частях поровых вод. Среди анионов Cl^- резко преобладает над SO_4^{2-} и особенно над HCO_3^- . Изменения содержания хлора аналогичны изменению общей солености поровой воды (фиг. 2). До глубины 3,0 м количество Cl^- в поровых водах и в воде Каспия одинаково (см. табл. 1). Ниже 3,0 м количество Cl^- возрастает, и к 616 м его содержание в поровой воде достигает максимальной величины — 2398,3 мг-экв/л. Эта величина в 15,5 раза превышает его количество в поровой воде Каспия и современных осадках. В верхней части продуктивной толщи, в интервале глубины 616—875 м максимум Cl^- сохраняется. С глубины 875 м и до конца разреза происходит весьма заметное уменьшение концентрации Cl^- в поровых водах, до 967,2 мг-экв/л (34 г/л). Как видно на фиг. 2 и 4,



Фиг. 4. Химический состав поровых вод в породах по разрезу скв. 8а и 4 (в мг-экв/л)

изменение количества хлора в поровых водах, как и изменение солёности, происходит не плавно, а скачкообразно, с резкими увеличениями и уменьшениями. На разных участках скважины (до глубины 875 м) увеличение Cl^- происходит с различной интенсивностью. Сравнительно равномерное увеличение Cl^- наблюдается в поровых водах до глубины 331 м. В интервале глубин 331—616 м количество хлора нарастает особенно быстро. С 616 м до глубины 875 м его концентрация в поровых водах почти не изменяется. Лишь в нижней части этого интервала можно отметить небольшое уменьшение содержания Cl^- в поровой воде. С глубины 875 м его концентрация в поровых водах резко уменьшается.

Несмотря на одинаковую закономерность общего изменения хлорности и солёности с возрастанием глубины, данные табл. 1 позволяют отметить, что увеличение концентрации Cl^- в поровых водах происходит быстрее, чем увеличение их солёности. Так, к глубине 616 м количество Cl^- изменяется с 5,5 до 85,0 г/л, т. е. увеличивается в 15,5 раза, величина солёности изменяется к этой глубине с 13,1 до 139,0 г/л, т. е. всего в 10,5 раза.

Хлор является элементом, практически не участвующим в сложных геохимических взаимодействиях между жидкой и твердой фазой. Это дает право путем сравнения величины хлора с величинами других ионов, находящихся в поровом растворе, судить о степени участия этих элементов в том или ином химическом процессе.

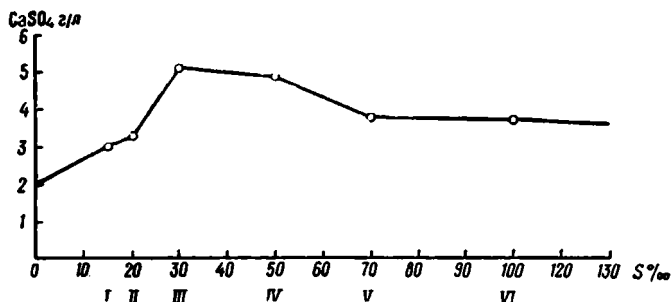
Рассмотрим изменения отношения $\frac{S}{\text{Cl}^-}$ в поровых водах, представленные в табл. 1. Отношение $\frac{S}{\text{Cl}^-}$ в воде Каспия равно 2,37. До глубины 33,0 м (скв. 8а) это отношение колеблется в небольших пределах и в среднем равняется 2,49. В интервале глубины 33—87 м отношение $\frac{S}{\text{Cl}^-}$ постепенно уменьшается до 1,68, и далее до конца разреза эта величина остается постоянной. Следовательно, характер изменения $\frac{S}{\text{Cl}^-}$ указывает на то, что с глубины 33 м увеличение солёности отстает от концентрации хлора, по-видимому, за счет участия ионов поровой воды в образовании аутигенных минералов.

Следующий анион поровых вод — SO_4^{2-} имеет отличный от хлора характер распределения по разрезу скважины. До глубины 3,0 м ион SO_4^{2-} в иловых водах, по сравнению с водой Каспия (60,97 мг-экв/л), содержится почти в том же количестве, составляя в среднем 58,0 мг-экв/л. Некоторое уменьшение его объясняется редукцией сульфатов в илах в процессе диagenеза.

В интервале глубины 3,0—9,0 м количество сульфатного иона увеличивается до 88,4 мг-экв/л (скв. 8а). На глубине 27 м отмечено самое высокое содержание SO_4^{2-} в поровых водах изучаемого разреза—146,0 мг-экв/л. Оно в 2,5 раза превышает его концентрацию в воде Каспия и в иловых водах (до 3 м). В дальнейшем, увеличение глубины и возраста не влияет на концентрацию SO_4^{2-} в поровых водах. Начиная с глубины 87 м в скв. 8а, с 25 м в скв. 4 (отложения бакинского яруса) и до глубины 875 м количество SO_4^{2-} в поровых водах остается практически постоянным с отдельными мелкими колебаниями около средней величины, которая равна 28 мг-экв/л. Некоторое увеличение сульфатного иона (до 83,4 мг-экв/л) отмечается лишь в образцах на глубине 240—500 м. Об особых причинах увеличения SO_4^{2-} в этом интервале будет сказано ниже. На участке интенсивного уменьшения солёности поровых вод с глубины 875 м количество иона SO_4^{2-} не уменьшается.

Для того чтобы найти объяснение особенностям распределения сульфатного иона в поровых водах, была изучена растворимость гипса в растворах, имитирующих поровые воды как по солёности, так и по солевому составу. В каждый из вариантов опыта (I, II, III, IV, V, VI) было внесено

различное количество химически чистого гипса (0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6 г CaSO_4 на 100 мл раствора). Приготовленные таким образом растворы оставляли при комнатной температуре, изменяющейся в пределах 20—22° С. Для ускорения растворения гипса приготовленные смеси ежедневно встряхивались в течение 9 мин. Для определения сульфатного иона из опытных растворов было проведено три отбора проб с интервалом между каждым последующим отбором в 10 дней. Содержание SO_4^{2-} в пробе раствора определялось весовым методом из объема 5,0 мл. Результаты опыта приведены на фиг. 5.



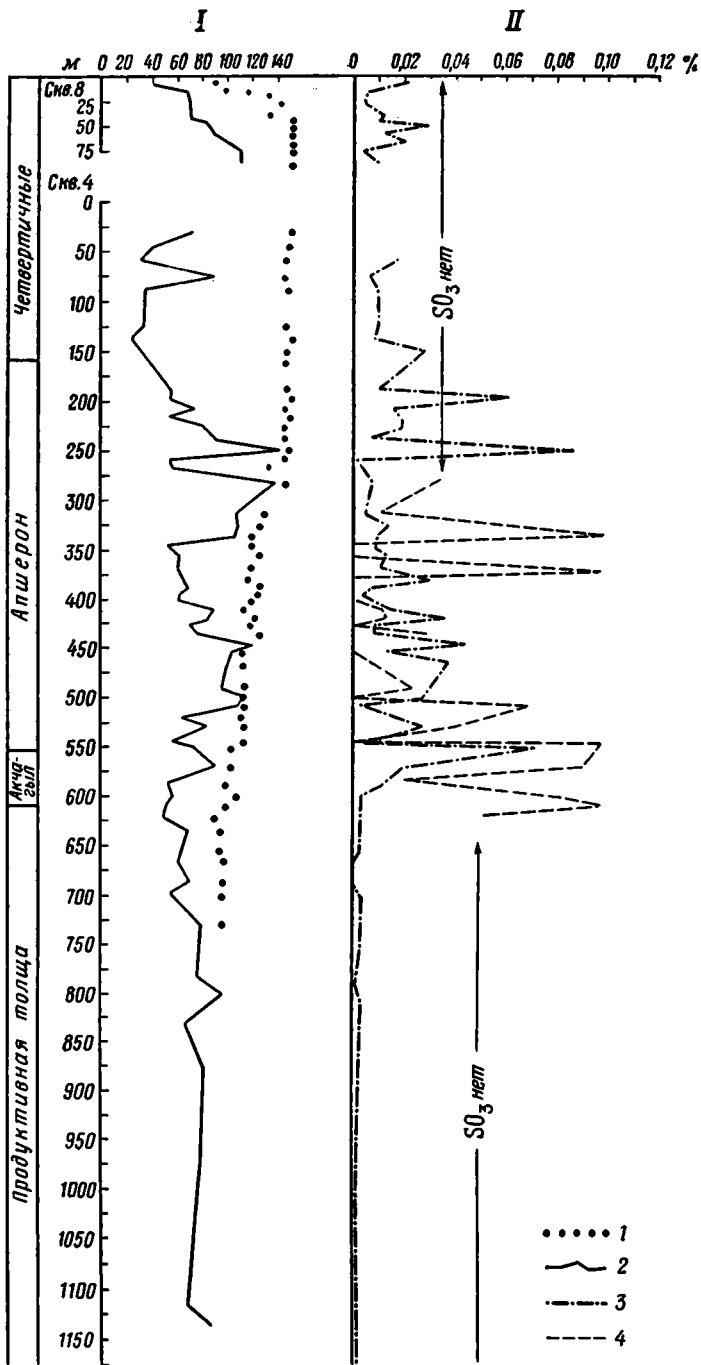
Фиг. 5. Предел растворимости CaSO_4 в зависимости от степени минерализации порового раствора (в г/л). I—VI — номера опытов.

Как видно на фиг. 5, с увеличением солености раствора растворимость в нем CaSO_4 довольно быстро повышается. При условиях опыта в воде растворилось всего 2,0 г/л CaSO_4 ; в испытуемом растворе с соленостью 30 г/л растворилось 5,1 г/л. В растворах с соленостью от 30 до 50 г/л растворимость гипса почти не изменяется. При дальнейшем увеличении солености приготовленных растворов растворимость гипса медленно понижается и при солености, равной 100 г/л, составляет 4,2 г/л. Проведенный опыт свидетельствует о том, что растворимость гипса в многокомпонентном растворе зависит от состава солей и величины его солености.

Сравнение количества CaSO_4 поровых вод с растворимостью гипса в искусственных растворах такой же минерализации, как и в поровых водах, показывает, что на протяжении всего разреза скважины концентрация сульфат-иона находится ниже предела растворимости гипса (фиг. 6). Следовательно, связывать увеличение иона SO_4^{2-} (21—45 м) в поровом растворе с растворимостью гипса до насыщения нельзя. Дальнейшее уменьшение содержания SO_4^{2-} также не может быть объяснено выпадением $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в осадок из пересыщенного порового раствора.

Второе увеличение содержания иона SO_4^{2-} в интервале глубин 240—500 м (фиг. 6) может быть объяснено следующим образом. Как известно, гидротроилит обладает способностью легко и быстро окисляться до FeSO_4 , что ведет к увеличению концентрации иона SO_4^{2-} в поровых водах. Окисление же гидротроилита в нашем случае происходит при загрузке породы в пресс-форму и при последующем длительном (5—7 суток) отжиге поровых вод, в результате чего концентрация сульфатного иона в поровой воде возрастает. Поэтому можно думать, что повышенное содержание SO_4^{2-} в поровой воде в интервале глубин 240—500 м связано не с истинным содержанием его в природной поровой воде, а является результатом побочных процессов окисления, происходящих в процессе загрузки и отжима порового раствора.

В подтверждение сказанному был проведен опыт, заключающийся в следующем. В образце илов Черного моря было определено количество



Фиг. 6. Сопоставление растворимости гипса в солевом растворе и его содержания в поровой воде (I) с содержанием FeS и SO_3 в породах (II) по разрезу скв. 4 и 8а.

1 — предел растворимости CaSO_4 при данной минерализации (результаты опыта);
 2 — содержание CaSO_4 в поровой воде (в мг-экв/л); 3 — содержание FeS (в %);
 4 — содержание SO_3 (в %)

гидротроилита до и после отжима поровых вод (отжим производился в течение 6 дней). Содержание гидротроилита изменилось с 0,047 % (до отжима) до 0,017 % (после отжима). Уменьшение Fe на 0,030 % в результате окисления может привести к дополнительному появлению SO_4^{2-} в поровом растворе в количестве ~ 50 мг-экв/л.

Вернемся к рассмотрению поведения анионов. Как видно на фиг. 4, в поровых водах до глубины 3,0 м имеет место увеличение количества HCO_3^- (с 3,5 до 8,7 мг-экв/л), которое происходит как за счет растворения CaCO_3 , так и за счет редукции сульфатов в процессе диагенеза. С глубины 3,0 м и до глубины 121 м количество HCO_3^- постепенно уменьшается до величины 1,4 мг-экв/л. В поровых водах более древних отложений до глубины 523 м количество HCO_3^- колеблется от 0,60 до 3,0 мг-экв/л, в среднем равняясь 1,5 мг-экв/л. Ниже 523 м и до конца разреза содержание HCO_3^- изменяется в пределах от 0,39 до 0,97 мг-экв/л.

Таким образом, в отличие от SO_4^{2-} и особенно Cl^- в распределении HCO_3^- в поровых водах по разрезу скв. 4 нельзя выделить каких-либо четко очерченных этапов изменения концентрации. Кривая HCO_3^- также отличается от кривых SO_4^{2-} и Cl^- : после прироста концентрации HCO_3^- в верхних 3 м (илы) с увеличением глубины она постепенно уменьшается. Последнее объясняется, по-видимому, выпадением карбонатов в осадок.

Изменения в катионной части поровых вод

Подобно анионам, изменяются концентрации и соотношения между щелочными и щелочноземельными катионами (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}). Исключение представляет калий (K^+), количество которого в поровых водах практически не изменяется на протяжении всего разреза, в среднем составляя 4—6 мг-экв/л. Среди катионов Na^+ значительно преобладает над другими катионами.

Увеличение концентрации Na^+ в поровых растворах идет почти параллельно с увеличением концентрации Cl^- и происходит интенсивнее, чем увеличение количества щелочноземельных катионов. До глубины 331 м увеличение Na^+ , так же как и хлора, происходит медленно. Наиболее быстрое увеличение наблюдается в интервале 331—616 м. На глубине 616 м (обр. 240) в поровых водах из верхних слоев продуктивной толщи наблюдается максимальное количество натрия (1920 мг-экв/л) и хлора (2398,3 мг-экв/л). В интервале глубин от 616 до 875 м (максимум солености) количество натрия в поровых растворах колеблется от 1753,9 до 1711,4 мг-экв/л. На участке спада солености с 875 м и до конца разреза его содержание уменьшается вместе с уменьшением общей минерализации поровых вод.

Как видно на фиг. 4, изменения количества Na^+ происходят не плавно, а с резко выраженными спадами и увеличениями между соседними интервалами. Несмотря на почти параллельный характер изменений концентрации ионов Na^+ и Cl^- в поровых водах, нарастание количества Na^+ несколько отстает от роста Cl^- . К глубине 616 м содержание Na^+ в поровых водах увеличивается в 13,9 раза, а количество Cl^- — в 15,5 раза. Отмеченное расхождение в скорости увеличения концентрации Na^+ и Cl^- в поровых водах особенно заметно в интервале глубины 51—331 м. Так, отношение $\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ по сравнению с водой Каспия, где оно равно 0,88 (табл. 3), на этом участке понижается в среднем до 0,74. Это уменьшение количества Na^+ в поровых водах по сравнению с Cl^- вызвано, по-видимому, участием Na^+ в физико-химических реакциях обмена с поглощающим комплексом пород.

Солевой состав поровых вод современных, четвертичных и средне-верхнеплиоценовых отложений Аляты-море

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	мг-экв/л							% мг-экв							Геохимические коэффициенты		
		Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	MgCl ₂	CaCl ₂	KCl	NaCl	Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	MgCl ₂	CaCl ₂	KCl	NaCl	Na Cl	Cl—Na Mg	Ca Mg
	Вода Каспия	7,14	27,36	94,58	31,10	Нет	7,62	275,46	1,61	6,17	21,34	7,01	Нет	1,72	62,15	0,88	0,28	0,27
Скважина 8 в																		
78	0—3	12,56	21,94	88,70	33,20	Нет	8,60	271,60	2,88	5,01	20,32	7,60	Нет	1,97	62,22	0,87	0,32	0,28
79	0—3	13,18	20,72	96,88	21,38	»	8,82	266,86	3,10	4,84	22,63	5,00	»	2,06	62,37	0,88	0,29	0,29
80	0—3	16,22	18,22	101,76	24,16	»	8,94	270,12	3,69	4,15	23,16	5,50	»	2,03	61,47	0,89	0,27	0,27
81	0—3	17,88	17,24	104,56	16,20	»	9,92	274,92	4,06	3,91	23,72	3,68	»	2,25	62,38	0,90	0,25	0,29
82	0—3	12,88	21,28	96,02	22,24	»	7,44	285,88	2,89	4,87	21,54	4,99	»	1,67	64,14	0,91	0,24	0,29
83	0—3	17,16	21,30	89,14	27,38	»	7,82	274,96	3,92	4,87	20,36	6,25	»	1,79	62,81	0,89	0,29	0,33
84	0—3	17,40	20,40	90,94	25,40	»	8,82	270,12	4,01	4,71	21,01	5,86	»	2,04	62,37	0,87	0,33	0,32
85	0—3	13,52	23,82	91,30	26,76	»	8,66	285,08	3,01	5,30	20,33	5,96	»	1,93	63,47	0,88	0,34	0,33
87	0—3	13,40	22,66	94,92	27,90	»	7,96	292,92	2,91	4,93	20,65	6,07	»	1,73	63,71	0,89	0,29	0,29
93	8—9	10,16	51,60	104,78	33,80	»	7,48	331,52	1,87	9,57	19,43	6,27	»	1,39	61,47	0,88	0,34	0,46
94	8—9	8,04	53,76	103,12	36,30	»	8,96	333,96	1,48	9,88	18,95	6,67	»	1,65	61,37	0,87	0,36	0,45
95	9—12	6,96	56,32	102,56	39,82	»	9,22	337,32	1,26	10,20	18,57	7,21	»	1,67	61,09	0,86	0,40	0,45
96	9—12	7,36	62,50	114,74	27,44	»	7,48	346,94	1,30	11,03	20,26	4,84	»	1,32	61,25	0,89	0,29	0,49
97	9—12	8,08	64,22	129,26	20,20	»	8,28	371,82	1,34	10,66	21,48	3,36	»	1,38	61,78	0,91	0,23	0,48
101	12—15	7,80	67,28	139,56	28,30	»	8,08	422,40	1,16	9,99	20,73	4,20	»	1,20	62,72	0,92	0,21	0,45
105	15—18	7,68	64,74	178,26	18,14	»	9,56	475,80	1,02	8,58	23,63	2,41	»	1,27	63,09	0,94	0,16	0,37
110	71—77	8,08	101,06	46,14	170,34	»	10,98	600,06	0,86	10,79	4,93	18,19	»	1,17	64,06	0,76	0,85	0,50
112	71—77	4,42	69,62	Нет	230,40	47,96		689,05	0,42	6,69	—	22,12	4,61		66,16	0,71	1,21	0,53
Скважина 8а																		
853	0—9	10,94	39,88	136,86	3,90	Нет	11,20	310,14	2,13	7,77	26,68	0,76	Нет	2,18	60,46	0,97	0,73	0,36
855	9—15	7,16	68,84	142,78	35,50	»	6,78	419,08	1,05	10,12	20,99	5,22	»	0,99	61,62	0,90	0,26	0,43

856	9—15	8,98	68,48	143,20	27,82	Her	7,50	416,28	1,34	10,19	21,31	4,14	Her	1,11	61,94	0,93	0,17	0,45
857	9—15	11,88	63,54	175,34	6,74	»	6,14	458,24	1,64	8,80	24,28	0,93	»	0,85	63,48	0,97	0,07	0,41
858	15—21	7,22	68,88	187,10	15,54	»	7,18	503,26	0,91	8,73	23,71	1,97	»	0,91	63,77	0,97	0,08	0,37
859	15—21	9,14	67,76	189,24	27,70	»	5,10	527,88	1,10	8,20	22,88	3,35	»	0,62	63,84	0,96	0,11	0,35
861	21—27	7,12	64,68	174,20	46,80	»	7,54	562,56	0,83	7,50	20,17	5,42	»	0,87	65,21	0,92	0,23	0,32
862	21—27	5,52	64,98	198,44	23,66	»	5,96	600,80	0,61	7,22	22,06	2,64	»	0,66	66,80	0,97	0,10	0,32
863	21—27	10,60	59,40	198,52	29,04	»	7,30	566,26	1,22	6,82	22,79	3,33	»	0,84	65,00	0,95	0,12	0,31
864	21—27	6,64	69,20	224,70	20,96	»	5,78	615,04	0,70	7,34	23,85	2,22	»	0,61	65,27	0,94	0,16	0,21
865	21—27	6,36	74,34	201,00	36,08	»	6,92	606,90	0,68	7,98	21,57	3,87	»	0,74	65,16	0,92	0,20	0,24
866	27—33	5,74	70,72	184,82	52,62	»	7,08	604,86	0,62	7,64	19,96	5,68	»	0,76	65,33	0,90	0,27	0,22
867	27—33	5,06	70,56	168,88	50,40	»	6,18	591,42	0,57	7,90	18,92	5,65	»	0,69	66,26	0,90	0,30	0,24
868	39—42	6,30	85,96	185,42	103,64	»	6,60	670,60	0,59	8,12	17,52	9,79	»	0,62	63,35	0,85	0,40	0,32
869	39—45	7,28	70,20	149,90	103,74	»	6,56	642,62	0,74	7,16	15,29	10,58	»	0,67	65,55	0,84	0,48	0,20
870	39—45	5,84	89,92	167,34	153,76	»	6,66	682,72	0,53	8,13	15,13	13,90	»	0,60	61,71	0,80	0,51	0,30
871	39—45	6,32	87,30	156,68	148,04	»	7,44	686,86	0,58	7,99	14,34	13,55	»	0,68	62,86	0,82	0,49	0,31
872	45—51	6,26	87,42	130,04	165,46	»	7,56	674,28	0,58	8,16	12,14	15,45	»	0,70	62,96	0,78	0,65	0,32
874	45—51	6,30	78,78	117,94	160,32	»	5,88	639,00	0,62	7,81	11,70	15,90	»	0,58	63,38	0,80	0,59	0,30
876	51—57	6,86	85,26	109,76	205,42	»	8,50	699,30	0,62	7,64	9,84	18,42	»	0,76	62,71	0,76	0,69	0,29
877	51—57	5,46	82,98	95,28	195,62	»	8,52	653,46	0,52	7,94	9,15	18,78	»	0,82	62,75	0,76	0,72	0,30
878	51—57	7,66	98,28	91,54	200,72	»	8,06	774,00	0,65	8,33	7,75	17,01	»	0,68	65,58	0,78	0,75	0,36
879	51—57	5,54	92,92	91,28	198,50	»	6,46	658,80	0,53	8,82	8,66	18,84	»	0,61	62,53	0,77	0,67	0,34
881	63—69	7,10	98,02	25,72	277,66	»	10,68	668,86	0,65	9,01	2,36	25,52	»	0,98	61,47	0,69	0,99	0,35
882	63—69	6,74	99,68	22,94	261,56	»	7,64	645,72	0,65	9,54	2,20	25,05	»	0,73	61,83	0,71	0,92	0,37
883	63—69	5,74	99,04	23,16	238,32	»	8,20	627,42	0,57	9,88	2,31	23,79	»	0,82	62,62	0,70	1,01	0,40
884	69—75	4,40	110,40	6,72	262,80	»	7,68	635,04	0,43	10,75	0,65	25,59	»	0,75	61,83	0,71	0,97	0,43
886	69—75	5,58	108,06	9,80	287,32	»	5,20	620,82	0,54	10,42	0,94	27,71	»	0,50	59,88	0,69	0,94	0,42
887	81—87	3,82	128,98	Her	377,10	77,98	13,90	803,50	0,27	9,18	Her	26,83	5,55	0,99	57,18	0,62	1,28	0,56
889	81—87	3,86	89,84	»	279,64	62,54	9,34	615,52	0,36	8,47	»	26,36	5,89	0,88	58,03	0,62	1,33	0,56
890	87—93	4,28	85,62	»	211,72	54,72	9,34	472,60	0,51	10,21	»	25,25	6,53	1,11	56,37	0,62	1,38	0,58

Таблица 3 (окончание)

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	мг-экв/л							% мг-экв							Геохимические коэффициенты		
		Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	MgCl ₂	CaCl ₂	KCl	NaCl	Ca(HCO ₃) ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	MgCl ₂	CaCl ₂	KCl	NaCl	Na Cl	Cl—Na Mg	Ca Mg
Скважина 4																		
4	25—31	16,66	78,68	38,66	136,14	—	6,72	712,40	1,68	7,96	3,90	13,76	—	0,68	72,02	0,82	0,89	0,54
9	31—37	5,18	63,30	Нет	186,68	38,20	7,28	741,78	0,50	6,08	Нет	17,90	3,66	0,70	71,16	0,75	1,3	0,57
11	37—43	8,70	39,98	»	179,00	55,38	7,76	830,72	0,77	3,56	»	15,96	4,95	0,60	74,07	0,77	1,3	0,58
13	49—56	7,74	29,34	»	165,94	76,60	7,52	921,26	0,64	2,43	»	13,73	6,35	0,62	76,23	0,77	1,6	0,68
16	73—79	6,60	91,36	»	184,42	0,76	8,78	984,70	0,52	7,16	»	14,44	0,06	0,69	77,13	0,83	1,0	0,54
18	79—83	8,28	34,34	»	142,64	34,90	8,72	940,68	0,71	2,94	»	12,19	2,98	0,75	80,43	0,82	1,36	0,54
26	121—127	2,82	32,84	»	200,40	59,68	6,44	994,92	0,22	2,53	»	15,45	4,60	0,50	76,70	0,78	1,28	0,47
29	131—139	1,20	22,46	»	185,18	64,52	12,62	866,94	0,10	1,95	»	16,06	5,60	1,09	75,19	0,77	1,38	0,48
35	145—151	1,48	32,40	»	214,58	62,94	18,08	972,02	0,11	2,49	»	16,49	4,84	1,39	74,68	0,76	1,40	0,44
40	151—157	3,34	37,14	»	237,34	62,34	9,26	983,64	0,25	2,79	»	17,80	4,69	0,69	73,78	0,76	1,26	0,45
47	181—187	2,52	54,22	»	339,96	100,92	9,36	1003,30	0,16	3,59	»	22,50	6,68	0,61	66,46	0,68	1,39	0,46
53	193—199	1,64	55,30	»	318,36	80,62	8,16	927,42	0,12	3,97	»	22,88	5,79	0,60	66,64	0,70	1,21	0,43
57	199—205	0,70	73,46	»	345,60	97,66	10,82	1024,90	0,06	4,72	»	22,26	6,28	0,69	65,99	0,69	1,36	0,50
63	211—217	8,64	52,68	»	298,72	95,34	15,56	920,98	0,63	3,78	»	21,46	6,84	1,12	66,17	0,69	1,35	0,53
68	217—223	9,00	80,72	»	391,46	123,14	10,64	1048,02	0,54	4,85	»	23,53	7,40	0,63	63,05	0,64	1,46	0,54
72	241—247	1,30	91,58	»	389,10	139,04	11,10	990,78	0,08	5,64	»	23,98	8,57	0,68	61,05	0,65	1,42	0,59
75	247—253	1,60	140,86	»	408,50	118,06	19,30	1047,96	0,09	8,87	»	23,53	6,05	1,11	60,35	0,65	1,35	0,54
79	253—259	5,44	52,24	»	397,32	158,60	15,84	950,12	0,34	3,31	»	25,15	10,04	1,00	60,15	0,63	1,47	0,54
81	259—265	3,46	53,60	»	431,56	269,38	10,20	1419,42	0,15	2,45	»	19,72	12,30	0,47	64,88	0,66	1,66	0,78
86	271—277	5,08	128,38	»	385,10	119,90	9,36	1065,06	0,30	9,77	»	22,48	4,72	0,55	62,18	0,68	1,29	0,71
107	307—313	6,46	106,70	»	363,64	127,36	12,40	1528,52	0,30	4,97	»	16,95	5,93	0,57	71,28	0,69	1,90	0,66
112	319—325		107,06	»	327,90	156,48	12,78	1886,10		4,29	»	13,16	6,29	0,51	75,75	0,79	1,50	0,82
120	331—337	3,32	106,02	»	297,60	258,12	9,24	2221,16	0,11	3,63	»	10,20	8,85	0,32	76,88	0,82	1,69	1,30
125	337—343	2,32	51,52	»	262,34	237,36	9,44	2200,08	0,08	1,86	»	9,49	8,59	0,35	79,63	0,83	1,79	1,10
132	349—355	2,76	60,08	»	193,70	199,16	8,28	1954,56	0,11	2,48	»	8,01	8,23	0,35	80,82	0,84	1,86	1,35
139	361—367	2,44	59,90	»	254,98	262,66	9,86	2257,36	0,08	2,10	»	8,96	9,22	0,35	79,29	0,80	2,23	1,27

143	373—379	2,34	64,88	Her	248,34	274,56	7,86	2600,94	0,08	2,02	Her	7,76	8,58	0,25	81,31	0,89	1,94	1,37
144	379—355	5,56	68,88	»	231,84	187,70	8,04	2024,08	0,22	2,73	»	9,18	7,43	0,31	80,12	0,87	1,78	1,13
146	379—385	2,52	62,38	»	238,60	215,16	8,22	2120,02	0,09	2,36	»	9,01	8,13	0,32	80,09	0,83	1,77	1,17
147	391—397	1,32	61,08	»	203,44	271,38	9,62	2217,68	0,05	2,21	»	7,36	9,81	0,35	80,22	0,81	2,44	1,64
151	403—409	1,20	90,94	»	235,70	334,96	8,60	2740,62	0,04	2,67	»	6,91	9,82	0,25	80,32	0,84	2,23	1,81
156	415—421	2,82	85,22	»	221,58	210,86	10,58	2621,62	0,09	2,70	»	7,03	6,68	0,34	83,16	0,82	2,04	1,34
162	421—427	3,96	70,50	»	234,46	248,96	11,64	2210,76	0,14	2,54	»	8,43	8,95	0,42	79,52	0,89	1,90	1,37
163	427—433	3,82	78,26	»	156,94	222,24	9,18	2003,86	0,15	3,16	»	6,35	8,98	0,37	80,99	0,84	2,36	1,95
170	445—451	3,50	119,16	»	222,58	202,04	8,96	2245,76	0,12	4,25	»	7,94	7,22	0,32	80,15	0,86	1,82	1,45
175	451—463	0,46	107,42	»	258,36	343,92	10,44	2701,64	0,01	3,13	»	7,55	10,05	0,32	78,94	0,82	2,24	1,74
178	463—469	—	99,60	»	251,56	319,92	12,68	2562,30	—	3,07	»	7,75	9,86	0,39	78,93	—	—	—
179	487—493	2,16	96,40	»	223,96	313,44	13,50	2410,74	0,07	3,15	»	7,32	10,25	0,44	78,77	0,85	1,78	1,64
187	499—505	2,08	111,10	»	266,62	303,96	11,94	2497,60	0,07	3,48	»	8,35	9,52	0,37	78,21	0,81	2,20	1,54
193	517—523	—	62,58	»	260,60	353,74	10,92	2615,14	—	1,89	»	7,89	10,72	0,33	79,17	0,79	2,73	1,84
198	523—535	1,96	84,10	»	225,04	350,02	9,36	2517,74	0,06	2,64	»	7,06	10,93	0,29	78,97	0,82	3,41	1,95
204	535—544	1,32	54,18	»	236,68	384,34	11,14	2534,76	0,04	1,68	»	7,34	11,93	0,35	78,66	0,81	2,50	1,85
215	550—559	0,84	70,58	»	266,02	497,30	12,78	3029,60	0,02	1,82	»	6,86	12,82	0,33	78,15	0,81	2,74	2,14
219	559—571	1,04	90,86	»	279,78	487,92	11,98	2959,34	0,03	2,37	»	7,30	12,74	0,31	77,25	0,79	2,81	2,07
226	577—589	1,86	52,10	»	282,54	547,80	11,66	3307,04	0,04	1,24	»	6,73	13,03	0,28	78,68	0,81	2,80	2,12
233	589—598	1,30	55,52	»	300,44	445,34	8,24	2781,18	0,04	1,54	»	8,36	12,39	0,24	77,43	0,80	2,33	1,67
236	604—610	1,82	49,18	»	315,50	562,70	13,74	3353,22	0,04	1,15	»	7,34	13,10	0,32	78,05	0,79	2,88	1,94
240	616—623	1,38	47,84	»	336,30	600,52	—	3858,42	0,02	0,99	»	6,94	12,40	—	79,65	0,81	2,79	1,93
253	637—644	0,78	68,56	»	292,48	633,82	—	3507,72	0,02	1,52	»	6,50	14,07	—	77,89	0,79	3,16	2,40
255	648—658	1,14	63,72	»	272,52	576,82	8,22	3565,42	0,03	1,42	»	6,07	12,85	0,18	79,45	0,81	3,01	2,35
258	658—665	1,86	59,20	»	293,78	567,62	8,22	3387,16	0,04	1,37	»	6,80	13,16	0,19	78,44	0,79	3,07	2,14
268	681—688	—	69,80	»	328,78	591,26	6,56	3422,80	—	1,58	»	7,43	13,38	0,16	77,45	0,79	2,83	2,01
274	695—703	1,46	53,24	»	355,18	549,54	8,30	3364,88	0,03	1,23	»	8,20	12,69	0,19	77,66	0,79	2,58	1,70
287	731—738	1,32	79,34	»	318,52	530,28	7,10	3435,60	0,03	1,81	»	7,29	12,13	0,16	78,58	0,80	2,68	1,92
319	780—787	0,78	76,76	»	393,38	648,92	6,88	3477,64	0,02	1,67	»	8,54	14,10	0,15	75,52	0,78	2,67	1,85
322	794—801	—	94,14	»	324,46	565,96	—	3419,24	—	2,14	»	7,37	12,85	—	77,64	0,79	2,74	2,03
346	836—843	—	63,70	»	325,50	507,68	13,40	2834,56	—	1,70	»	8,70	13,55	0,35	75,70	0,76	2,68	1,75
359	871—878	1,60	81,70	»	321,44	715,58	—	3000,28	0,04	1,99	»	7,30	17,36	—	72,81	0,78	2,54	2,48
413	952—960	0,92	78,10	»	173,26	415,28	12,34	2356,28	0,03	2,57	»	5,71	13,68	0,41	77,60	0,73	3,58	2,85
507	1115—1121	—	67,56	»	146,54	270,50	8,34	1718,40	—	3,05	»	6,62	12,24	0,38	77,71	0,81	2,75	2,31
513	1130—1132	—	88,60	»	129,18	304,76	9,72	1471,52	—	4,42	»	6,45	15,20	0,49	73,44	0,76	3,58	3,04

Содержание Ca^{2+} (17,25 мг-экв/л) в воде Каспия значительно меньше, чем Mg^{2+} (62 мг-экв/л). В илах до глубины 3 м эти величины практически не изменяются. Лишь с глубины 3,0 м количество щелочноземельных катионов и их соотношение в поровых водах изменяются. Но характер этих изменений у Ca^{2+} и Mg^{2+} различен. В поровых водах древнекаспийских, четвертичных, верхнеапшеронских отложений до глубины 331 м наблюдается постепенное увеличение как кальция, так и магния, но увеличение концентрации кальция происходит быстрее роста содержаний магния. Так, к глубине 9,0 м (скв. 8а) количество Ca^{2+} увеличивается до 38,0 мг-экв/л, а Mg^{2+} — до 71 мг-экв/л. Отношение $\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$ увеличивается к этой глубине с 0,28 до 0,36. К 87 м количество Ca^{2+} (см. табл. 1) достигает величины 78 мг-экв/л, а Mg^{2+} — 139 мг-экв/л, отношение $\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$ увеличивается до 0,56 (скв. 8а). В интервале 87—259 м прирост содержания Ca^{2+} в поровых водах увеличивается до 163 мг-экв/л, а Mg^{2+} до 215 мг-экв/л, при этом отношение катионов увеличивается до 0,78.

Таким образом, количество Ca^{2+} к глубине 331 м возрастает в 9,5 раза, а Mg^{2+} только в 3,5 раза, т. е. увеличение концентрации Ca^{2+} происходит в 2,5 раза быстрее, чем Mg^{2+} . С глубины 259 м количество Ca^{2+} в поровых водах нарастает еще более быстрыми темпами, а количество Mg^{2+} начинает уменьшаться. На глубине 331 м концентрация Ca^{2+} значительно преобладает над концентрацией Mg^{2+} ($\text{Ca}^{2+} = 183$ мг-экв/л), а отношение $\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$ становится равным 1,30. В интервале 331—875 м, в отложениях среднего, нижнего апшерона, акчагыла и продуктивной толщи, количество Ca^{2+} в поровых водах продолжает интенсивно увеличиваться. Содержание же Mg^{2+} до глубины 523 м, наоборот, постепенно уменьшается в среднем до 112 мг-экв/л (с колебаниями от 96 до 136 мг-экв/л). В интервале глубины 535—875 м количество Mg^{2+} несколько увеличивается. Отношение $\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$ в интервале глубины 331—875 м увеличивается с 1,30 до 2,46. На участке интенсивного уменьшения солености поровых вод (875—1200 м) количество Ca^{2+} и Mg^{2+} также очень сильно уменьшается. Однако и здесь преобладание Ca^{2+} над Mg^{2+} сохраняется (196,7 и 64 мг-экв/л соответственно), а отношение $\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$ продолжает увеличиваться до 3,04.

Общий характер кривой содержаний Ca^{2+} в поровых водах аналогичен кривой концентрации Na^+ , но изменения кальция не имеют столь резкой скачкообразности, которая типична для натрия. Изменения в поровых водах концентрации магния происходят существенно иначе: увеличение иона Mg^{2+} наблюдается лишь до глубины 259 м, причем наиболее активно увеличивается до 75 м; ниже 259 м концентрация магния начинает убывать.

Изменение рН поровых вод

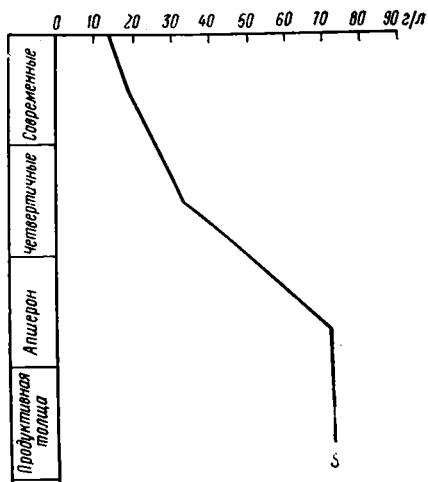
Иловые воды (до глубины 3,0 м) имеют явную щелочную реакцию, но величина рН в некоторых образцах несколько ниже, чем в воде Каспия (8,25). Она колеблется в пределах от 7,80 до 8,22. Ниже 3,0 м величина рН поровых вод приближается к нейтральной и колеблется от 6,50 до 7,50.

Такое значение рН характерно для поровых вод осадков, залегающих до глубины 450 м. С глубины 450 м наблюдается дальнейшее весьма незначительное увеличение кислотности поровых вод. Величина рН здесь уже не превышает 6,8, а в отдельных образцах понижается до 6,1. Отмеченное постепенное изменение реакции порового раствора от яснощелочной до

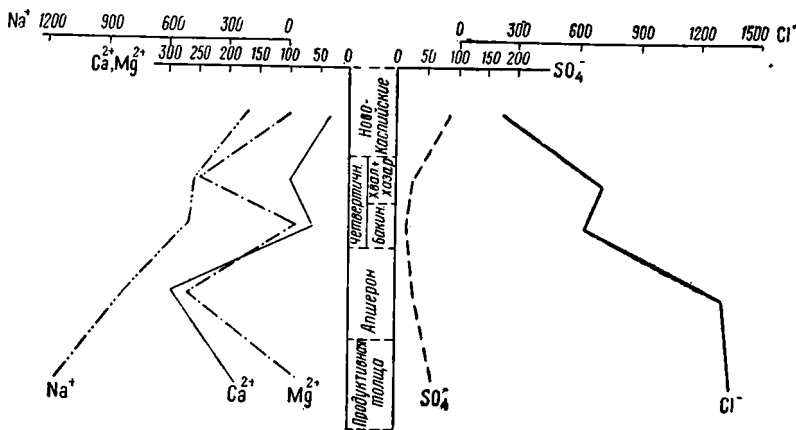
слабокислой, вероятно, связано с реакциями гидролиза, что может вызвать подкисление порового раствора.

Данные химических анализов поровых вод показывают значительные изменения в составе и соотношении ионов, происходящих на протяжении длительного геологического времени. Закономерности изменений концентраций различных ионов в поровых водах, как было показано выше, существенно различаются.

Данные Н. В. Тагеевой (Тагеева и Тихомирова, 1962), исследовавшей поровые воды современных, четвертичных и плиоценовых отложений Южного и Северного Каспия из неглубоких скважин, показывают тот же характер изменений в катионной и анионной части порового раствора осадков различного возраста (фиг. 7, 8). Таким образом, наблюдаемые закономерности в изменении общей солености и содержании различных ионов в поровых водах осадков Каспия следует рассматривать как общее явление, типичное для этой группы природных вод.



Фиг. 7. Средняя соленость (S) поровых вод в отложениях Южного Каспия (по данным Н. В. Тагеевой, 1962 г.).



Фиг. 8. Средний химический состав (в мг-экв/л) поровых вод в отложениях Южного Каспия (по данным Н. В. Тагеевой, 1962 г.).

Общий характер метаморфизма поровых вод

Изменение количества и соотношения ионов ведет к изменению солевого состава и химического типа поровых вод (табл. 3). Название химического типа дается нами не по преобладающему аниону и катиону, а исходя из солевого состава вод, который зависит от эквивалентных соотношений анионов и катионов.

В основу выделенных типов поровых вод положено присутствие и соотношение в них характерных солей: NaHCO_3 ; Na_2SO_4 ; MgCl_2 ; CaCl_2 ; NaCl . Классификация вод при этом производится на основе следующих генетических коэффициентов (Сулин, 1948):

$$\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}} < 1 - \text{хлоридно-магниевый-натриевый тип (Cl - Mg - Na)}.$$

$$\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}} > 1 - \text{хлоридно-кальциевый-натриевый тип (Cl - Ca - Na)}.$$

$$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} < 1 - \text{хлоридно-магниевый-натриевый тип (Cl - Mg - Na)}.$$

$$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} < 1 - \text{хлоридно-кальциевый-натриевый тип (Cl - Ca - Na)}.$$

Известно, что соленость морской воды обусловлена ограниченным числом солей и главным образом NaCl , KCl , MgCl_2 , MgBr_2 , MgSO_4 , CaSO_4 . Такая соль, как, например, CaCl_2 , в водах морей и океанов отсутствует (по расчету).

По составу солей морская вода Каспия относится к хлоридно-магниевый-натриевому химическому типу (Cl—Mg—Na) (табл. 3).

Поровая вода иловой части и новокаспийских осадков так же, как и вода Каспия, принадлежит к Cl—Mg—Na типу. Фиг. 9 и табл. 3 показывают, что состав и соотношение солей иловых вод близки к солевому составу воды Каспия, а геохимические коэффициенты не изменяются. Среди солей этих поровых вод преобладает NaCl , в среднем составляющая 62% *мг-экв* (276,8 *мг-экв/л*), затем MgSO_4 — 22% *мг-экв* (94,91 *мг-экв/л*), MgCl_2 — 6% *мг-экв* (26,05 *мг-экв/л*), CaSO_4 — 5% *мг-экв* (21,29 *мг-экв/л*) и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ — 4% *мг-экв* (14,91 *мг-экв/л*). Обращает на себя внимание, что концентрация бикарбоната кальция в поровых водах илов (0—3 м) оказывается значительно более высокой, чем в морской воде Каспия (1,6% *мг-экв*).

По мере увеличения солености и изменения соотношений ионов (или солей по расчету) с увеличением глубины происходит постепенный переход поровых вод к новому химическому типу. На глубине 87 м поровый раствор представлен уже таким составом солей: NaCl — 58% *мг-экв* (615 *мг-экв/л*), MgCl_2 — 26% *мг-экв* (279 *мг-экв/л*); CaSO_4 — 8% *мг-экв* (89 *мг-экв/л*), $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ до 0,36% *мг-экв* (3,8 *мг-экв/л*). Как видим, на этой глубине совершенно исчезает серноокислый магний. В отложениях бакинского яруса на глубине 87 м в скв. 8а и на глубине 31 м в скв. 4 в солевом составе поровой воды впервые появляется CaCl_2 — 6% *мг-экв* (162 *мг-экв/л*). Химический тип воды становится хлоридно-кальциевый-натриевым (Cl—Ca—Na). Соответственно соотношение $\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}}$ становится больше единицы, увеличиваясь с 0,58 до 1,28, а соотношение $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ изменяется с 0,27 до 0,56.

В дальнейшем на участке роста солености поровых вод до 875 м происходят новые характерные изменения солевого состава вод. Преобладающей солью по-прежнему является NaCl , содержание которой в абсолютных количествах к глубине 616 м увеличивается до 3858,4 *мг-экв/л*. В относительных величинах (в % *мг-экв*) на участке 87—331 м увеличение NaCl прекращается, и даже наблюдается некоторое ее уменьшение. В интервале глубин 331—875 м содержание NaCl в поровых водах почти стабильно, в среднем равняясь 79% *мг-экв*. Количество CaSO_4 на этом же интервале в абсолютных количествах не изменяется, а в относительных постепенно, но отчетливо уменьшается. Также заметно уменьшается в поровых водах и бикарбонат кальция (до 0,02% *мг-экв*). Содержание хлористого магния в поровой воде увеличивается до глубины 259 м. На этой глубине его количе-

ство достигает 25,1 % *мг-экв*. Затем содержание $MgCl_2$ в поровой воде постепенно уменьшается до глубины 875 м. В отличие от хлористого магния количество хлористого кальция в поровом растворе неравномерно, но постепенно увеличивается, достигая на глубинах 616—875 м максимума (17,3 % *мг-экв*).

Отметим, что концентрация основных солей в поровом растворе ($NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$) лежит ниже величины растворимости любой из этих солей даже в образцах максимального накопления солей в поровых водах.

На участке быстрого уменьшения солености порового раствора (с 875 м и до конца разреза) абсолютное количество $NaCl$, $MgCl_2$ и $CaCl_2$ значительно уменьшается, но относительные величины и соотношения солей $NaCl$, $MgCl_2$, $CaCl_2$ в распресняющейся части колонки остаются прежними. Исключение представляет лишь гипс, содержание которого в абсолютном и относительном количестве несколько увеличивается, с 2 до 3 % *мг-экв*. Таким образом, несмотря на интенсивное рассоление поровых вод в нижней части скважины, соотношение солей и химический тип воды остаются прежними.

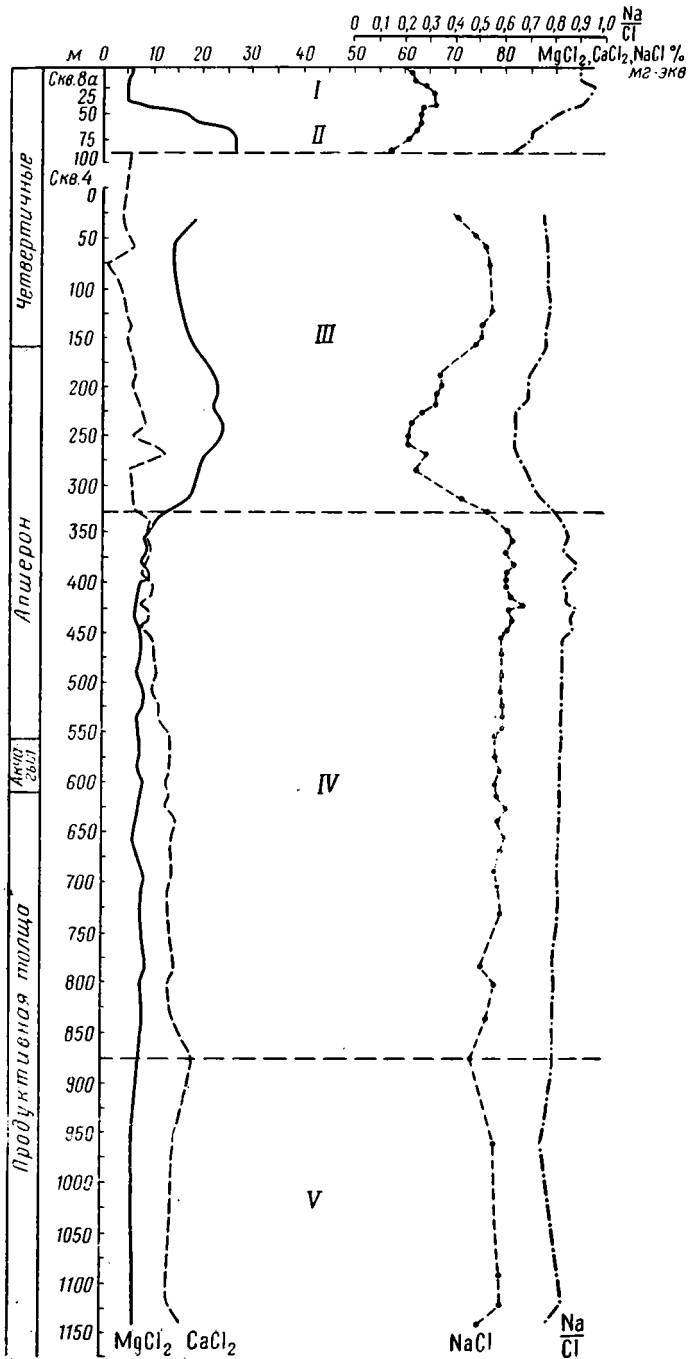
Этапы метаморфизма поровых вод

Изложенный материал позволяет весь процесс изменения солевого состава поровых вод разделить на несколько этапов (фиг. 9). Первый этап (0—3 м) связан с сильно обводненными илами, поровая вода которых подобна воде Каспия и относится к хлоридно-магниево-натриевому ($Cl—Mg—Na$) химическому типу. С глубины от 3 до 87 м (II этап) наблюдается быстрое обеднение поровых вод серноокислым магнием и как бы вытеснение его хлористым магнием. Но химический тип поровой воды, несмотря на указанные изменения состава на этом этапе, остается прежним. С глубины 87 м (III этап) химический тип воды изменяется на хлоридно-кальциево-натриевый ($Cl—Ca—Na$). В составе порового раствора появляется $CaCl_2$, содержание которого к глубине 331 м увеличивается с 55 до 258 *мг-экв/л*, а количество $MgCl_2$ уменьшается. IV этап начинается с глубины 331 м и охватывает толщу в 548 м (до глубины 875 м). Он характеризуется ростом общей минерализации, сохранением ($Cl—Ca—Na$) химического типа воды с преобладанием Ca над Mg и $CaCl_2$ над $MgCl_2$. С глубины 875 м (V этап), несмотря на уменьшение общей солености поровых вод, химический тип воды остается прежним ($Cl—Ca—Na$) с преобладанием $CaCl_2$ над $MgCl_2$.

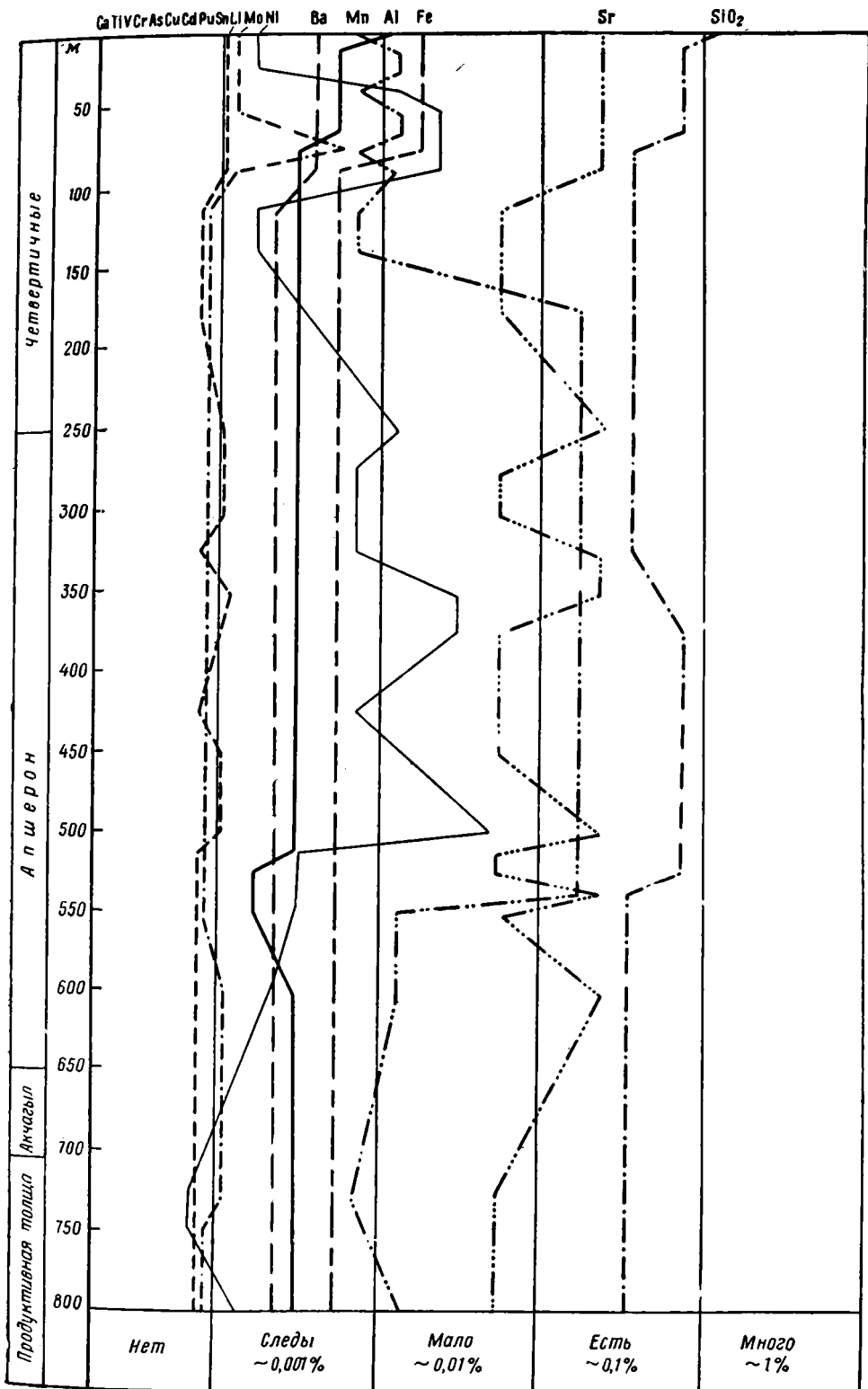
Таким образом, процесс прямой метаморфизации поровых вод происходит очень постепенно, в течение длительного геологического времени и наблюдается до глубины 875 м. В результате воды морского хлоридно-натриево-магниевого типа преобразуются в хлоридно-натриево-кальциевый тип. Этот тип поровых вод устойчиво сохраняется и на участке их интенсивного рассоления с глубины 875 м.

Рассеянные элементы в поровых водах

Распределение рассеянных элементов в подземных водах, в частности в поровых растворах, изучено очень мало. В работах А. Б. Вистелиуса (1950), А. А. Бабинца (1958), Н. В. Тагеевой (1958), Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962) и других приводятся ориентировочные данные о наличии рассеянных элементов в поровых и подземных водах. Данные по количественному определению малых элементов в поровых водах нам неизвестны. На фиг. 10 показан состав рассеянных элементов в поровых водах изученных нами отложений, установленный спектральным анализом (спектральная лаборатория ВСЕГИНГЕО).



Фиг. 9. Солевой состав поровых вод в отложениях по разрезу скв. 4 и 8а. I—V — этапы изменения солевого состава поровых вод.



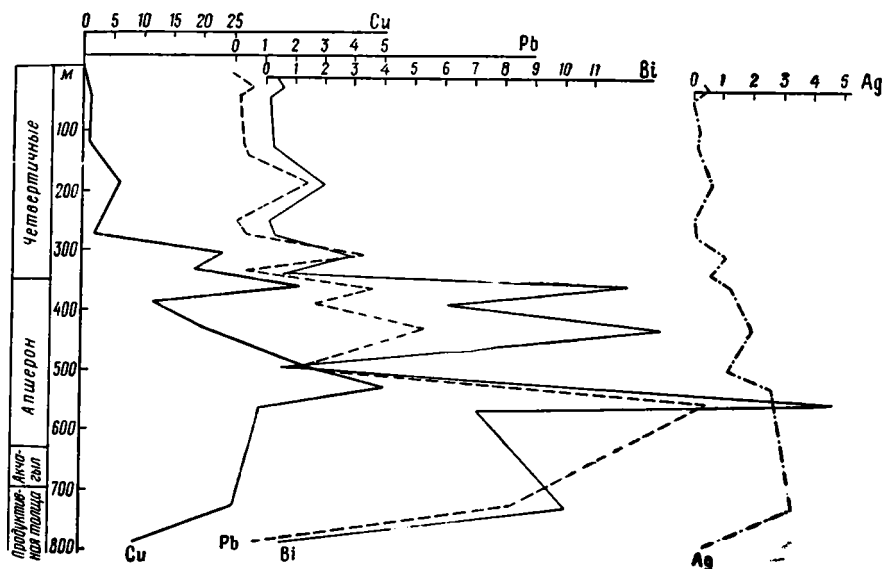
Фиг. 10. Распределение рассеянных элементов в поровых водах пород по разрезу скв. 4 и 8а (спектральные определения)

Таблица 4

Содержание Cu, Ag, Pb, Bi в поровых водах четвертичных и верхне-среднеплиоценовых отложений Аляты-море

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	S, %	Cu		Ag		Pb		Bi	
			%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л	%	мг/л
857	15—21	21,71	0,0034	0,7381	0,0018	0,3908	0,0011	0,2388	0,0018	0,3908
862	21—27	26,85	0,0045	1,2082	0,0022	0,5607	0,0022	0,5907	0,0032	0,8592
867	27—33	26,55	0,0052	1,3811	0,0005	1,4342	0,0003	0,0717	0,0003	0,0797
870	39—45	32,28	0,0470	15,1716	0,0015	0,4842	0,0022	0,7102	0,0025	0,8070
879	51—57	30,45	0,0330	10,0485	0,0028	0,8526	0,0025	0,7612	0,0045	1,3702
9	31—37	30,04	0,0035	1,0514	0,0002	0,0631	0,0006	0,1953	0,0005	0,1502
26	121—127	37,17	0,0042	1,5611	0,0008	0,2974	0,0007	0,2602	0,0008	0,2974
29	131—139	32,65	0,0055	1,7957	0,0007	0,2449	0,0014	0,4771	0,0023	0,7509
47	181—187	42,91	0,0130	5,5783	0,0017	0,7295	0,0058	2,4888	0,0048	2,0597
79	253—259	44,30	0,0057	2,5251	0,0002	0,1019	0,0003	0,1462	0,0004	0,1949
86	271—277	49,02	0,0040	1,9608	0,0003	0,1716	0,0005	0,2647	0,0006	0,3039
107	307—313	64,47	0,0370	23,8539	0,0019	1,2249	0,0067	4,3195	0,0048	3,0946
120	331—337	82,61	0,0220	18,1742	0,0007	0,1031	0,0005	0,3800	0,0007	0,6196
132	349—355	68,97	0,0530	36,5541	0,0019	1,3104	0,0065	4,4830	0,0180	12,4146
146	379—385	75,36	0,0140	10,5504	0,0022	1,6579	0,0035	2,6376	0,0080	6,0288
162	421—427	79,18	0,0240	19,0032	0,0025	1,9595	0,0080	6,3344	0,0165	13,0647
187	499—505	91,89	0,0550	50,5395	0,0029	2,6648	0,0170	15,6213	0,0250	22,9725
215	550—559	110,68	0,0310	34,3108	0,0025	2,7670	0,0130	14,3884	0,0067	7,4155
287	731—738	125,73	0,0200	25,1460	0,0026	3,2660	0,0070	8,8011	0,0085	10,6870
297	745—752	78,44	0,0036	2,8238	0,0006	0,4157	0,0017	1,3335	0,0007	0,5569

Спектральный анализ поровых вод производился из сухих остатков. Расшифровка результатов анализа произведена полуколичественно с определением порядковых величин в содержании отдельных компонентов. В 20 образцах было проведено количественное спектральное определение Cu, Ag, Pb, Bi (табл. 4, фиг. 11). Кроме того, производилось определение состава рассеянных элементов в породах тех же образцов, из которых были отжаты поровые воды.



Фиг. 11. Содержание Cu, Pb, Bi, Ag в поровых водах пород по разрезу скв. 4 и 8а (в мг/л)

Малые элементы, обнаруженные в поровом растворе полуколичественным методом, могут быть разделены на две группы: а) содержащиеся в поровых водах в малых количествах (от 0,01 до 1%) — Si, Mn, Zr; б) содержащиеся в поровых водах в весьма малых количествах (от 0,001 до 0,01%) — Al, Fe, Ba, Cu, Ni, Mo, Pb. Характерно, что многие элементы, содержащиеся в породах, отсутствуют в поровых водах — V, Cr, Co, Ga, Ti, Sn, Be. По данным А. Е. Бабинца (1958), в поровых водах глинистых пород кайнозоя также отмечается слабо проявляющийся переход в раствор таких элементов, как Pb, Ti, Co, V, Cr, Ga, Zr.

Количественное спектральное определение в 20 образцах поровых вод Cu, Pb, Bi и Ag (табл. 4, фиг. 11) свидетельствует об относительно высоком содержании в них Bi, Pb и особенно Cu. В поровых водах более глубоко залегающих осадков количество этих элементов значительно увеличивается: Cu от 1,05 до 50,5 мг/л; Bi от 0,15 до 22,97 мг/л; Pb от 0,19 до 15,6 мг/л; Ag от 0,06 до 2,7 мг/л. С глубины 530 м содержание перечисленных элементов в поровых растворах вновь уменьшается. В последнем из анализированных образцов, взятом с глубины 738 м, они обнаружены в следующих количествах: Cu — 25,1 мг/л; Bi — 10,7 мг/л; Pb — 8,8 мг/л. Увеличение количества микроэлементов в поровых растворах происходит не плавно и постепенно, а как и в случае основных ионов (Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) — скачкообразно, со спадами и подъемами. Наиболее заметный скачок увеличения в поровых растворах Cu, Pb, Bi отмечается на глубине 300 м.

В работах азербайджанских исследователей (Хацкевич, 1952, и др.) отмечается большое количество (до 5 баллов) Cu и Mn в подземных водах неф-

теносных свит. А. В. Вистелиус (1950) указывает, что чем выше степень минерализации буровых вод Азербайджана, тем больше они содержат меди. Абсолютное количество меди автор не указывает. Исследования Н. В. Тагеевой (Тагеева и Тихомирова, 1962) показали увеличение содержания В, J, Вг, Sr, Ba, Cu, Zi, Mn и других элементов с увеличением возраста осадков.

3. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изложенный выше фактический материал позволяет весь ход изменений химического состава поровых вод разделить на три четко выделяющиеся стадии.

Первая стадия (0—3 м) включает иловые воды современных отложений. На этом участке соленость и химический состав поровых вод не изменяются и тождественны составу и солености морской воды Каспия. Вторая стадия (3—875 м) охватывает поровые воды отложений древнего Каспия, четвертичных и средне-верхнеплиоценовых (продуктивная толща) отложений. Для нее характерно интенсивное осолонение поровых вод, сопровождающееся глубоким изменением солевого состава. Третья стадия (875—1200 м), куда входят поровые воды отложений продуктивной толщи, характеризуется прогрессивным рассолонением, распреснением поровых вод при сохранении химического и солевого состава, аналогичного предыдущей стадии.

Какие же причины вызывают изменения химической природы поровых вод на выделенных стадиях?

Причины изменения поровых вод на первой стадии

Первая стадия совпадает с верхней частью первой зоны литификации пород, выделенной И. Г. Коробановой (см. статью в этом сборнике). Это текучие жидкие илы с $W_{\text{ест}}$, равной 66,4% и $K_d = -1,13$.

Основными процессами, происходящими в сильно обводненных морских илах (ранний диагенез), Н. М. Страхов считает биогенные процессы, обусловленные развитием микроорганизмов, разрушающих органическое вещество и редуцирующих SO_4^{2-} , Fe^{2+} , Mn^{2+} с выделением в ил CO_2 и других газов. В результате этих процессов происходит обогащение ила бикарбонатами и растворение или отложение карбонатов. Изменение состава морской воды в исследованных нами илах также указывает на биогенный характер процесса, типичного для стадии раннего диагенеза. Отмеченное увеличение в иловых водах бикарбонатного иона (HCO_3^-) связано с растворением карбонатов и редукцией сульфатов; уменьшение сульфатного иона (SO_4^{2-}) в иловых водах до глубины 3 м происходит под влиянием биохимических процессов, вызывающих редукцию иона SO_4^{2-} . На этой же глубине в илах отмечено образование аутигенных минералов — гидротроилита и пирита. Но все эти биогенные процессы в изученных илах (скв. 8) происходят слабо. Объясняется это в значительной степени бедностью их органическим веществом, которое служит главным энергетическим материалом биогенных процессов. Кроме того, текучее, неуплотненное состояние илов, их высокая влажность вызывают обмен воды илов с водой моря, и возникающее между ними динамическое равновесие приводит к тому, что иловая вода до глубины 3 м постоянно в некоторой степени обновляется. По этой причине поровые воды не могут полностью передать активность изменений, связанных с диагенетическими процессами, и в ее химическом составе они отражаются как бы в смягченной, завалулированной форме.

Причины осолонения и метаморфизации воды на второй стадии

Вторая стадия (3—875 м) эволюции поровых вод характеризуется их осолонением, глубоким изменением их состава и возникновением вертикальной гидрохимической зональности, которая наблюдается у различных типов подземных вод. Сущность физико-химических и геохимических изменений, происходящих в поровых водах, до сих пор остается еще недостаточно ясной. Остановимся на некоторых существующих по этому вопросу гипотезах.

Большинство исследователей объясняет наблюдающиеся изменения в химическом составе поровых вод различными причинами и факторами, связанными с постседиментационными процессами. Так, В. А. Сулин (1935, 1946), а позднее М. Е. Альтовский (1958) основным фактором повышения концентрации подземных вод считают подземное испарение. Но, как было показано выше, увеличение солености порового раствора не зависит от изменения влажности пород. При одном и том же значении влажности осадков разного возраста степень солености их поровых вод изменяется в широких пределах (табл. 1, фиг. 2). При этом общая порозность осадков остается весьма однородной и колеблется от 38 до 40%. По этим причинам подземное испарение не может быть основным фактором изменения степени минерализации поровых вод.

Формирование рассолов в депрессиях и наличие в них гидрохимической вертикальной зональности К. В. Филатов (1956) объясняет гравитационным перераспределением ионов. Согласно К. В. Филатову, ионы с разной ионной плотностью, под влиянием сил гравитации дифференцированно распределяются в толще воды. Ионы, обладающие наибольшей ионной плотностью, опускаются в нижние слои вод. Гипотеза Филатова объясняет перераспределение в подземных водах только анионов и не касается катионов. По этой причине остается непонятным, почему катионы не обладают такой же способностью к дифференцированному гравитационному перераспределению.

Между тем известно, что катионы обладают более высокой ионной плотностью, чем анионы. Так, например, ионная плотность $Mg^{2+} = 12,06$; $Ca^{2+} = 8,10$; $Na^+ = 5,87$; а Cl^- — всего лишь 1,429. С этой точки зрения гравитационное перераспределение в подземных водах должно было бы наблюдаться прежде всего в отношении щелочноземельных катионов, чего в действительности нет.

Некоторыми авторами формирование высокоминерализованных подземных вод хлор-натриевого и хлоридно-кальциево-натриевого химических типов отъясняется как результат растворения соляных куполов (Силин-Бекчурин, 1952; Якуцени, 1952, и др.). В изучаемом районе Каспия и прилегающей территории Кура-Араксинской низменности соляные купола, которые могли бы оказать влияние на увеличение минерализации подземных вод, отсутствуют. Поэтому такое объяснение увеличения солености поровых вод также отпадает. Н. В. Тагеева (1962) и другие считают, что увеличение минерализации поровых вод произошло в результате концентрирования в процессе диагенеза. Причину этого «концентрирования» авторы или не указывают, или объясняют потерей молекул воды вследствие адсорбционного поглощения воды глинистыми минералами (Тагеева, 1954).

Чтобы правильно оценить роль отдельных факторов и условий, влияющих на формирование химического состава подземных и поровых вод, полезно разделить их на две группы: 1) факторы и условия, определяющие первоначальный химический состав вод в момент их формирования (внешние для подземных вод факторы), и 2) факторы и процессы, ведущие к изменению первоначального химического состава поровых вод на протяжении

длительного геологического времени и продолжаящие оказывать влияние в настоящее время.

Внешними для подземных вод факторами, которым разные исследователи придают разное значение, являются климат, физико-географическая обстановка, гидродинамические условия и др. Эти факторы могут оказывать существенное влияние на формирование исходного состава захороненных в осадках поровых вод. Но как бы ни было велико значение элементов географической среды в формировании осадков и поровых вод, трудно себе представить, что эти факторы сохранили свое значение в масштабах геологического времени. Значение их уменьшается по мере перехода от поверхностных вод к грунтовым и глубоким подземным водам.

Данные Э. А. Дайдбековой (см. статью в этом сборнике) по терригенной минералогии и гранулометрии изучаемых нами отложений позволяют ей утверждать, что участок Аляты-море, где пробурены скважины, относится к сравнительно глубоководной зоне, которая сохранялась даже во времена самых больших регрессий Каспия. В этих условиях влияние климата, гидрогеологического фактора и других элементов физико-географических условий в формировании различного химического состава изучаемых поровых вод не могут иметь решающего значения.

Мы полагаем поэтому, что на протяжении всего пути формирования химического состава поровых вод рассматриваемого разреза действуют внутренние причины: исходный состав (воды морского хлоридно-магниево-натриевого типа), обменные реакции между катионами порового раствора и поглощающего комплекса пород, участие ионов поровой воды в образовании аутигенных минералов в процессе диагенеза, литология пород, процессы диффузии, движение ионов. Значение каждой из этих причин на разных этапах жизни поровых вод неодинаково. Кроме того, существуют еще два постоянно действующих фактора, которые изменяют состав, а именно: геологическое время и пластическое давление. Значение этих факторов в жизни поровых вод увеличивается с изменением глубины.

Принимая во внимание современное состояние учения о структуре водных растворов электролитов, о движении молекул воды, движениях ионов и об изменении этого движения под влиянием давления и температуры, трудно себе представить, чтобы все это в масштабах геологического времени не оказывало серьезного влияния на формирование химического состава подземных вод, в том числе поровых. Поэтому в дополнение к уже изложенным гипотезам остановимся еще на одной теории, которая, как нам кажется, наиболее перспективна для объяснения изменений химической природы поровых вод.

Опираясь на учение Бернала и Фаулера о структуре водных растворов электролитов и на работу Френкеля о тепловом движении молекул, О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957) применили теорию трансляционного движения молекул в солевых водных растворах к объяснению явлений гидрохимической зональности артезианских вод. Сущность этой гипотезы заключается в следующем. Существующее в жидкостях тепловое движение частиц состоит, с одной стороны, из колебаний частиц около некоторых возможных положений равновесия, а с другой — из скачкообразных перемещений из одного положения равновесия в соседнее. Длина, на которую при скачке перемещается частица, равна расстоянию между ближайшими частицами жидкости. Такое скачкообразное перемещение частиц жидкости названо трансляционным. Оно соответствует самодиффузии частиц в жидкостях.

Но прежде чем принять эту гипотезу для объяснения наблюдающихся изменений солености и химического типа поровых вод, необходимо остановиться на вопросе о проницаемости (порозности) пород и возможности явлений диффузии между отдельными участками поровых вод, заключенных в порах осадков.

Согласно А. Ф. Лебедеву, абсолютно водонепроницаемых пород нет, поскольку даже в бесструктурных глинах общая порозность всегда несколько больше максимальной «молекулярной» влагоемкости. Только породы, у которых общая порозность меньше этой величины, А. Ф. Лебедев относит к практически водонепроницаемым. Исследования последних лет внесли некоторые уточнения в эти представления. Так, А. А. Ананиян (1960) показал, что даже пленочная вода пород является в какой-то мере подвижной, а следовательно, в ней возможны диффузионные перемещения вещества.

Исследованиями П. Л. Антонова (1954), Н. А. Окниной и В. А. Приклонского (1957) доказана возможность диффузии даже в таких чрезвычайно плотных глинах, как хвалыньские. Н. П. Затенацкая (1961) показала возможность свободной диффузии хлора в поровых водах чеганских и аральских глин. И, наконец, опыты Н. П. Затенацкой (см. статью в этом сборнике) по диффузии Cl -иона в глинистых породах исследуемого разреза подтверждают полную возможность диффузионных процессов как в слабо уплотненных и сильно обводненных илах (скв. 8в до глубины 3 м), так и в сильно уплотненных ($K_a = 1,13$) значительно обезвоженных аргиллитоподобных глинах (скв. 4). Причем коэффициент диффузии Cl -иона в породах с глубины 800 м в условиях опыта еще достаточно высок — $0,13 \text{ см/сут}$.

На основании этих данных можно считать, что законы перемещения солей в поровых водах могут быть близки к законам перемещения солей в застоных или в артезианских водах. Наши поровые растворы вполне можно приравнять к этим группам подземных вод; на этом же основании к ним может быть применена трансляционная теория движения солей и все явления, связанные с процессами самодиффузии.

Эта теория основана на следующих физико-химических явлениях. Как показано в работах О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова (1957), ионы с отрицательной гидратацией (к ним относятся главным образом анионы) обладают большей дополнительной скоростью движения вниз. Величина этих скоростей у отдельных ионов различна и нарастает в ряду: $\text{HCO}_3^- < \text{SO}_4^{2-} < \text{Cl}^- < \text{Br}^- < \text{J}^-$.

Общее количество катионов в нисходящих дополнительных потоках ионов эквивалентно количеству анионов. Катионы — Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ обладают положительной гидратацией. Дополнительные скорости нисходящих потоков ионов с положительной гидратацией ниже и различаются меньше, чем в случае анионов. Тем не менее, принимая во внимание энергию активации скачка ($\Delta\epsilon$) разных катионов, их можно поставить в следующий убывающий ряд: $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Na}^+ < \text{Sr}^{2+} < \text{Ba}^{2+} < \text{K}^+$. В нашем случае соотношение и абсолютные количества ионов Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , как было показано выше, с глубиной изменяются.

По исследованиям А. В. Копелиовича (1961) ионы с отрицательной гидратацией понижают структурное давление, и при наличии градиента давления, в соответствии с законом Ле-Шателье, перемещение ионов в растворе происходит в направлении увеличения давления, т. е. вниз.

С течением времени при переходе от современных отложений к древним значительно увеличивается давление. Это, как отмечают О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957), вызывает усиление энергии активации скачка ($\Delta\epsilon$) и отсюда дополнительный поток ионов с отрицательной гидратацией вниз. Для молекул воды активизация скачка с ростом давления уменьшается, следовательно, дополнительный поток молекул воды имеет обратное направление — снизу вверх. Этим О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов объясняют увеличение с глубиной минерализации артезианских вод.

Давление столба породы изученного разреза до глубины 1200 м, как это видно из табл. 5, изменяется от 1,0 до 250 атм. Такое изменение давления, по-видимому, может оказать влияние на увеличение скорости движе-

ния ионов. К сожалению, данных для количественной оценки влияния давления на скорость движения ионов в растворе пока нет.

Важным фактором, влияющим на изменение характера движения ионов, может быть также температура растворов, увеличивающаяся с глубиной. В. Ф. Дерпгольц (1962) указывает, что высокие температуры (100—300° С и более) в 10—15 раз снижают вязкость водных растворов по сравнению с холодными, что значительно облегчает их фильтрацию через сверхкапиллярные поры пород. При увеличении температуры на 20° С скорость фильтрации воды увеличивается примерно в 2 раза.

Таблица 5

Изменение давления на породы с увеличением глубины их залегания

Глубина залегания, м	Давление, атм	Глубина залегания, м	Давление, атм
5,0	~1,0	500	~100
50,0	~10	750	~150
100	~20	1000	~200
200	~40	1250	~250
300	~60	2500	~500

Геотермические наблюдения, проведенные М. Ф. Беляковым (1955) в буровых скважинах для некоторых районов СССР, указывают на сравнительно небольшие изменения температуры на глубинах, аналогичных глубине изучаемого разреза (табл. 6). Поэтому температурный градиент не может оказать значительного влияния на изменение скорости движения ионов. Как полагал А. В. Копелиович (1962), «расстояние в определенном направлении по прямой, на котором возможно перемещение вещества путем самодиффузии, ограничено. Оно измеряется первыми миллиметрами за час, сантиметрами в сутки, дециметрами в год, метрами за тысячелетия».

Таблица 6

Средняя температура пород на глубине 1000 м для некоторых районов СССР

Район	Температура °С	Район	Температура °С
Дагестан	55,1	Украина (западная часть) . .	31,4
Апшеронский полуостров . . .	47,2	Нижнее Поволжье	28,6
Западное Предкавказье	41,9	Кривой Рог	19,5

О практическом значении явления самодиффузии можно говорить лишь в масштабах геологического времени.

На первый взгляд это утверждение противоречит наблюдениям по изменению состава поровых вод, установленных на материале из скважин неглубокого залегания. Так, если обратиться к данным Н. В. Тагеевой (Тагеева и Тихомирова, 1962), изучавшей состав поровых вод в отложениях Южного Каспия до глубины 35—58 м, то легко можно заметить, что по мере увеличения возраста осадков изменяются соленость и хлорность, а Cl—Mg—Na химический тип вод преобразовывается в Cl—Ca—Na, т. е. происходят явления, аналогичные тем, которые наблюдаются нами. Эти изменения состава поровых вод в относительно мелких скважинах объясняются тем, что здесь отложения того же возраста залегают ближе к по-

верхности. Таким образом, данные Н. В. Тагеевой лишь еще раз подчеркивают большую роль фактора геологического времени в преобразовании химического состава поровых вод. Нужно отметить, что соленость поровых вод в отложениях продуктивной толщи Южного Каспия, залегающих ближе к поверхности, на глубине 58 м, меньше, чем в тех же отложениях на глубине 800 м (82 и 135 г/л соответственно).

Изменения состава и химического типа поровых вод, происходящие под влиянием процессов самодиффузии, помимо фактора времени, должны, как и при обычной диффузии, зависеть от ряда свойств вмещающих пород. На явление самодиффузии могут оказывать влияние физические свойства пород — их влажность, содержание прочно связанной воды, пористость, степень уплотненности, литологический и гранулометрический состав, карбонатность, содержание $S_{орг}$.

По данным Н. А. Окниной и В. А. Приклонского (1960), коэффициент диффузии Cl -ионов в хвалыньских глинах ненарушенной структуры с изменением их влажности изменяется от 0,368 см/сут (при влажности 42%) до 0,08 см/сут (при влажности 27%). В том же направлении на величину коэффициента диффузии хлора оказывает влияние карбонатность. Он уменьшается от 0,404 см/сут (карбонатность 36%) до 0,143 см/сут (карбонатность 5%). С уменьшением пористости и проницаемости осадочных пород и увеличением степени уплотненности скорость самодиффузии в них должна уменьшаться.

Как показали исследования И. Г. Коробановой и Н. П. Затенацкой (см. статьи в этом сборнике), степень литификации пород также оказывает большое влияние на скорость диффузий Cl -иона. В исследуемых глинистых породах, залегающих на глубине 4,5—616 м и характеризующихся влажностью ($W_{ест}$ — 32—22%), уплотненностью (K_d — от +0,19 до +1,0) и пористостью (n — 47,39%), средний коэффициент диффузии Cl -иона изменяется, по данным опыта Н. П. Затенацкой, от 0,24 до 0,41 см/сут. В интервале глубин 616—875 м при естественной влажности 15,8—9,5% и степени уплотненности от +1,23 до +1,48 коэффициент диффузии Cl -иона понижается до 0,08—0,18 см/сут.

Сопоставляя данные по изменению солености поровых вод с данными по литификации вмещающих пород, полученными И. Г. Коробановой, можно отметить следующее. Начало увеличения солености поровых вод, которая обусловлена явлениями самодиффузии, совпадает со средней частью I зоны литификации, характеризующейся началом уплотнения осадка. Интервал глубин 4—616 м охватывает II и III зоны литификации. Для них характерно интенсивное увеличение солености и изменения химического состава поровых вод, которые идут на фоне значительного изменения физических свойств вмещающих пород. На этих глубинах физические свойства пород изменяются от начальной стадии уплотнения (для которой K_d составляет +0,19 и пористость 47%) до состояния, приближающегося к сильному уплотнению ($K = +1,00$, пористость = 39%). В этом интервале изменяется также и естественная влажность пород с 32 до 22%.

Уменьшение скорости движения ионов и, как следствие, стабилизация солености, наблюдаемая нами на глубине 616—875 м, совпадают с IV зоной литификации. Вмещающие поровую воду породы здесь уже сильно уплотнены ($K_d = +1,48$). Но главное, в этой зоне изменилась форма воды: естественная влажность пород в этой зоне оказывается на 4% ниже максимальной «молекулярной» влажности, которая равна 17% при $W_{ест} = 13%$, т. е. свободной воды нет, она заменяется рыхло-связанной. Такая степень литификации пород, по-видимому, затрудняет движение ионов, что должно стабилизировать их состав и химические свойства поровых вод.

Таким образом, литификация и связанная с ней дегидратация пород, вмещающих поровые воды, определенным образом связаны с изменением их химического состава. Из выделенных И. Г. Коробановой четырех зон

литификации особенно большое влияние на изменение состава поровых вод оказали: I) I зона литификации, связанная с приобретением породами определенного устойчивого сложения, что уменьшило влияние на их состав воды Каспия и стимулировало развитие явлений самодиффузии ионов, и IV зона литификации, характеризующаяся сильной степенью уплотненности пород, уменьшением пористости, высокой степенью дегидратации, что привело к изменению форм воды и уменьшению скорости движения ионов.

Как было показано выше, изменение содержания воды в породе не является основной причиной, влияющей на изменение концентрации порового раствора. Но движение ионов, возникающее в результате явлений самодиффузии, как мы уже знаем, сопровождается движением молекул воды в направлении, обратном движению ионов. Осмотическое движение воды имеет, по-видимому, место лишь в отложениях, обладающих сравнительно высокой влажностью, пористостью и сравнительно невысокой степенью уплотненности. До глубины 450 м (фиг. 3) поровая вода находится в более подвижном состоянии, чем в нижележащих отложениях. Явления осмоса достаточно ясно выражены на этом участке. Здесь наблюдается четкая обратная зависимость между соленостью поровой воды и величиной $W_{ест}$ породы: чем выше соленость, тем ниже их естественная влажность. С глубины 450 м, где $W_{ест}$ (20,79%) близка к максимальной «молекулярной» влагоемкости (18,5%), восходящее движение воды незначительно, но самодиффузия продолжается. Изменение солености поровых вод на этой глубине носит по-прежнему резко скачкообразный характер.

На изменение скорости движения ионов и солености поровых вод оказывает также влияние слоистость пород, сопровождающаяся изменением их гранулометрического состава. Чередование слоев разного гранулометрического состава замедляет движение ионов, а у границы их соприкосновения образуется повышенная концентрация солей. Опыты Л. О. Корпачевского (1959) по изучению капиллярного подъема раствора NaCl в слоистой почве (песок — суглинок — песок) экспериментально показали замедление капиллярного подъема раствора в почве при чередовании слоев разного механического состава — на границах перехода от суглинка к песку в песчаном слое наблюдается повышенная концентрация NaCl. Таким образом, отмеченное нами скачкообразное изменение солености и хлорности поровых растворов может быть связано со слоистостью пород и неоднородностью их гранулометрического состава.

Скорость движения ионов при самодиффузии, как показали О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957), различны: $Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$; $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$. Различия в скорости движения ионов обуславливают разную интенсивность нарастания их концентрации в поровом растворе на различных глубинах. Быстро движущиеся ионы накапливаются в поровом растворе более интенсивно, чем ионы с замедленной скоростью движения, и могут проникать на большую глубину. Сказанное подтверждается данными по интенсивности увеличения содержания ионов в поровом растворе изучаемого разреза: $Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$; $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$. Именно различие в скорости движения ионов обуславливает нарастание абсолютных количеств и изменение соотношений ионов, что в свою очередь ведет к изменению солевого состава и химического типа поровых вод.

Однако одним различием подвижности ионов трудно объяснить все многообразие изменений, наблюдающихся в составе поровых вод. Кроме явлений самодиффузий, на изменение соотношения Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} в поровых водах оказывают влияние обменные реакции, возникающие

между катионами поровых растворов и обменными основаниями твердой фазы.

В отличие от больших масс природных подземных вод поровые воды находятся в наиболее тесном контакте с осадками. Длительное взаимодействие породы и поровой воды содействует явлениям катионного обмена между жидкой и твердой фазой. Увеличение в поровой воде содержания натрия (вследствие самодиффузии) вызывает вытеснение обменного кальция и магния из поглощающего комплекса породы. Под влиянием обменных реакций количество кальция и магния в поровой воде увеличивается, а содержание натрия уменьшается. При очень высоком исходном содержании натрия в поровых водах его уменьшение (в результате обменных реакций) на абсолютных количествах практически не сказывается, но при этом рост Na отстает от роста Cl. Как видно из отношения $\frac{Na}{Cl}$ (фиг. 5) и по относительному содержанию соли NaCl (см. табл. 3), наиболее интенсивно реакции обмена между поровым раствором и обменными основаниями породы происходят до глубины 327 м в интервале солёности от 30 до 71 г/л, что подтверждается и исследованиями И. Л. Нестеровой (см. статью в этом сборнике), изучившей состав обменных катионов данного разреза. Содержание Na здесь увеличивается с 349,0 до 943 мг-экв/л. При дальнейшем увеличении минерализации порового раствора роль обменных реакций, по-видимому, уменьшается. Это предположение подтверждается исследованиями В. В. Егорова (1954), который показал, что в условиях современной приморской дельты, сложенной преимущественно суглинками, при концентрации грунтовой воды до 12—20 г/кг ионы кальция устойчиво сохраняются в обменном состоянии. При повышении их концентрации в воде с 12 до 20 г/кг и больше возникают обменные реакции между ионами Na^+ , находящимися в растворе, и обменными основаниями породы. Вследствие этого происходит замедление нарастания Na^+ по сравнению с ионами Cl^- . При дальнейшем увеличении минерализации до 75—80 г/кг, как установил В. В. Егоров, практически прекращается обмен Ca^{2+} с натрием.

Кроме обменных реакций, на состав поровых вод могут оказывать влияние процессы минералообразования. Как известно, на стадиях диагенеза и катагенеза в морских осадках происходит новообразование минералов (Страхов, 1956). По мнению О. В. Шишкиной (1959) и Н. В. Тагеевой (1958, 1962), этот процесс совершается при непосредственном участии поровой воды. Основываясь на этом предположении, сопоставим образование аутигенных минералов с изменением химического состава поровой воды в изучаемых образцах. Среди аутигенных минералов можно было бы предполагать прежде всего образование гипса. Но как показал наш опыт, концентрация $CaSO_4$ лежит ниже предела растворимости гипса при данной минерализации раствора. В этих условиях на протяжении всего разреза образование аутигенного гипса происходить не может.

М. А. Ратеев (см. статью в этом сборнике), изучавший глинистые минералы, отмечает присутствие в исследуемых образцах незначительного количества сепиолита (скв. 8а, обр. 871, 883, 889). Как раз в поровых водах, отжатых из этих образцов, наблюдается небольшое уменьшение содержания Mg^{2+} при общем увеличении содержания остальных ионов. Сделанные нами пересчеты показали, что отмечаемое уменьшение Mg^{2+} в поровом растворе на 100 мг/л (обр. 871) может привести к образованию 0,017 мг сепиолита в 100 г породы. Исследования М. И. Хейрова (электронная микроскопия) отмечают появление заметного количества сепиолита с глубины 259 м. Сделанные подсчеты возможного расхода Mg^{2+} поровых вод на образование сепиолита показали, что отмечаемое уменьшение его в поровом растворе (в обр. 102, 107, 120) при продолжающемся уве-

личении остальных ионов (на 185—217 мг/л) может привести к образованию уже заметного количества сепиолита — от 22,0 до 38,5 мг в 100 г породы. Все это позволяет высказать предположение, что наблюдаемое с глубины 259 м частичное уменьшение Mg^{2+} может быть связано с извлечением его из поровой воды в процессе образования магнезиального силиката — сепиолита. Величина рН порового раствора 7,2—7,5 отвечает как раз среде, которая допускает возможность образования минералов этой группы. Процесс образования сепиолита должен ограничивать миграцию Mg^{2+} в поровом растворе.

Ввиду крайне небольших объемов отжатых поровых вод и невозможности по этой причине изучить в них динамику SiO_2 и Al_2O_3 нам не удалось получить необходимых данных для строгого доказательства участия растворенных в поровой воде элементов в образовании аутигенных минералов. Дальнейшее исследование этого вопроса с применением специально разработанной методики поможет окончательно разрешить вопрос о степени участия поровых вод в образовании аутигенных минералов в процессе диагенеза и катагенеза.

Таким образом, главной причиной, влияющей на изменение солености поровых вод в интервале глубин 3—875 м (вторая стадия), следует считать самодиффузию ионов. Текучее, сильно обводненное состояние илов (до глубины 3 м), обмен воды илов с водой моря делает эти осадки постоянным источником новых порций ионов, передвигающихся вниз по порам и поровым водам, вызывая изменения их химического типа и прочих свойств. Различная скорость самодиффузии ионов меняет соотношение ионов в поровом растворе, приводя к изменению солевого состава и химического типа поровых вод. Определенное влияние на скорость движения ионов может оказывать степень литификации пород, степень дегидратации и связанные с этими процессами изменения форм воды. Появление с глубины 616 м менее подвижных форм воды ($W_{ест}$ меньше максимальной «молекулярной» влагеомкости), по-видимому, замедляет движение ионов. В связи с этим наблюдается прекращение увеличения солености поровых вод на глубине с 616 до 875 м. Гранулометрический состав и связанная с ним пористость вмещающих пород влияют на скорость самодиффузии ионов. Зигзагообразный (скачкообразный) характер изменений солености зависит от чередования слоев различного гранулометрического состава.

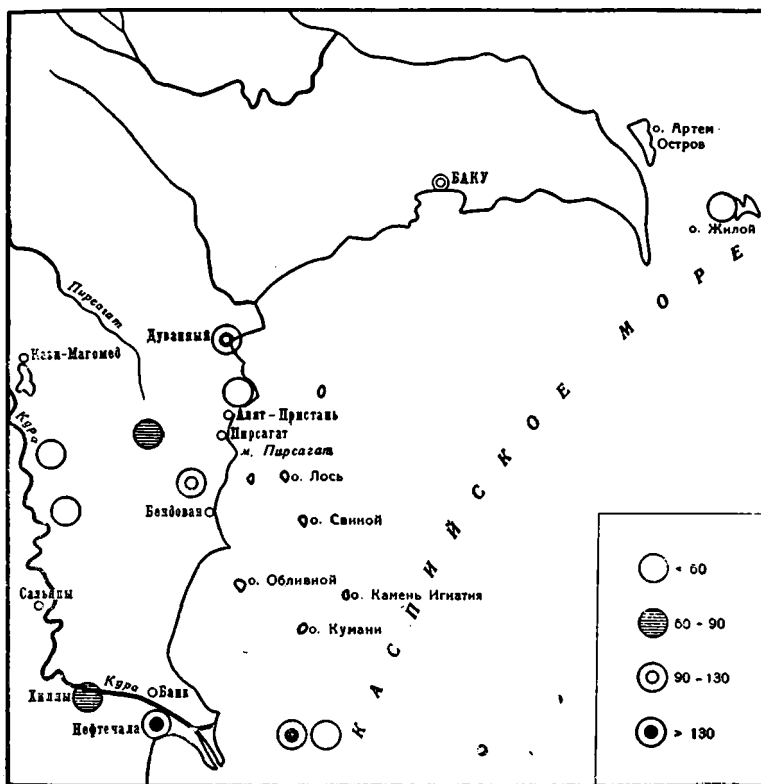
О причинах уменьшения солености поровых вод на третьей стадии

Отложения продуктивной толщи в интервале глубин 875—1200 м (третья стадия) в противоположность предыдущей стадии характеризуются процессом распреснения поровых вод. Для того, чтобы понять причину этого явления, нужно остановиться на характере взаимодействия поровых и пластовых вод.

На большую роль поровых растворов в формировании химического состава водоносных горизонтов указывал В. И. Вернадский (1933). По его мнению, мало подвижные воды в водоупорных толщах могут влиять

Горизонт	Света	Отдел
Акчагыльский ярус		
А	Сураханская	Верхний
В		
С		
Д		
Е	Сабунчинская	
Ж		
З		
И		
К		
Л		
М		
Н		
О	Балаханская	
П		
Р		
С		
НКГ	Нижний	
НКП		
Кизилкышская свая		
ПК		
Кас		

Фиг. 12. Стратиграфическое деление продуктивной толщи Азербайджана.

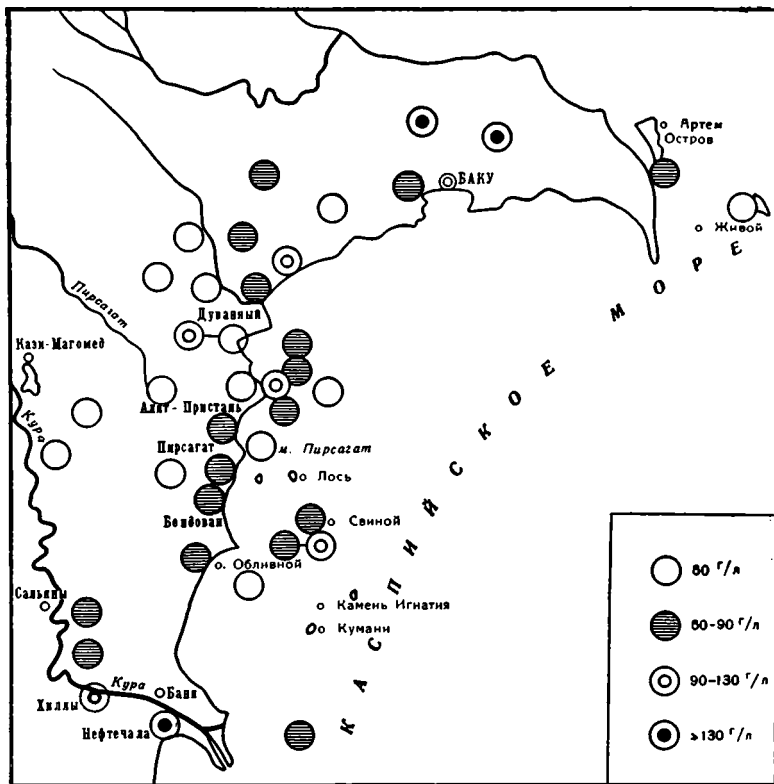


Фиг. 13. Схема распределения солености (в г/л) пластовых вод апшеронского яруса (N_2^p).

и даже определять состав подвижных вод водоносных горизонтов. Из немногочисленных данных, относящихся к этому вопросу, следует, что химический состав поровых и пластовых вод может быть как сходным (Бабинцев, 1960; Козин и Мжачик, 1958), так и различным (Крюков и Цыба, 1959). Оба случая имеют место и в изученном разрезе.

К сожалению, гидрогеология Азербайджана изучена еще недостаточно. До сих пор отсутствуют данные о характере движения подземных вод — источниках их питания, направлении потоков, очагах разгрузки и т. д. Мало известен и химический состав водоносных горизонтов в осадках разного возраста. Относительно лучше изучены грунтовые воды Кура-Араксинской низменности и промышленные воды нижнего отдела продуктивной толщи нефтеносных месторождений. Не имея возможности произвести прямое сравнение степени минерализации и химического состава пластовых вод в разных стратиграфических горизонтах площади Аляты-море с составом поровых вод изучаемой скважины, мы подойдем к решению этого вопроса косвенным путем.

Известно, что для Азербайджана существует определенная закономерность в изменении минерализации и химического типа вод. Как правило, с увеличением глубины до IV, а иногда и до V горизонта сабунчинской свиты верхнего отдела продуктивной толщи (фиг. 12) минерализация вод увеличивается. Химический тип воды относится к хлоридно-кальциево-натриевому. Ниже IV или V горизонтов минерализация пластовых вод падает, а химический тип вод постепенно изменяется в гидрокарбонатно-натриевый.



Фиг. 14. Схема распределения солености (в г/л) пластовых вод верхнего отдела продуктивной толщи (сабунчинская свита).

На основании данных химического анализа пластовых вод, выполненных в Азнефти, нами составлена схема распределения их солености для апшеронского яруса (фиг. 13) и отдельно для I, II, III и IV горизонтов сабунчинской свиты верхнего отдела продуктивной толщи (фиг. 14).

Сопоставляя результаты химического анализа пластовых и поровых вод в одинаковых по возрасту отложениях, видим, что поровые воды, за исключением вод Нефтечалы и Апшеронского полуострова, имеют более высокую степень минерализации. Но химический тип поровых и пластовых вод однороден и относится к хлоридно-кальциево-натриевому. В табл. 9 и на фиг. 15 приведены данные химического анализа воды из водоносных песчаных пропластков (обр. 297, 349, 385) и результаты анализа проб пластовой воды (по данным ЦНИИФ, 1962 г.) из скв. 32 и 14, пробуренных в Аляты-море на противоположном юго-юго-западном крыле Алятской складки. На основании сравнения этих данных можно увидеть, что пластовая вода (обр. 297 и проба из скв. 32) и поровые воды выше- и нижележащих водоупоров (обр. 287 и 319) до глубины 875 м обнаруживают большое сходство в химическом составе.

Геохимические коэффициенты говорят о принадлежности как тех, так и других к Cl-Ca-Na типу. Однако минерализация поровых вод почти в 2,5 раза выше пластовых (соответственно 132 и 58 г/л). Есть основания предполагать, что пластовые воды вышележащих стратиграфических горизонтов также имеют близкий химический состав и меньшую минерализацию по сравнению с исследуемыми поровыми водами. Длительное взаимодействие между поровым раствором и водами водоносных гори-

зонтов в полузастойном бассейне благоприятствует возникновению между ними устойчивого геохимического равновесия.

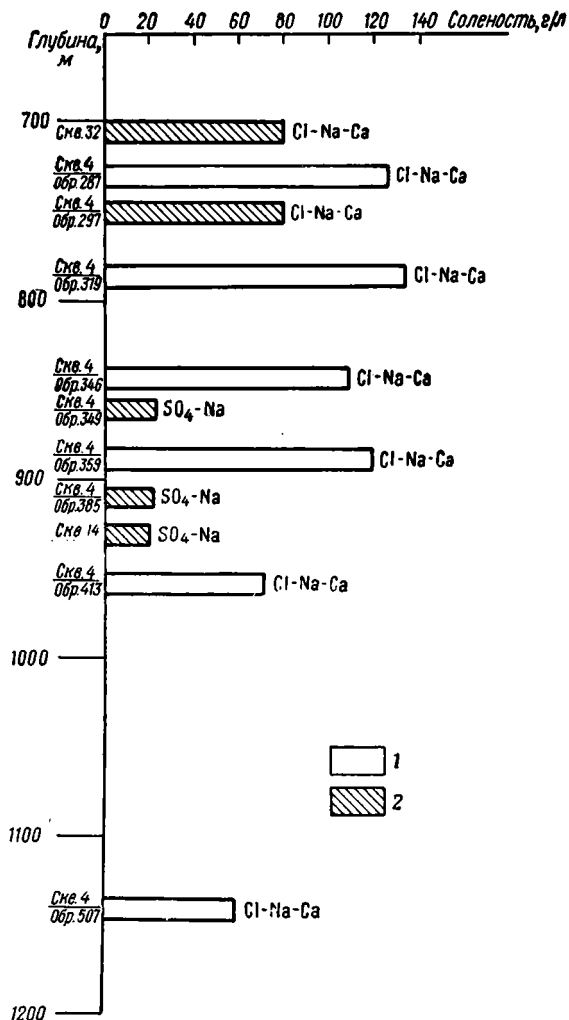
Совсем другой характер имеет взаимодействие между поровыми и пластовыми водами с глубины 875 м. С этой глубины соленость поровой воды уменьшается до 58 г/л (обр. 346, 359, 413, 513), но химический тип воды продолжает оставаться прежним (Cl — Ca — Na). Соотношение катионов и анионов на участке распреснения поровых вод (875—1200 м) неизменяющееся, постоянное, за исключением некоторого увеличения сульфатного иона. Результаты химического анализа (фиг. 15 табл. 7) воды пропластков (обр. 349, 385) и пробы пластовой воды (скв. 14) указывают на значительное опреснение (22 г/л — S) и на принадлежность этих вод к другому химическому типу, а именно к сульфатно-натриевому.

Материалы треста «Азнефть» указывают на почти повсеместное залегание высоконапорных пластовых вод, приуроченных к нижнему отделу продуктивной толщи и на значительное превышение пластовых давлений продуктивной толщи над давлениями апшеронского яруса. Замеры показали, что пластовое давление нередко превышает гидростатическое на 60—70 атм, причем разница в давлениях с глубиной увеличивается:

Гидростатическое	Пластовое
167 атм	232 атм
200 »	266 »
157 »	230 »

Суточные дебиты вод из продуктивной толщи также превышают дебиты воды вышележащих отложений.

Таким образом, большая подвижность пластовых вод способствует водообмену, усиливает циркуляцию и тем самым постоянно смещает геохимическое равновесие между поровыми и пластовыми водами в продуктивной толще с глубины 875 м. Изменение гранулометрического состава вмещающих пород в сторону уменьшения их глинистости и уве-



Фиг. 15. Соленость поровых (1) и пластовых (2) вод по разрезу скв. 4, 14 и 32 на участке Аляты-море.

Таблица 7

Химический состав пластовых и поровых вод по разрезу Аляты-море

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	рН	Химический состав поровых вод, мг-экв/л							S, г/л	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$	$\frac{Ca}{Mg}$
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻				
			скв. 4а										

Скв. 4, Аляты-море

287	731—738	6,45	305,5	15,3	3,6	1717,8	0,66	2145,0	39,7	126	0,80	2,68	1,89
297	745—752 (пропласток)	7,00	160,2	103,9	1,8	1105,1	1,21	1329,3	26,6	78	0,83	2,15	1,55
319	780—787	—	363,2	196,1	3,4	1738,8	0,39	2263,4	38,4	132	0,77	2,67	1,85
346	836—843	—	285,7	162,7	6,7	1417,3	—	1853,9	31,8	108	0,76	2,73	1,77
349	857—864 (пропласток)	8,00	18,6	9,9	1,4	332,6	1,60	254,1	99,0	22	1,31	—	1,88
359	871—878	—	399,4	160,7	—	1500,1	0,80	1908,6	—	119	0,78	2,54	2,47
385	908—915 (пропласток)	7,85	12,6	6,1	1,5	330,9	2,86	247,5	102,5	22	1,33	—	2,06
413	952—969	—	247,6	86,6	6,2	837,7	0,50	1148,7	39,5	68	0,73	3,57	2,84
507	1115—1122	7,30	169,0	73,3	4,2	859,2	—	1060,8	33,9	63	0,81	2,76	2,31
513	1130—1132	—	196,7	64,6	4,9	735,8	—	967,4	44,3	58	0,76	3,55	3,03

Скв. 32, юго-юго-западное крыло Алятской структуры

Пробы пластовых вод	712	—	157,0	98,0	—	1091,0	—	1286,0	58,0	79	0,84	1,90	1,60
	Скв. 30, юго-западное крыло Алятской структуры												
	477	—	124,0	114,0	—	708,0	—	936,0	98,0	56	0,75	2,00	1,09
	Скв. 14, юго-западное крыло Алятской структуры												
	914	—	6,0	5,0	—	204,0	—	208,0	—	6	—	—	—

личения количества песчаных прослоек и связанное с этим увеличение водопроницаемости пород в свою очередь способствуют проникновению высоконапорных менее минерализованных вод, которые в какой-то степени опресняют поровые воды. Большую роль при этом играют процессы диффузии между поровыми и пластовыми водами. Отмеченными условиями объясняется уменьшение минерализации поровых вод изучаемой скважины с глубины 875 м.

Таким образом, основным фактором, влияющим на рассоление поровых вод на участке с 875 до 1200 м (третья стадия), является гидродинамический. Он создает условия, при которых слабо минерализованные сульфатно-натриевые воды оказывают большое влияние на опреснение поровых вод.

Изложенный материал, характеризующий некоторые стороны метаморфизма поровых вод, свидетельствует о большом многообразии и сложности физических и физико-химических процессов, непрерывно происходящих на протяжении длительного геологического времени между захороненной при седиментогенезе морской водой, илами и породами. Изучение этих процессов и вызываемых ими изменений как в поровых водах, так и во вмещающих породах позволит лучше понять многие процессы, связанные с осадкообразованием и вторичными изменениями пород и перейти от гипотез к строго научному количественному объяснению сути совершающихся процессов.

4. О ВОЗМОЖНОСТИ СУЖДЕНИЯ ПО Cl^- О СОЛЕННОСТИ ДРЕВНИХ ВОДОЕМОВ

В заключение остановимся на одном из важных и до сих пор неразрешенном вопросе о возможности использования концентрации Cl^- для определения солёности древних морских водоемов.

С. В. Бруевич, Эмери и Риттенберг полагают, что хлор является элементом, практически не изменяющимся в результате сложных геохимических процессов при взаимодействии между твердой и жидкой фазами. Исходя из этого, С. В. Бруевич (1952) и Б. Кулленберг (Kullenberg, 1952) предлагают использовать величину хлора для целей реконструкции палеогидрологии древних морей.

Так, Б. Кулленберг (1952), изучая колонки осадков Средиземного моря до глубины 11 м, объяснил увеличение солёности поровых вод повышенной солёностью воды того бассейна, в котором эти осадки отлагались.

Уменьшение солёности поровых вод из осадков южной части Балтийского моря он объясняет опресненностью придонной воды древнего бассейна. Ф. Шепард и Д. Моор (Shepard a. Moore, 1955) считают, что количество хлора в поровых водах на глубине до 2,4 м от дна увеличивается вследствие палеоклиматических условий их формирования. Уменьшение содержания хлора в поровых водах осадков Черного моря (до глубины 10 м) по сравнению с придонной водой того же моря О. В. Шишкина (1959) объясняет присутствием в осадках иловых вод новозвксинского опресненного бассейна.

Л. А. Гуляева (1951), а затем А. А. Карцев (1953) и коллектив авторов Института геологии Арктики (Лосицкая, 1960) также предлагают использовать содержание хлора в породе в качестве показателя солёности древних водоемов. Считая, что основной причиной появления хлора в породах является захват осадком седиментационной воды бассейна, А. А. Карцев, при исследовании майкопских отложений Грузии, утверждает, что «чем больше хлора в воде бассейна, тем больше его будет и в породе» (Карцев, 1953). А. Н. Бруннев (1946) также считает возможным восстанавливать физико-географические условия древних морей и состав

вод морей и океанов путем исследования химического состава капиллярных вод.

Ряд исследователей предлагает, кроме хлора, использовать другие различные геохимические показатели для восстановления солености древних водоемов. Так Л. А. Гуляева (1951) в качестве геохимического показателя солености древних водоемов предлагает использовать хлор-бромный коэффициент (Cl/Br). По ее наблюдениям, в осадках девона Урало-Поволжья величина хлор-бромного коэффициента при переходе от континентальных отложений к морским возрастает с 4—20 до 70—100—300. Н. С. Спиро (1959) на примере изучения пермских глинистых отложений для выяснения условий формирования отложений в обстановке большей или меньшей солености (морские и континентальные) предлагает использовать средние арифметические значения величин Cl , SO_3 , MgO , CaO , Mn , SiO_2 . Так, он считает, что увеличение отношения $\frac{MgO}{MgO+CaO}$ и концентрации Cl указывает на образование отложений в условиях повышенной солености, а по отношению $\frac{SO_3}{Cl}$ или по абсолютному содержанию SO_3 можно судить о большем или меньшем влиянии континента «для типично морских отложений и отложений засоленных лагун близких к морским; отношение $\frac{SO_3}{Cl}$ более низкое. С увеличением влияния континента это отношение растет». (Спиро, 1959, стр. 85).

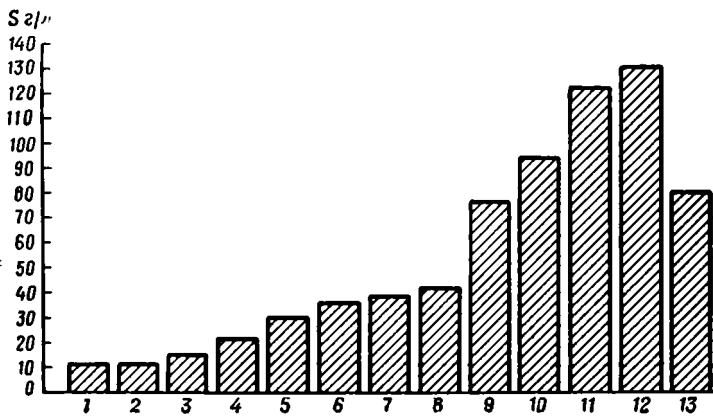
Из изложенного видно, что некоторые геологи и геохимики склонны рассматривать наблюдающиеся изменения в химическом составе поровых вод осадков различного возраста как свидетельство различной солености древних морских бассейнов, в которых происходило осадкообразование.

Еще в 1957 г. Н. М. Страхов высказал сомнение в правильности этой распространенной точки зрения. По его мнению, определение солености древних водоемов по хлору, по поглощенным основаниям или по хлор-бромным коэффициентам возможно только для малоомощных отложений недавнего прошлого. «По мере того, как мы обращаемся к породам, все более древним и все сильнее литифицированным, содержание в них хлора и хлор-бромные отношения все более отклоняются от исходных» (Страхов, 1957, стр. 159).

Вопрос о причинах, определяющих различную соленость поровых вод в осадках различного возраста, и о возможности использования таких геохимических показателей, как содержание Cl в породах и поровых водах, можно разрешить лишь при исследовании их состава на примере единой глубокой скважины. Именно такой материал, который показывает, что с возрастанием геологического возраста морских осадков Каспия (от современных до плиоценовых) наблюдается непрерывный рост содержания хлора и солености поровых вод (до глубин 875 м), представлен в настоящей работе.

Палеонтологические данные современных азербайджанских палеонтологов (Али-Заде, 1959; Агаларова и др.) и классические исследования Андрусова (1923) указывают, что соленость всех трех отделов Апшеронского бассейна, поровые воды которых имеют разную соленость, была близка к солености современного Каспия. Лишь во времена акчагыльской трансгрессии, в результате вторжения океанических вод, произошло некоторое осолонение акчагыльского бассейна. По исследованиям П. В. Федорова (1957) соленость бассейнов четвертичного периода также была близка к современному Каспию (табл. 8).

Между тем количество хлора и соленость поровых вод апшеронских и акчагыльских отложений в пределах исследуемой скважины в 15—17 раз выше его содержания в морской воде современного Каспия.



Фиг. 16. Средняя соленость (S) поровых вод по стратиграфическим горизонтам разреза скв. 4, 8а и 8з на участке Аляты-море.

1 — вода Каспия; 2 — современные отложения (илы до глубины 3 м); 3 — современные и новокаспийские; 4 — хвалынские; 5 — хазарские; 6 — бакинские; 7 — тюрканская свита; 8 — верхний апшерон; 9 — средний апшерон; 10 — нижний апшерон; 11 — акчагыл; 12 — продуктивная толща, сабунчинская свита I; 13 — продуктивная толща, сабунчинская свита — II

Средняя соленость поровых вод различных стратиграфических горизонтов (фиг. 16) возрастает от 13,5 г/л (вода современного Каспия) до 122 г/л в акчагыле, т. е. более чем в 9 раз. Соленость поровых вод бассейна продуктивной толщи (до глубины 875 м) также необычайно велика — 130 г/л. Из этих цифр явствует, что современная соленость отложений, вскрытых скв. 4, не имеет ничего общего с первичной соленостью бассейнов, отложивших осадки; механизм этого вторичного осолонения был

Таблица 8

Колебания солености воды Каспийского моря в четвертичный период (данные П. В. Федорова в обработке Н. В. Тагеевой)

Трансгрессии и регрессии моря	Предполагаемая соленость воды (в ‰)
Современная регрессия	13
Регрессия Новокаспийского и конца послехвалынского времени	15—17
Вернехвалынская трансгрессия	10
Нижнехвалынская трансгрессия	6—7
Вернехазарский бассейн и позднехазарская регрессия	14—15
Нижнехазарская трансгрессия	10—11
Бакинский бассейн	13—14

разобран выше. В пользу такой трактовки говорит также тот факт, что в пределах одного стратиграфического горизонта концентрация Cl значительно изменяется, что видно из следующих данных:

Верхний апшерон	37—49 г/л
Средний апшерон	49—98 »
Нижний апшерон	98—111 »
Акчагыл	111—130 »

Из изложенного ясно, что пользоваться для определения величины солености бассейнов геологического прошлого такими показателями, как содержание Cl в породах или поровых водах, а следовательно, и хлор-бромными коэффициентами, невозможно. По-видимому, этого нельзя

делать и для сравнительно молодых бассейнов (хвалынский, бакинский, хазарский ярусы), при увеличении же возраста осадков и увеличения глубины их залегания ошибка может достигнуть чрезвычайно больших размеров. Причины, изменяющие концентрацию Cl и других анионов и катионов в поровых водах, следует искать не в палеогеографических факторах, а в сложных физико-химических процессах, развивающихся в породах на протяжении всего геологического времени их существования

ЛИТЕРАТУРА

- Али-Заде К. А. Третичные отложения Азербайджана. В кн.: «Труды Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Баку, 1959.
- Альтовский М. Е. Основные проблемы формирования подземных вод. В кн.: «Труды 2-го Узбекстанского гидрогеологического совещания 1958 г.». Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР, 1958.
- Ананян А. А. Фазовые переходы воды и электропроводность в замерзающих и мерзлых горных породах. Автореф. докт. дисс. М., 1960.
- Андрусов Н. И. Апшеронский ярус.— Труды Геол. ком., 1923, вып. 110.
- Антонов П. Л. О диффузивной проницаемости некоторых глинистых пород. В кн.: «Геохимические методы поисков нефти и газа», вып. 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1954.
- Абабинец А. Е. О составе поровых растворов из глинистых пород кайнозоя. В кн.: «Исследование и использование глин. Материалы Совещания во Львове (1957)». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Абабинец А. Е. О роли поровых растворов в формировании подземных вод. В кн.: «Проблемы гидрогеологии». М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Беляков М. Ф. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Бруевич С. В. Некоторые методы химического исследования грунтов и грунтовых растворов моря. М.—Свердловск, Гидрометиздат, 1944.
- Бруевич С. В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря.— Докл. АН СССР, 1952, 84, № 3.
- Бунеев А. Н. К вопросу происхождения основных типов минерализованных вод в осадочных породах.— Сов. геология, 1946.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 1. Л., Научное хим.-техн. изд-во, 1933.
- Вистелиус А. Б. К вопросу о связи между содержанием меди в буровых водах Азербайджана и степенью их минерализации.— Докл. АН Азерб. ССР, 1950, 6, № 1.
- Гуляева Л. А. Содержание хлора в осадочных породах девона.— Докл. АН СССР, 1951, 80, № 6.
- Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных рассолов.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 6.
- Егоров В. В. Выступление на Совещании почвоведов 20—26 апреля 1954 г. Почвоведение, 1954, № 7.
- Затеная Н. П. К вопросу о связанной воде в глинистых породах.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 4.
- Затеная Н. П. Поровые воды кайнозойских глинистых пород Тобол-Ишимского водораздела и их связь с водами водоносных горизонтов.— Автореф. канд. дисс. М., 1961.
- Карцев А. А. Палеогеохимические исследования майкопских отложений Грузии.— Труды Моск. нефт. ин-та им. Губкина, 1953, вып. 13.
- Казин А. Н., Мжачик К. И. Исследование водных растворов коренных пород, полученные методом их отпрессовывания при высоких давлениях.— Труды Всес. научно-исслед. и проект. ин-та «Гипростокнефть», 1958, вып. 1.
- Капелювич А. В. О структурном давлении водных растворов электролитов.— Ж. структур. химии, 1961, 2, № 3.
- Капелювич А. В. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья.— Канд. дисс. М., 1962.
- Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. В кн.: «Современные методы исследования физико-химических свойств почв», т. 4, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Крюков П. А. К методике исследования почвенных, иловых и горных растворов.— Гидрохим. материалы, 1955, 24, 25.
- Крюков П. А., Номикос Л. И. К методике выделения горных растворов. В кн.: «Тезисы докладов 14 Гидрохимического совещания по вопросам методики

- гидрохимических исследований подземных вод». Новочеркасск, Изд-во Гидрохим. ин-та АН СССР, 1960.
- Крюков П. А., Цыба Н. П. Сопоставление состава горных растворов и вод из скважин района строительства Волгоградской ГЭС.— Гидрохим. материалы, 1959, 28.
- Корпачевский Л. О. О капиллярном подъеме раствора NaCl в слоистой почве.— Почвоведение, 1959, № 3.
- Ломтадзе В. Д. Результаты исследования воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, 1959, № 9.
- Лосицкая Н. В. К вопросу об определении солености бассейна осадкообразования по содержанию в осадках Cl.— Труды ин-та геологии и разработки горючих ископ. АН СССР, 1960.
- Маврицкий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962, 39.
- Окнина Н. А., Приклонский В. А. Диффузионное выщелачивание глинистых пород и его влияние на их физико-механические свойства. В кн.: «Растворение и выщелачивание горных пород». М., Госстройиздат, 1957.
- Окнина Н. А., Приклонский В. А. Диффузионные процессы в глинистых породах и их значение в гидрогеологии и инженерной геологии. В кн.: «Проблемы гидрогеологии». М., 1960.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1957, № 9.
- Силин-Бекчурин А. И. Гидрохимическая зональность подземных вод Прикаспийской синеклизы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Спиро Н. С. Химический состав пермских глинистых отложений и связь его с фациальными условиями осадкообразования.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, 98.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Страхов Н. М. Основные физико-географические типы древних водоемов и критерии их распознавания. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Сулин В. А. Воды нефтяных скважин. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. М.—Л., Гостоптехиздат, 1946.
- Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состава природных вод, в частности вод нефтяных месторождений, ч. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Тагеева Н. В. К вопросу о геохимических и геологических условиях образования местонахождений нефти.— Труды Научно-исслед. ин-та геофиз. и геохим. методов разведки, 1954, вып. 2.
- Тагеева Н. В. О геохимии глинистых осадков Каспийского моря.— Докл. АН СССР, 1958, 121, № 6.
- Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава природных вод. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Цыба Н. П., Крюков П. А. Сравнение методов исследования горных растворов.— Гидрохим. материалы, 1959, 29.
- Шилова Е. И., Коровина Л. В., Зеленова А. Ф. Почвенный раствор, его особенности и методы изучения. В кн.: «Тезисы докладов на II Всесоюзном съезде почвоведов». Харьков, 1962.
- Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Якуцени В. П. К вопросу о динамике подземных вод в юго-восточной части Прикаспийской впадины.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1952, вып. 131, геол. сб. 4.
- Emeru R., Rittenberg S. Early diagenesis of California basin sediments in relation to the origin of oil.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, 36, № 5.
- Kullenberg V. On the salinity of the water contained in marine sediments. Göteborg, 1952.
- Sherrard F., Moore D. Central Texas Coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1955, 39, № 8.

И. Л. Нестерова

ПОГЛОЩЕННЫЕ ОСНОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ ПО РАЗРЕЗУ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

При изучении поровых вод в отложениях по разрезу скв. 4 и 8 Аляты-море было показано, что в изменениях их состава значительную роль играет обмен основаниями между поровым раствором и поглощающим комплексом глин. В связи с этим представлялось важным изучить состав поглощенных оснований глин в различных частях этого разреза, сопоставив изменения сорбированного катионного комплекса с изменениями в составе поровых вод. Решению этой задачи и посвящена настоящая статья.

Экспериментальными и теоретическими исследованиями (К. К. Гедройц, И. Н. Антипов-Каратаев, Н. И. Горбунов и др.) установлены закономерности обмена катионов, которые сводятся к следующему: 1) обмен поглощенного катиона на катион солевого раствора протекает быстро; 2) обмен происходит в эквивалентных количествах; 3) процесс обмена обратим; 4) реакция подчиняется закону действующих масс и выражается следующими уравнениями:

для равновалентных ионов

$$\frac{x \text{Mg}^{2+}}{x \text{Ca}^{2+}} = K \frac{c \text{Mg}^{2+}}{c \text{Ca}^{2+}},$$

для разновалентных ионов

$$\frac{x \text{Na}^+}{\sqrt{x \text{Ca}^{2+}}} = K \frac{c \text{Na}^+}{\sqrt{c \text{Ca}^{2+}}},$$

где x — количество катионов, адсорбированных на поверхности коллоидов; c — концентрация катионов в равновесном растворе; K — константа равновесия.

Таким образом, при катионном обмене закон действующих масс определяет подвижное равновесие между катионами в растворе и на коллоидах породы.

Изучение обменных реакций показало также, что поглощение катионов при одинаковых прочих условиях зависит от их валентности, т. е. чем выше валентность, тем сильнее они поглощаются. В пределах одной валентности поглощение увеличивается с увеличением атомного веса. По энергии вытеснения поглощенного катиона из почвы и глины ионы располагаются в ряд: $\text{Ba}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$.

Из изложенных закономерностей вытекает, что каждому типу воды соответствует характерное соотношение катионов в поглощенном комплексе. Казалось бы, поэтому, зная состав и концентрацию катионов в равновесном растворе, можно рассчитать катионный состав поглощенного комплекса и наоборот. Некоторые попытки в этой области сделаны

(Н. С. Спиро и Ц. Л. Вовк, 1959). Но в сложных многокомпонентных растворах, какими являются морская вода и поровые растворы, условия адсорбционного равновесия с илами протекают сложно и не поддаются пока точному расчету; поэтому нам не представляется возможным расчетное определение состава обменных катионов по составу поровых вод и обратно. Именно это обстоятельство и вынуждает рассматривать определение поглощенных оснований в глинах сводного разреза скв. 4 и 8а в качестве самостоятельной экспериментальной задачи.

2. МЕТОДИКА РАБОТЫ

Многочисленные работы по определению обменных оснований, опубликованные в литературе, выполнены почвоведом. Однако методика определения состава поглощенных катионов в засоленных карбонатных почвах до сих пор остается не разработанной до конца. Те же методические трудности возникают при определении состава поглощенных оснований в морских осадках и осадочных породах в связи с наличием солей грунтового раствора и содержанием карбонатов. Единой методики определения поглощенных катионов в осадочных породах не существует.

Не углубляясь в анализ предложенных способов, укажем лишь, что нами для определения поглощенных катионов была использована методика, принятая в институте Океанологии (Зайцева, 1962). В основу определения был положен метод М. А. Хачванкяна (1948), который применял его для изучения адсорбционного равновесия аллювиальной гжельской глины с водами различной минерализации.

Сущность методики сводится к следующему. Порода после отжима из нее порового раствора обрабатывалась однонормальным хлористым аммонием ($pH=7$). При этом в раствор переходят не только поглощенные катионы, но и катионы порового раствора, оставшегося в породе после отжима, а также частично растворившиеся карбонаты и сульфаты щелочноземельных металлов. В аликватных частях хлористоаммонийной вытяжки определялись катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} — трилонометрически; Na^+ , K^+ — пламенной фотометрией и анионы HCO_3^- , SO_4^{2-} . Анионы определялись для учета количества кальция, перешедшего в вытяжку за счет растворения хлористым аммонием карбонатов и сульфатов.

Состав поглощенных катионов рассчитывался по разности содержания каждого катиона в хлористоаммонийной вытяжке и в поровом растворе, оставшемся после отжима с учетом связанной воды. Объем поровой воды, на который вводилась поправка, принимался равным остаточной влажности породы, определяемой непосредственно после отжима, минус связанная вода, представляющая собой «нерастворяющийся объем».

До сих пор нет единого мнения о связанной воде, поэтому нет общепринятого метода ее определения. Одним из основных свойств связанной воды, важным для нас, является отсутствие способности к растворению различных солей, сахара и других веществ, т.е. она представляет собой «нерастворяющийся объем».

Величину связанной воды мы приняли условно равной удвоенной гигроскопической влажности породы, как принято у почвоведов, хотя в одной из последних работ Н. П. Затенацкой (1962) показано, что связанная вода, определенная по теплоте смачивания, близка к гигроскопической влажности. Так как гигроскопическая влажность для большинства изученных осадков сравнительно низкая (1—3%), то ошибка в определении величины связанной воды не может существенно сказаться на составе поглощенных катионов. Поровая вода, на которую вводилась поправка при расчете поглощенных катионов, определялась З. В. Пушкиной (см. статью в этом сборнике).

Так как основным источником питания осадочным материалом любого бассейна, в частности Каспийского моря, являются реки, то определение состава поглощенного комплекса мы начали с рек Куры и Пирсагата, причем были взяты речные взвеси и ил. Кроме того, была отобрана взвесь и ил при впадении р. Куры в Каспийское море в 2 км от берега, где происходит смешение куринских вод с каспийской водой. Илы, которые представляют собой дочерпательные пробы, и речная взвесь были доставлены в 1962 г. М. А. Ратеевым. Затем было проанализировано около 80 образцов из скв. 8в, 8б и 4, охватывающих осадки от современных до среднеплиоценовых (продуктивная толща). Анализировались главным образом глинистые породы. Результаты анализов поглощенных катионов выражены в мг-экв на 100 г абсолютно сухого осадка и в процентах мг-экв. За величину емкости поглощения изучаемых пород принималась сумма поглощенных катионов, вытесненных из породы хлористым аммонием.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Преобладающим катионом в поглощенном комплексе речной взвеси, как и следовало ожидать, является кальций (табл. 1), так как комплексы эти находятся в равновесии с пресной речной водой; затем в убывающем порядке идут магний, натрий и калий. Соотношение катионов в поглощенном комплексе повторяет такое же соотношение катионов в речной воде. Далее глинистые частицы, перемещаясь в море, переходят от равновесия с речными водами к равновесию с морской водой, богатой натрием, магнием и калием, и в связи с этим изменяют поглощенный комплекс.

Таблица 1

Состав поглощенных катионов взвесей и илистых осадков

Образец	В мг-экв/100 г осадка				Σ	В % мг-экв			
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
Взвесь р. Пирсагат . .	18,17	5,63	0,79	0,53	25,12	72,33	22,41	3,15	2,11
Взвесь р. Куры	17,33	8,27	0,98	0,39	26,97	64,26	30,66	3,63	1,45
Взвесь моря (2 км от берега)	16,45	5,98	0,62	0,40	23,45	70,15	25,50	2,64	1,71
Ил со дна моря (2 км от берега)	5,50	9,33	6,41	1,60	22,84	24,08	40,85	28,06	7,01

На границе смешения вод р. Куры с каспийской водой в 2 км от берега в поглощенном комплексе взвеси еще преобладает кальций, но при оседании, проходя толщу воды, глинистые частицы теряют поглощенный кальций в результате его десорбции и замещения натрием и магнием, и на дне бассейна в этом же месте поглощенный комплекс выглядит иначе; в нем первое место занимает магний, второе натрий, а кальций отходит на третье место; резко увеличивается содержание калия. Происходит первая перестройка поглощенного комплекса.

Такое же соотношение катионов сохраняется и в верхних горизонтах собственно современных осадков. Так, на глубине до 3 м в скв. 8в емкость их поглощения невелика, всего в среднем 13, 50 мг-экв/100 г (колеблется от 11 до 18 мг-экв/100 г осадка). В составе поглощенных катионов магний составляет в среднем 53, 63 %, натрий — 21,93 %, кальций — 16,81 %, калий — 7,63 %. Такое расположение катиона является результатом соотношения между «энергией поглощения» катиона и концентрацией его в равновесном растворе.

Как известно, в Каспийское море магниальные соли вносятся речным стоком в повышенном количестве; в соответствии с этим и морские воды также обогащены магнием. В каспийской воде магний составляет около 30 %, в то время как, например, в воде Черного моря магния всего 17 %. Поглощенные катионы верхних горизонтов осадка находятся в равновесии с иловой водой, которая по своему составу и минерализации близка к воде Каспийского моря. Этим и объясняется повышенное содержание магния в составе поглощенных катионов. Отметим, что экспериментальные работы (Хачванкян, 1948; Спиро и Бонч-Осмоловская, 1956) по изучению адсорбционных равновесий между глинистыми породами гидрослюдистого состава и растворами типа морской воды также показали, что в поглощенном комплексе преобладающим катионом является магний.

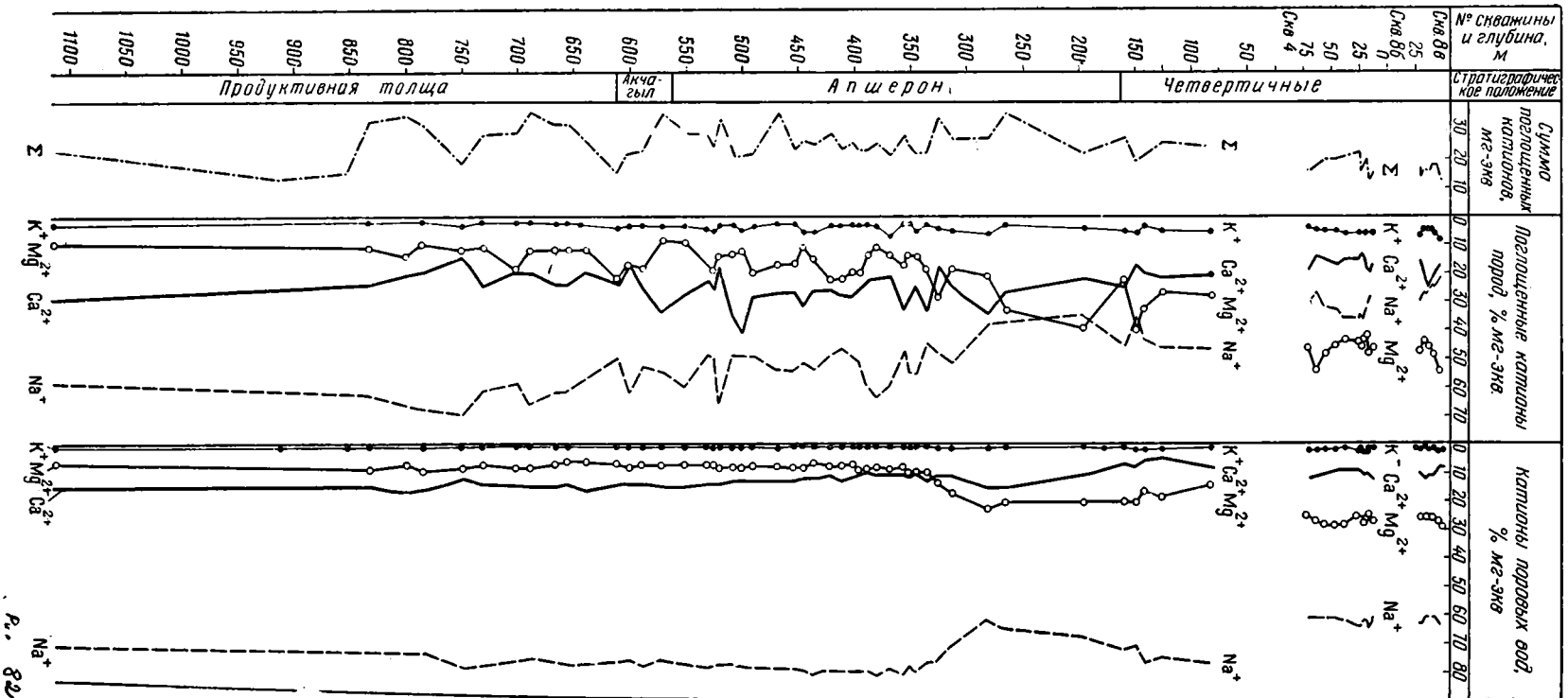
Глубже, в разрезах скв. 8в и 8б повторяются те же соотношения в распределении обменных катионов, но намечаются и некоторые изменения. Так, по мере роста минерализации порового раствора в поглощенном комплексе глинистых пород несколько увеличивается содержание натрия за счет уменьшения кальция и магния. Поглощенный натрий в разрезе скв. 8в составляет больше 20 %, в то время как в скв. 8б его больше 30 %. Если сравнить образцы из обеих скважин с одинаковой емкостью поглощения, то можно отметить, что насколько уменьшается в сумме кальций и магний, настолько увеличивается натрий, что указывает на наличие обменных реакций между поглощенным комплексом и поровым раствором. Наглядно это можно проследить на обр. 94 из скв. 8в и обр. 24 из скв. 8б (табл. 2 и 3).

С увеличением возраста осадков по мере роста минерализации порового раствора, в котором повышается и абсолютное и относительное

Таблица 2

Состав поглощенных катионов в породах по разрезу скв. 8в

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	В мг-экв/100 г породы				ε	В % мг-экв				Содержание фракции $V_{0,001}$ м.м., %
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+	
77	0—3	2,03	2,75	1,64	0,51	6,93	29,29	39,68	23,66	7,37	—
78	0—3	2,56	9,22	4,32	1,43	17,53	14,60	52,60	24,64	8,16	41,2
79	0—3	3,07	9,46	3,81	1,48	17,82	17,23	53,09	21,38	8,30	41,0
80	0—3	3,75	8,78	4,01	1,51	18,05	20,78	48,64	22,22	8,36	40,4
81	0—3	2,64	7,06	2,70	1,14	13,54	19,50	52,14	19,94	8,42	27,9
82	0—3	1,17	7,30	2,43	0,89	11,79	9,92	61,92	20,61	7,55	30,4
83	0—3	1,16	7,29	2,30	0,74	11,49	20,10	63,45	20,02	6,43	—
84	0—3	1,15	7,84	3,00	0,87	12,86	8,94	60,96	23,33	6,77	—
85	0—3	3,64	6,32	2,83	0,91	13,60	26,03	46,47	20,81	6,69	42,2
87	0—3	1,59	6,35	2,52	0,80	11,26	14,12	56,39	22,38	7,11	—
Среднее	0—3	2,27	7,24	2,96	1,03	13,50	16,81	53,63	21,93	7,63	—
93	8—9	3,62	8,63	4,50	1,05	17,80	20,34	48,48	25,28	5,90	—
94	8—9	4,22	8,76	4,43	1,01	18,42	22,91	47,56	24,05	5,48	—
95	9—12	4,09	7,53	4,10	0,82	16,54	24,73	45,53	24,79	4,95	—
96	9—12	3,66	7,16	4,40	0,78	16,00	22,88	44,75	27,50	4,87	—
97	9—12	4,28	7,11	3,79	0,84	16,02	26,72	44,38	23,66	5,24	—
101	12—15	2,64	6,57	3,86	0,74	13,81	19,12	47,57	27,95	5,36	33,1
105	15—18	2,78	8,06	5,14	1,22	17,20	16,16	46,86	29,88	7,10	—



Состав поглощенных катионов в породах по разрезу скв. 86

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	В мг-экв/100 г породы				e	В % мг-экв			
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
17	11—13	2,46	6,62	4,46	0,83	14,55	16,91	45,50	31,89	5,70
21	13—16	2,52	5,99	3,53	0,78	12,82	19,66	46,72	27,54	6,08
24	16—18	3,40	7,74	6,02	1,06	18,22	18,66	42,48	33,04	5,82
28	18—21	2,81	8,04	6,90	1,05	18,80	14,95	42,77	36,70	5,58
35	21—23	1,98	7,21	5,51	0,96	15,66	12,64	46,04	35,19	6,13
38	23—26	3,22	9,51	7,75	1,20	21,68	14,85	43,87	35,75	5,53
52	37—43	3,20	9,11	7,47	1,18	20,96	15,27	43,46	35,64	5,63
58	43—52	3,28	8,82	6,60	1,04	19,74	16,62	44,68	33,43	5,27
64	52—58	2,95	9,49	6,30	1,03	19,77	14,92	48,00	31,87	5,21
69	58—64	2,51	9,52	4,81	0,81	17,65	14,22	53,94	27,25	4,95
74	64—71	3,02	7,51	5,09	0,68	16,30	18,53	46,07	31,23	4,17

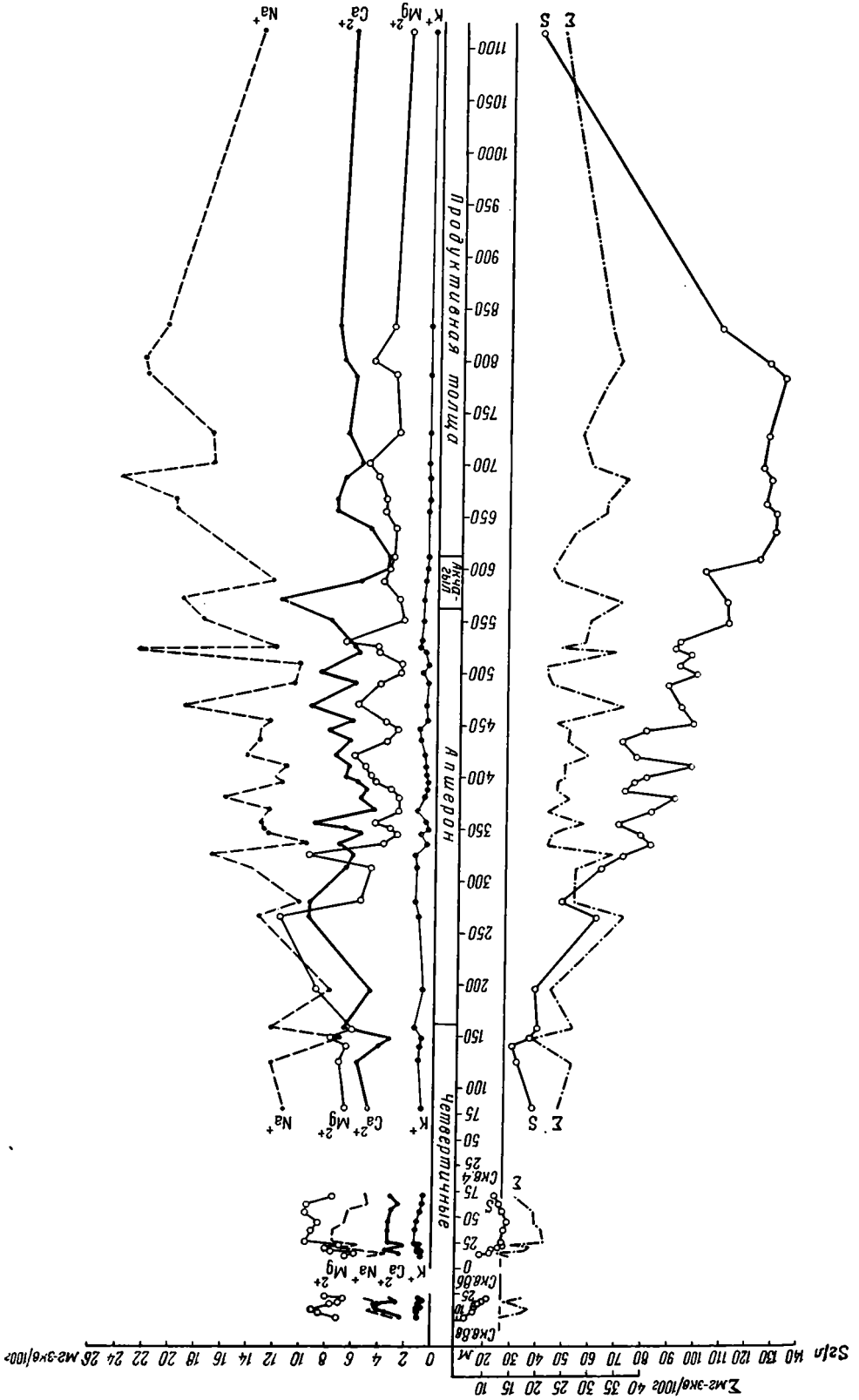
содержание натрия, происходит вторая перестройка катионов в поглощенном комплексе; обменный магний уступает первое место натрию. Это происходит при общей минерализации поровой воды свыше 1000 мг-экв/л (скв. 4, глубина 79—85 м) и когда концентрация натрия в поровом растворе превышает концентрацию Ca+Mg в 3,5—4 раза. Поглощенные катионы пород с глубины 79—85 м (бакинский ярус) до 337 м (средний апшерон) располагаются в ряд: $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$. Такие же соотношения катионов наблюдаются и в поровых водах пород с указанного интервала глубин.

Третья перестройка поглощенных катионов начинается с глубины 337 м, где в составе поровой воды наблюдается относительное уменьшение содержания Mg и увеличение Ca; ионы порового раствора располагаются в ряд: $Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+$ (фиг. 1). Такое изменение порового раствора порождает аналогичные изменения и в составе поглощенного комплекса, что и наблюдаем мы с той же самой глубины (337 м, обр. 120): в поглощенном комплексе первое место занимает Na^+ , затем в убывающем порядке следуют Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , причем Na^+ составляет больше 50% всего состава обменных катионов. Такое соотношение катионов поглощенного комплекса и равновесного с ним порового раствора продолжается до глубины 1200 м, т. е. до конца изученного нами разреза. Подчеркнем, что абсолютная соленость поровых вод при этом до глубины около 685 м повышается, а затем начинает резко убывать. Главным образом состав поглощенных оснований контролируется не абсолютной минерализацией поровых вод, а соотношением в них катионов.

Итак, с переходом от молодых отложений к древним в поровой воде и обменном комплексе сильно увеличивается содержание натрия, сопровождающееся уменьшением содержания щелочноземельных элементов в составе обменных катионов. Речная взвесь и речной ил в равновесии с пресной водой дают ряд: $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$. В современных осадках в равновесии с морской водой ряд становится иным: $Mg^{2+} > Na^+ > Ca^{2+} > K^+$.

Начиная с бакинского яруса и до среднего апшерона в результате концентрирования поровых вод и увеличения абсолютного и относитель-

Фиг. 1. Состав и количественные соотношения поглощенных катионов глинистых пород и катионов поровых вод по разрезу скв. 4, 86, 8в.



ного содержания натрия поглощенный комплекс приобретает вид: $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$. И, наконец, от среднего апшерона вплоть до продуктивной толщи, включая все изученные осадки, ряд поглощенных катионов выглядит так: $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$.

Рассматривая величины суммы поглощенных катионов, можно отметить, что по мере увеличения возраста осадков увеличивается емкость поглощения, хотя и незначительно. В верхних горизонтах разреза емкость не превышает 20 мг-экв/100 г, с возрастом пород она увеличивается до 25—30 мг-экв/100 г и более (фиг. 2).

Как известно, величина емкости поглощения обусловлена совокупностью факторов, из которых основными являются: механический состав, наличие органического вещества, минералогический состав фракции $< 0,001$ мм, концентрация равновесного раствора и т. д.

Изученные нами глинистые породы довольно однородны по минералогическому составу и содержанию органического вещества. Преобладающим глинистым минералом является гидрослюда, которая составляет около 80—90 % тонкопелитовой фракции. Таким образом, состав минералогического сорбента не объясняет роста емкости поглощения. Органическое вещество из-за небольшого его содержания ($C_{\text{орг}}$ по всему разрезу в среднем составляет около 0,5%) также не может иметь большого значения для увеличения емкости поглощения. Количество коллоидной фракции в проанализированных образцах хотя и различно, но резких колебаний, которые могли бы определить увеличение емкости от верхних горизонтов к нижним, не обнаруживает (табл. 2 и 4). Существенно, что образцы с одинаковым количеством фракции $< 0,001$ мм, но взятые из разных горизонтов, различаются по емкости поглощения (обр. 85 из скв. 8в и обр. 143 из скв. 4).

Наиболее резко изменяется по разрезу с глубиной соленость поровой воды, находящейся в равновесии с поглощенным комплексом от 12 до 139 г/л. Именно этот фактор и обуславливает, вероятно, рост емкости поглощения с глубиной (фиг. 2). В пользу этого говорят экспериментальные данные М. А. Хачванкяна, Н. С. Спирос и К. С. Бонч-Осмоловской.

М. А. Хачванкян (1948), изучавший равновесие между глиной и водами различной минерализации, приходит к выводу: емкость обмена — непостоянная величина; она увеличивается с возрастанием концентрации равновесного раствора. К такому же заключению приходят Н. С. Спирос и К. С. Бонч-Осмоловская (1956), проводившие опыты по изучению равновесий глин с растворами типа морской воды. Этими авторами отмечено, что величины емкости обмена гидрослюдистой породы и каолина возрастают с увеличением концентрации растворов (от 0,2 с и выше, где с — концентрация нормальной морской воды). Е. Д. Зайцева (1962), определявшая обменные катионы осадков Черного моря, также отмечает, что емкость обмена катионов в толще осадков имеет тенденцию к уменьшению, что согласуется с уменьшением солености от современных осадков к нововексинским отложениям.

Сопоставляя данные о составе поглощенных катионов, полученные в нашей работе, с данными о поглощенных катионах в илах Черного (Зайцева, 1962) и Каспийского (Тегеева и Тихомирова, 1962) морей, получаем общую закономерность — изменение поглощенного комплекса происходит параллельно и в том же направлении, что и изменения равновесного раствора, причем изменения эти в известной мере подчиняются закону действующих масс.

Фиг. 2. Зависимость количества поглощенных катионов (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) и емкости поглощения (ε) глинистых пород от солености поровых вод (S) по разрезу скв. 4, 8б, 8в.

Состав поглощенных катионов в породах по разрезу скв. 4

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	В мг-экв/100 г породы				ε	В % мг-экв				Содержание фракции $V_{0,001}$ м.и., %
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+	K+	
18	79—85	5,03	6,65	11,38	1,12	24,18	20,80	27,50	47,06	4,64	—
24	121—127	5,77	7,22	12,25	1,22	26,46	21,81	27,29	46,30	4,60	—
32	139—145	4,15	6,63	9,22	0,93	20,93	19,83	31,68	44,05	4,44	—
33	145—151	3,27	7,82	7,16	1,12	19,37	16,88	40,38	36,96	5,78	—
37	151—157	6,78	6,16	12,38	1,43	26,75	25,34	23,03	46,28	5,35	—
52	193—199	4,90	8,77	7,72	0,89	22,28	21,99	36,36	34,65	4,00	—
81	259—265	9,63	11,76	13,43	1,23	36,05	26,71	32,62	37,20	3,41	51,75
86	271—277	9,41	5,68	10,27	1,49	26,85	35,05	21,15	38,25	5,55	—
107	307—317	6,77	4,82	13,91	1,41	26,91	25,16	17,91	51,69	5,24	36,69
112	319—325	6,18	9,73	17,07	1,52	34,50	17,91	28,20	49,48	4,41	—
120	331—337	7,33	3,86	9,70	0,71	21,60	33,94	17,87	44,91	3,28	21,17
125	337—343	5,56	3,07	12,62	1,15	22,40	24,82	13,71	56,34	5,13	—
130	349—355	6,75	3,26	13,16	0,55	23,72	28,46	13,74	55,48	2,32	—
132	349—355	9,21	4,62	13,33	0,69	27,85	33,07	16,59	47,86	2,48	39,38
139	361—367	4,57	2,80	12,56	1,44	21,37	21,39	13,10	58,77	6,74	—
143	373—379	5,61	2,84	16,05	0,75	25,25	22,22	11,25	63,56	2,97	43,05
144	373—379	5,20	3,33	13,84	0,70	23,07	22,54	14,43	59,99	3,04	51,96
146	379—385	6,08	4,69	11,74	0,58	23,09	26,33	20,31	50,85	2,51	—
147	391—397	6,84	4,91	12,25	0,68	24,68	27,71	19,89	49,64	2,76	—
151	403—409	6,63	5,36	11,34	0,65	23,98	27,65	22,35	47,29	2,71	40,16
156	415—421	7,63	6,34	14,36	0,77	29,10	26,21	21,79	49,35	2,65	—
163	427—438	6,50	3,73	13,34	1,20	24,77	26,24	15,06	53,86	4,84	37,96
170	445—451	8,24	2,89	13,30	1,18	25,61	32,18	11,28	51,93	4,61	55,39
175	451—463	6,28	3,86	12,61	0,61	23,36	26,88	16,52	53,98	2,62	43,61
178	463—467	9,49	6,12	19,09	0,85	35,55	26,69	17,22	53,70	2,39	—
179	487—493	6,09	4,34	10,82	0,62	21,87	27,85	19,84	49,47	2,84	40,67
185	493—499	8,90	2,64	8,65	1,09	21,28	41,82	12,41	40,65	5,12	42,15
187	499—505	7,61	2,71	10,30	0,59	21,21	35,88	12,78	48,56	2,78	—
193	517—523	6,08	4,36	22,44	0,89	33,77	18,00	12,91	66,45	2,64	—
198	523—535	6,27	4,45	11,97	1,23	23,93	26,20	18,60	50,06	5,14	—
204	535—544	6,58	6,85	13,77	1,15	28,35	23,21	24,16	48,57	4,06	62,15
215	550—559	8,20	2,61	17,68	0,96	29,45	27,85	8,86	60,03	3,26	31,51
219	559—571	11,90	2,95	19,20	0,96	35,01	33,99	8,43	54,84	2,74	—
226	577—589	5,89	4,24	12,34	0,81	23,28	25,30	18,21	53,01	3,48	—
233	589—598	3,83	3,81	13,86	0,69	22,19	17,26	17,17	62,46	3,11	45,74
236	604—610	3,65	3,41	7,44	0,58	15,08	24,20	22,61	49,34	3,85	31,59
253	637—644	5,25	3,21	17,95		26,41	19,88	12,15	67,97		—
255	652—658	7,67	4,00	19,90	0,68	32,25	23,78	12,41	61,70	2,11	—
258	658—665	7,69	3,96	19,94	0,60	32,19	23,89	12,30	61,94	1,87	—
268	681—688	7,21	4,50	24,05	0,59	36,35	19,83	12,38	66,16	1,63	—
274	695—703	5,82	5,39	16,89	0,72	28,82	20,19	18,70	58,61	2,50	—
287	731—738	6,83	2,97	17,19	0,55	27,54	24,80	10,78	62,42	2,00	—
319	780—787	6,48	3,29	22,12	0,72	32,61	19,87	10,09	67,83	2,21	—
322	794—801	7,43	4,93	22,36		34,72	21,40	14,20	64,40		—
346	836—843	7,73	3,51	20,65	0,65	32,54	23,76	10,79	63,46	1,99	—
507	1115—1121	6,76	2,41	13,63	0,50	23,30	29,01	10,34	58,50	2,15	—

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов — Каратаев И. Н., Кадер Г. М. О природе поглощения ионов глинами и почвами.— Коллоидный ж., 1947, 9, № 2.
- Антипова - Каратаева Т. Ф., Антипов - Каратаев И. Н. Закономерности катионного обмена в почвах в растворах смесей нейтральных солей.— Коллоидный ж., 1939, 5, вып. 5.
- Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. Изд. 4. М., Сельхозгиз, 1933.
- Зайцева Е. Д. Емкость обмена катионов морских осадков и методы ее определения.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1958, 26.
- Зайцева Е. Д. Обменные катионы осадков Черного моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1962, 44.
- Затеняцкая Н. П. К вопросу о взаимосвязи катионов поровых вод с обменными катионами глинистых пород.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.
- Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенного комплекса глин для случаев равновесия с растворами типа морской воды.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1956, 86.
- Спиро Н. С., Вовк Ц. Л. Реконструкция состава вод пермского моря.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, 98.
- Татеева И. В., Тихомирова М. М. Определение обменных катионов в осадках Каспия.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1960, 30.
- Татеева И. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хачванкян М. А. Комплекс адсорбированных на глине катионов в равновесии с некоторыми типами природных вод.— Гидрохимические материалы, 1948, 14.

З. В. Тимофеева

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вопросы аутигенного минералообразования в современных осадках привлекают в последнее время большое внимание исследователей. В частности, достаточно детально изучено минералообразование в осадках морских и озерных внутриконтинентальных водоемов, таких, как Черное, Каспийское и Аральское моря, оз. Балхаш и др. (Бродская, 1954; Сапожников, 1954; Страхов, 1954, Волков, 1961). Однако изучению подвергался обычно лишь тонкий слой современных илов, и только для некоторых водоемов, например для Черного моря, аутигенное минералообразование удалось проследить на глубину нескольких метров (Страхов, 1959). С другой стороны, к настоящему времени накоплен большой материал по диагенетическому и катагенетическому минералообразованию в различных древних отложениях.

Данные, полученные при исследовании непрерывного 1200-метрового разреза Бакинского архипелага (скв. 8а, 8в и 4 Аляты-море), позволили изучить аутигенные преобразования вещества морских отложений Каспия, начиная от жидких современных илов вплоть до плотных пород продуктивной толщи (средний плиоцен). Тем самым представилась возможность проследить непрерывный ход диагенеза от его начальных стадий до перехода к катагенезу, выявить парагенезы диагенетических минералов и их изменения по разрезу, установить, на каких глубинах в осадках прекращаются редукционные процессы и возникают различные диагенетические минералы, каким изменениям подвергаются с глубиной аллотигенные минералы и т. п.

Изученный разрез включает (сверху вниз) новокаспийские (Q_4), хвалынские (Q_3), хазарские (Q_2), бакинские (Q^b), тюркянские (Q^t), апшеронские (N_2^{3ap}), акчагыльские ($N_2^{3ак}$) отложения и верхнюю часть продуктивной толщи (N_2^2).

Стратиграфия, вещественный состав этих отложений и фациальные условия накопления осадков подробно охарактеризованы в статьях А. Л. Путкарадзе, Э. А. Даидбековой, Н. В. Пашалы (см. статьи в этом сборнике) и затрагиваются нами лишь по мере надобности в связи с рассмотрением вопросов, которым посвящена данная статья. Следует обратить внимание лишь на некоторые литолого-фациальные особенности изученного разреза, определившие в известной степени методы и пути решения поставленных задач.

Для разреза, особенно для его плейстоценовой части, характерно резкое преобладание глин, в той или иной степени известковистых и алевритовых. Прослой мелкопесчаных и песчано-алевритовых пород присутствуют преимущественно в самой нижней части разреза, отвеча-

ющей продуктивной свите. Среднезернистые и крупнозернистые разности песчаников в разрезе отсутствуют. Эти особенности гранулометрии пород ограничивали возможности применения микропетрографического метода, обычно широко используемого при выявлении стадийных изменений осадочных пород.

Низкое содержание органического вещества в осадках, свойственное отложениям аридных водоемов, к числу которых относится Каспий, обусловило относительную вялость и очень небольшой масштаб диагенетического минералообразования и перераспределения вещества в осадках, в частности конкрецееобразования. Подавляющее количество аутигенных минералов присутствует в породах в тонкодисперсном состоянии, что создало большие трудности при их выделении. Поэтому ведущее значение в нашей работе имел химико-аналитический метод (определение форм железа, серы, $C_{орг}$, CO_2 и др.).

В дальнейшем изложении мы последовательно рассмотрим: 1) диагенетические преобразования железа и железистые диагенетические минералы как наиболее важные показатели геохимических процессов, происходящих в осадках; 2) структурно-текстурные изменения седиментационного материала — процессы перекристаллизации, коррозии и другие; 3) некоторые вопросы стадийности процессов минералообразования.

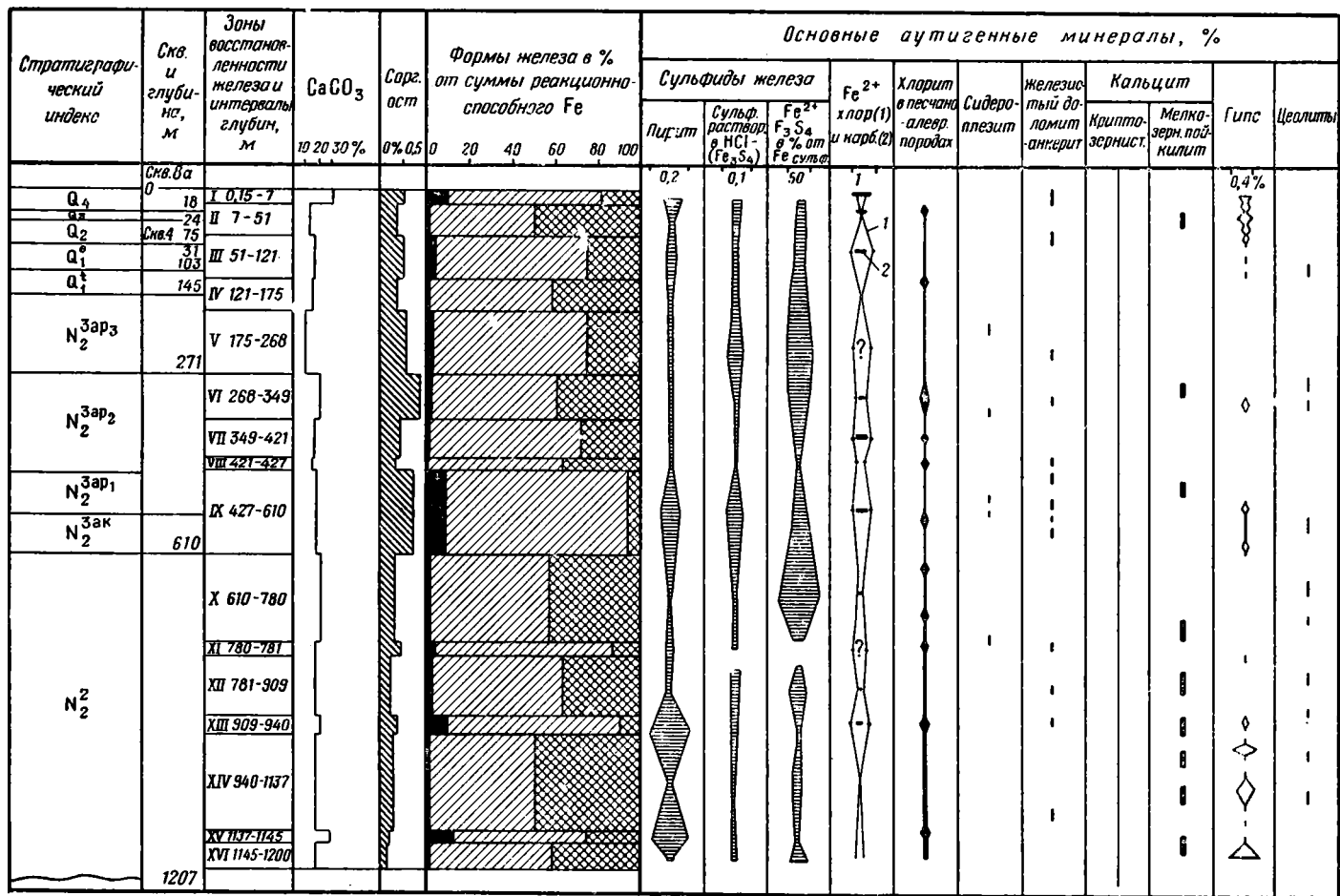
1. ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗА

Преобразование железа в осадках принадлежит к числу наиболее интересных и ярких диагенетических процессов. В ходе диагенеза не только создаются структурные формы железистых минералов, но и образуется (вследствие редукционных процессов) само вещество, слагающее их. Аутигенные минералы железа в изученном разрезе представлены хлоритами, сульфидами, карбонатами и гидроокислами. Частично аутигенное происхождение имеет, по-видимому, и глауконит, но в основной своей массе он приносится в осадок в готовом виде.

Х л о р и т ы. Наблюдаются две основные структурные разновидности аутигенного хлорита. Первая, присутствующая преимущественно в глинистых породах, представлена агрегатом тонко рассеянных в породе микрочешуйчатых зерен, вторая, более крупнокристаллическая, наблюдается в полимиктовых песчано-алевритовых породах. В этом случае аутигенность хлорита структурно проявляется более наглядно.

Распределение хлорита в алеврито-песчаных породах показано на фиг. 1. Характерна его приуроченность к полевошпато-кварцево-граувакковым породам. По мере перехода от резко полимиктовых пород нижней части разреза к породам верхней части, где преобладающую роль играют кварц и обломки карбонатов, хлоритизация в песчано-алевритовых породах прекращается.

По данным определений С. Х. Ярлушкиной аутигенные хлориты представлены преимущественно буровато-зеленоватыми железистыми разностями прохлорита ($Ng-1,603 \pm 0,003$; $Np-1,601$) и железистого пеннина ($Ng-1,635-1,624$). Гораздо реже встречается светло-зеленый слабожелезистый амезит. Хлориты образуют зональные или крустификационные каемки вокруг обломочных зерен кварца, полевых шпатов, эффузивных пород обломочных хлоритов и др. (табл. I); кроме того, они наблюдаются в виде сповидных, лучистых и колломорфных выделений в цементе; характерны также чешуйчатые и сферолитовые формы по обломкам плагиоклазов и порфиринов. О том, что и в последнем случае хлоритизация происходила частично или полностью аутигенно, а не до захоронения обломочного материала, свидетельствует наблюдаемое «заполнение» чешуек хлоритов, развивающихся по зернам, в цемент. Анализ строения зональных выделений хлоритов показывает, что хлоритообразование



Фиг. 1. Аутигенные минералы и степень восстановленности плиоценово-четвертичных отложений Бакинского архипелага.

начинается с более железистых разностей, а менее железистые светло-зеленые хлориты (амезит) представляют более позднюю генерацию. В ряде случаев удалось установить, что образование хлорита сопровождалось выделением аутигенных цеолитов, в частности анальцима (табл. I). Об этом свидетельствует наблюдаемое чередование концентров темно-зеленого железистого хлорита и анальцима (табл. I). Количественно образование аутигенных хлоритов в песчано-алевритовых породах выражено весьма слабо.

В глинистых породах присутствие хлоритов подтверждается данными рентгеноструктурного анализа (см. статью Ратеева и других в этом сборнике). Представлен хлорит тонко- и микрочешуйчатыми разностями. Последние не образуют обычно обособленных скоплений, а более или менее равномерно и тонко распределены в породах. Лишь в редких случаях можно было наблюдать мелкие агрегаты чешуйчатого хлорита в сочетании с колломорфной зеленовато-бурой хлоритовой массой. По данным исследований Т. Д. Долматовой и В. А. Дрица в верхних горизонтах разреза присутствуют хлориты диоктаэдрического типа. М. Б. Хеировым в глинистых породах апшерона и продуктивной толщи встречены амезит и прохлорит. Естественно, что в глинах очень трудно отличить аутигенный хлорит от аллотигенного. Тем более, что часть хлорита поступала в осадок за счет размыва плиоценово-четвертичных отложений, содержащих аутигенный хлорит, по составу близкий к генерируемому в описываемых отложениях.

Механизм возникновения аутигенного хлорита не совсем ясен. На основании изучения структурных взаимоотношений глинистых минералов и хлорита образование последнего в результате диагенетической переработки глинистого вещества (монтмориллонита, гидрослюд, каолинита) отвергается (см. статью Ратеева и других в этом сборнике). Возможно возникновение хлорита за счет диагенетической переработки кремнисто-глиноземистых гелей. Резко пониженная миграционная способность глинозема в описываемых осадках является причиной отсутствия сколь угодно заметного перераспределения и концентрации аутигенных хлоритов.

Сульфиды железа весьма широко распространены в разрезе. Вследствие склонности к образованию стяжений сульфиды, несмотря на их небольшие в общем содержания, гораздо более доступны изучению, чем хлориты. Минералогически сульфиды диагностировались при помощи микроскопического исследования в отраженном свете¹, определения магнитных свойств, а также рентгеноструктурного анализа, проводившегося в рентгеновской лаборатории ВИМСа².

Формы выделения сульфидов весьма разнообразны. В глинистых породах чаще всего они имеют вид мелких микрозернистых (от долей миллиметра до 0,5, реже 2 см) конкреционных выделений неправильно округлой, дендритоподобной, линзовидной формы (табл. II). Характерны нечеткие контуры этих выделений. По периферии они нередко окружены ореолом тонко распыленного криптозернистого сульфида, слабо пигментирующего вмещающую породу (так называемые «сажистые» структуры сульфидов — табл. III). Часто наблюдаются также скопления глобулярного строения, имеющие неправильно линзовидную форму, обычно подчиненную слоистости вмещающей породы (табл. IV). В песчано-алеври-

¹ Кроме обычных полировок, использовались бакелитовые, приготовляемые путем цементации отобранных под бинокуляром зерен сульфидов бакелитом с последующей полировкой поверхности.

² Пользуюсь случаем выразить благодарность старшему научному сотруднику ВИМСа А. П. Полушкиной за консультацию по вопросам минералогии сульфидов.

товых породах наблюдаются более четко оформленные выделения либо в виде отдельных пятен базального цемента (табл. IV—V), либо в виде одиночных сравнительно хорошо окристаллизованных зерен квадратного габитуса. Последние особенно характерны для песчано-алевритовых пород продуктивной толщи. Нередко сульфиды приурочиваются к скоплениям раковинного детритуса, развиваются в полостях раковин (см. табл. I). Отмечалось также развитие сульфидов на участках скопления битумной темно-бурой окисленной органики (см. табл. III).

Минералогические сульфиды представлены в значительной своей части пиритом, распознаваемым по высокой отражательной способности, высокому рельефу и магнитности. В единичных образцах в продуктивной толще был встречен марказит с характерной для него анизотропией и малиновыми интерференционными тонами в отраженном свете. Весьма интересным было обнаружение малосернистого сульфида (Fe_3S_4) со структурой шпинелевого типа. Этот минерал был описан А. П. Полушкиной и Г. С. Сидоренко (1963) под названием мельниковита из олигоценовых глин Мангышлака¹. Мельниковит в шлифах трудно отличим от пирита. Характерной морфологической особенностью его является большая склонность к выделению в виде тонкодисперсных сажистых образований, но наряду с этим он нередко дает и микроглобулярные выделения, а также довольно плотные, внешне аморфные стяжения криптозернистой и микрозернистой структуры, с виду очень похожие на пирит.

Мельниковит оптически изотропен, обладает менее высоким рельефом, чем пирит, и более низкой отражательной способностью. Последняя, по данным А. П. Полушкиной, колеблется в пределах 29—47 в зависимости от степени раскристаллизованности минерала. Хорошо раскристаллизованные разности в отраженном свете имеют слабо кремовый оттенок. В отличие от пирита мельниковит сильно магнитен. В разведенной HCl растворяется при комнатной температуре медленно, при нагревании быстро. Растворимость тонкодисперсных разностей повышена. Рентгеноструктурные исследования, проведенные Г. С. Сидоренко, показывают для минерала структуру шпинелевого типа — Fe_3S_4 , размер элементарной ячейки $9,82-9,92 \pm 0,02$, пространственная группа Fd3m. На основании сравнительных структурных исследований, а также в результате обнаружения иона Fe^{3+} в мельниковите Г. С. Сидоренко и А. П. Полушкина приходят к выводу о присутствии в его составе окисного железа. В зависимости от соотношений Fe^{2+} к Fe^{3+} формула мельниковита ими представляется от $\text{Fe}_{2,43}\text{S}_4$ до $\text{Fe}_{3,11}\text{S}_4$. Из-за отсутствия достаточного материала мы не смогли детально проследить распространение мельниковита по разрезу. Характерно, что почти во всех образцах с сульфидами, которые мы смогли детально исследовать, в том или ином количестве обнаруживался мельниковит. В конкрециях он обычно наблюдается в сочетании с пиритом. Последний, как можно было видеть в отраженном свете, образует небольшие «островки», представленные агрегатами кристаллов неправильной формы. Промежутки между ними выполнены ветвистыми неправильными выделениями более мелкокристаллического мельниковита. Так же, как и пирит, мельниковит отмечен в разных горизонтах разреза, начиная от самых его верхних частей до глубины 1000 м. Характерно, что условия нахождения описываемого мельниковита и мельниковита из олигоценовых отложений Мангышлака во многом очень сходны: общим для них является, в частности, нахождение их в относительно светлых, иногда пестроокрашенных разностях глин,

¹ Термин мельниковит дан этими авторами не вполне удачно. Под мельниковитом обычно понимают аморфные, плохо раскристаллизованные разности двусернистого железа со структурой пирита или марказита (Doss, 1912; Чухров, 1955). Минерал с формулой Fe_3S_4 был описан Р. Эрдом и Х. Ивансом (Erd, Evans, 1956) под названием смитита. В статье, следуя за А. П. Полушкиной, мы условно будем называть обнаруженный малосернистый сульфид мельниковитом.

обедненных органическим веществом, и сочетание с гидроокислами железа. Учитывая это, а также малую сернистость сульфида и вхождение в его состав Fe^{3+} , можно согласиться с мнением А. П. Полушкиной об образовании мельниковита в условиях более щелочной среды с большим окислительным потенциалом, чем условия, необходимые для образования пирита (тем более марказита). К распределению мельниковита в разрезе и приуроченности его к различным фаціальным группам отложений мы вернемся в дальнейшем изложении.

Карбонаты железа присутствуют в весьма ограниченном количестве. Собственно железистый карбонат — сидероплезит (N_0 —1,811—1,829) чрезвычайно редок и обнаружен нами в нескольких конкрециях и в немногих образцах в составе рассеянных карбонатов. Чаше встречается железистый доломит (N_0 — 1,692), но количество его в породах тоже очень невелико.

Представление о составе карбонатной части пород и об относительной роли в ней $FeCO_3$ дает табл. 1, из которой видно, что на долю $FeCO_3$ в составе наиболее «железистых» разностей известковых пород приходится в среднем 1—2% или в пересчете на карбонаты 3—5%, $MgCO_3$ определяется в близких количествах, содержание же $MnCO_3$ измеряется долями процента. Резко доминирующее значение имеет $CaCO_3$, входящий на 85—90% в состав кальцита.

Характерны рассеянные формы нахождения карбонатов: во всем километровом разрезе было встречено лишь две конкреции сидероплезита на глубинах 210 и 750 м. Сидероплезит встречается в виде мельчайших желтовато-бурых хлопьевидно-сгустковых криптозернистых выделений и образует крустификационные каемки вокруг обломочных зерен. Железистый доломит, помимо криптозернистых структур, образует микрокристаллические выделения в цементе песчано-алевритовых пород.

Конкреции по своему составу являются кальцито-сидероплезитовыми. Химический состав одной из них (обр. 70) следующий (в %).

Мин. нераств.		Карбонаты к 100 %
остаток — 18,26	MnO — 3,55	CaCO ₃ — 12,7
Al ₂ O ₃ — 2,01	CaO — 5,98	MnCO ₃ — 7,8
Fe ₂ O ₃ — 2,64	MgO — 0,21	FeCO ₃ — 78,8
FeO — 35,01	CO ₂ — 28,30	MgCO ₃ — 0,7
	Ca ₃ (PO ₄) ₂ — 1,51	

На долю сидероплезита в конкреции приходится около 65%, кальцит составляет 2%, остаточное терригенное вещество, представленное главным образом кварцем и глинистыми минералами, достигает 18%. В составе конкрециеобразователя наблюдается несколько повышенное (для сидероплезитовых конкреций) содержание марганца, по всей вероятности, изоморфно замещающего железо в решетке сидероплезита. Сидероплезит представлен слабо магнезиально-кальциевой разностью с N_0 — 1,811. Он образует криптозернистые комочковидные выделения, переходящие по периферии в агрегат микрокристаллических неправильно округлых, сфероидальных, реже чечевицеобразных зерен, обрастающих обломочные зерна, при этом сильно корродируя их (табл. VI). В промежутках между зернами сидероплезита с признаками коррозии развивается кальцит. Описанная конкреция близка по составу и структуре некоторым разновидностям диагенетических сидероплезитовых конкреций из ааленских угленосных отложений Дагестана, карбона Донбасса и др. Характерно, что все находки конкреций были приурочены к сероцветным, слабо известковистым породам, относительно обогащенным органическим веществом. Железистый доломит встречен по всему разрезу, начиная с самых верхних горизонтов сильноизвестковистых серых илов вплоть до нижних горизонтов. Количество железа, входящего в состав железистых карбонатов,

Химический состав карбонатной части пород по разрезу скв. 8а и 4 (в %)

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	Порода	Мин. не-рассв. остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	SO ₂	Сумма	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Избыточные			Карбонаты к 100%				Fe карб.
																	FeO	MgO	CaO	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	
Скважина 8а																								
853	0—9	Глина	58,35	1,18	0,92	1,27	0,08	17,24	1,52	14,12	0,48	94,68	30,17	0,13	1,03	0,84	0,63	1,12	—	93,78	0,41	2,61	3,20	0,50
854	0—9	»	60,48	1,34	0,50	1,80	0,08	15,76	1,60	13,43	0,37	94,99	27,68	0,13	1,28	0,93	1,01	1,31	—	92,21	0,43	3,10	4,26	0,62
855	9—15	»	63,96	1,39	1,53	0,96	0,09	13,82	0,45	12,94	0,20	95,14	24,43	0,15	1,55	0,94	—	—	0,16	90,25	0,56	3,47	5,72	0,75
856	9—15	»	68,22	1,20	1,36	0,91	0,09	11,47	1,11	9,00	0,14	93,36	20,31	0,05	—	—	0,91	1,11	—	99,75	0,25	—	—	—
857	9—15	»	54,69	1,08	1,00	0,94	0,08	16,23	0,97	12,37	0,20	97,36	28,13	—	—	—	0,94	0,97	—	100,00	—	—	—	—
858	15—21	Алеврито-глина	79,21	1,17	1,75	1,21	0,06	4,20	1,21	3,75	0,21	92,55	7,25	0,10	0,68	0,49	0,79	0,97	—	85,10	1,17	5,76	7,97	0,33
859	15—21	То же	73,39	2,01	1,99	1,42	0,06	4,17	1,28	3,48	0,02	87,80	7,43	0,10	0,23	0,17	1,20	1,28	—	93,70	1,26	2,15	2,89	0,11
860	15—21	Глина	77,70	2,02	2,07	1,39	0,08	4,85	1,22	4,00	0,16	93,33	8,46	0,13	0,30	0,20	1,20	1,12	—	92,87	1,41	2,41	3,30	0,15
861	21—27	»	74,55	1,83	1,80	1,62	0,07	5,92	1,14	4,71	0,12	91,64	10,42	0,11	0,15	0,11	1,52	1,07	—	96,57	1,02	1,02	1,39	0,07
862	21—27	Алеврито-глина	75,83	1,85	2,04	1,45	0,07	5,44	1,23	5,37	0,07	93,28	12,21	0,11	1,32	1,29	0,63	0,52	—	77,95	0,90	10,45	10,70	0,64
863	21—27	То же	77,54	1,76	1,93	1,30	0,07	4,22	1,27	4,38	0,16	92,37	7,33	0,11	1,05	1,38	0,65	1,11	—	74,27	1,12	13,98	10,63	0,51
864	21—27	»	72,05	1,52	2,13	1,35	0,09	7,65	1,38	6,68	0,19	92,85	13,42	0,15	0,95	0,69	0,76	1,05	—	88,22	1,0	4,54	6,24	0,46
865	21—27	Песчано-алеврит	73,06	1,52	1,50	1,21	0,08	9,07	0,96	7,87	0,22	95,27	15,91	0,13	1,02	1,10	0,57	0,44	—	87,61	0,72	6,06	5,62	0,49
866	21—33	Глина	71,48	1,97	2,14	1,34	0,10	8,37	1,10	6,50	0,11	93,91	14,64	0,16	0,12	0,08	1,27	1,06	—	97,60	1,07	0,53	0,80	0,06
867	27—33	»	65,44	1,81	1,89	1,21	0,08	7,79	1,13	5,64	0,18	84,97	12,82	—	—	—	—	—	—	100,00	—	—	—	—
868	39—45	»	72,98	2,10	2,65	2,01	0,11	5,75	1,45	5,08	0,08	92,10	10,15	0,14	0,71	0,51	1,56	1,17	—	87,88	1,56	4,41	6,15	0,34
869	39—45	»	74,07	2,30	2,06	1,85	0,08	5,58	1,23	4,78	0,30	91,95	9,59	0,13	0,67	0,49	1,43	1,00	—	88,15	1,20	4,50	6,15	0,32
870	39—45	»	76,42	2,33	0,88	1,92	0,07	5,57	1,50	4,79	0,21	93,48	10,07	0,11	0,26	0,21	1,76	1,40	—	94,56	1,04	1,97	2,43	0,13
871	39—45	Алеврито-глина	76,97	2,38	1,37	2,01	0,05	4,81	1,45	4,47	0,15	93,51	8,41	0,08	0,97	0,77	1,40	1,08	—	82,21	0,78	7,53	9,48	0,47

872	45—51	То же	75,60	2,40	1,32	2,33	0,06	4,82	1,47	4,16	0,07	92,16	8,52	0,10	0,49	0,36	2,02	1,30	—	89,97	1,06	3,80	5,17	0,24
874	45—51	»	72,20	2,44	0,34	4,07	0,14	6,19	1,59	6,78	0,28	93,75	10,69	0,22	3,34	1,52	2,43	0,86	—	67,74	1,46	9,64	21,16	1,61
875	45—51	»	73,02	2,79	2,21	2,02	0,10	5,38	1,41	4,38	0,13	91,31	9,45	0,16	0,22	0,15	1,88	1,34	—	94,69	1,61	1,50	2,20	0,11
876	51—57	Глина	69,64	2,34	0,01	3,59	0,09	6,32	1,48	5,81	0,14	89,28	11,11	0,15	1,14	0,83	2,88	1,08	—	83,98	1,13	6,28	8,61	0,55
877	51—57	»	72,28	2,36	0,27	3,45	0,09	6,39	1,68	6,70	0,14	93,22	11,23	0,15	2,28	1,63	2,06	0,87	—	73,45	0,98	10,67	14,90	1,10
878	51—57	»	70,66	2,17	Нет	3,22	0,09	8,40	1,57	6,57	0,08	92,68	14,83	0,15	0,02	0,02	3,30	1,56	—	98,74	1,00	0,13	0,13	0,10
879	51—57	»	71,25	2,05	Нет	3,27	0,09	8,00	1,32	6,67	0,06	92,65	14,22	0,15	0,46	0,33	2,98	1,16	—	93,80	0,99	2,18	3,03	0,22
877	51—57	»	70,41	2,31	0,62	3,41	0,10	6,79	1,44	6,35	0,04	91,43	12,07	0,16	1,29	0,94	2,61	1,00	—	83,47	1,10	6,50	8,93	0,62
881	63—49	»	64,69	2,00	0,50	2,89	0,10	11,43	1,38	9,70	0,15	92,69	20,23	0,16	0,97	0,71	2,28	1,05	—	91,66	0,73	3,21	4,40	0,47
882	63—69	»	64,73	1,88	0,03	3,36	0,09	11,06	1,45	9,54	0,08	92,14	19,64	0,15	1,12	0,82	2,38	1,70	—	90,38	0,69	3,77	5,16	0,54
883	63—69	Алеврито-глина	63,23	1,85	0,10	3,14	0,10	12,20	1,46	10,43	0,18	92,51	21,56	0,16	1,16	0,84	2,42	1,06	—	90,89	0,67	3,55	4,89	0,56
884	69—75	То же	55,77	1,77	0,13	2,32	0,10	11,36	1,30	9,49	0,19	82,24	20,06	0,16	0,70	0,51	1,88	1,06	—	93,61	0,75	2,38	3,26	0,34

С к в а ж и н а 4

119	331—337	Песок органический	14,18	1,29	0,57	Нет опр.	43,2	1,07	35,00	0,50	96,10	76,44	Нет опр.	0,78	1,13	0,08	0,04	—	97,54	Нет опр.	1,44	1,02	0,38
120	331—337	Песок	60,08	3,11	2,30	»	13,11	1,71	10,66	Нет	90,34	23,39	»	0,52	0,37	1,47	1,53	—	96,34	»	1,52	2,14	0,25
126	343—349	Глина	68,04	4,77	2,22	»	9,12	0,94	6,78	Нет опр.	91,87	15,40	»	—	—	2,22	0,94	0,50	100,00	»	—	—	—
127	343—349	Алеврито-глина	68,12	5,81	2,01	»	8,94	1,07	6,88	—	93,16	15,63	»	—	—	2,01	1,07	0,19	100,00	»	—	—	—
134	355—361	То же	66,48	4,20	2,43	»	9,53	1,28	7,48	—	91,73	17,00	»	—	—	2,43	1,28	0,01	100,00	»	—	—	—
139	361—367	»	74,08	3,76	2,65	»	5,36	1,28	4,68	»	91,81	9,56	»	0,63	0,46	2,26	2,12	—	89,77	»	9,92	4,31	0,30
145	379—385	»	72,34	1,45	1,29	»	8,64	0,64	6,60	»	90,96	15,00	»	—	—	1,29	0,64	0,24	100,00	»	—	—	—
185	493—499	»	72,74	3,44	3,49	»	4,77	0,64	4,06	»	89,97	8,51	»	0,42	0,30	3,23	0,50	—	92,20	»	3,25	4,55	0,20
187	499—505	»	73,04	3,89	3,23	»	5,66	0,86	4,98	»	91,66	10,09	»	0,70	0,50	2,80	0,62	—	89,37	»	6,21	4,42	0,34
194	517—523	»	72,64	3,00	3,56	»	4,17	1,07	3,94	—	89,12	7,44	»	1,76	1,28	3,01	0,76	—	83,04	»	7,14	9,82	0,85
206	544—550	»	70,96	3,67	3,99	»	5,95	0,86	5,76	—	91,66	10,61	»	1,66	0,90	0,43	3,80	—	80,57	»	6,83	12,60	0,80
209	544—550	»	66,96	3,73	6,45	»	5,95	1,28	7,46	—	92,35	10,61	»	5,51	1,34	3,03	0,64	—	60,77	»	7,68	31,55	2,66

Таблица 1 (продолжение)

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	Порода	Мин. не-раств. остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	SO ₃	Сумма	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Избыточные			Карбонаты к 100%				Fe _{карб.}
																	FeO	MgO	CaO	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	
214	550—559	Алевритоглина	71,44	3,41	3,41	Не опр.		5,66	0,86	5,30	—	90,76	10,10	Не опр.	1,13	0,82	2,71	0,46	—	83,82	Не опр.	6,81	9,37	0,54
215	550—559	То же	54,62	3,20	2,29	»		16,09	0,43	12,04	Не опр.	88,67	27,36	»	—	—	2,29	0,43	0,77	100,00	»	—	—	—
218	559—571	»	55,30	3,29	3,09	»		13,70	1,07	11,26	—	88,41	24,45	»	0,78	0,49	2,60	0,83	—	95,07	»	1,90	3,03	0,38
219	559—571	Песчаный алеврит	67,98	3,80	2,29	»		8,34	1,07	6,66	Не опр.	90,14	14,88	»	0,14	0,11	2,20	1,01	—	98,34	»	0,93	0,73	0,07
221	559—571	Алевритоглина	64,10	3,11	1,79	»		10,13	1,50	8,36	—	89,35	18,08	»	0,28	0,20	1,62	1,40	—	97,41	»	1,08	1,51	0,14
230	589—598	То же	58,40	2,37	1,72	»		12,81	1,28	10,48	—	88,34	22,86	»	0,56	0,41	1,36	1,08	—	95,93	»	1,72	2,35	0,27
233	589—598	Песчаный алеврит	69,46	3,46	1,86	»		7,15	1,07	5,54	—	89,47	12,60	»	—	—	1,86	1,07	—	100,00	»	—	—	—
240	616—623	То же	64,22	3,03	1,58	»		9,53	2,14	7,80	Не опр.	88,30	17,00	»	0,44	0,31	1,30	1,49	—	95,78	»	2,48	1,74	0,21
241	616—623	»	69,48	4,98	1,28	»		—	1,28	5,92	—	90,80	13,45	»	—	—	—	—	0,22	100,00	»	—	—	—
242a	616—623	»	56,02	2,98	1,44	»		16,09	1,07	12,68	—	91,10	28,70	»	0,09	0,06	1,38	1,03	—	99,43	»	0,21	0,32	0,04
253	637—644	Алевритоглина	70,54	3,67	1,58	»		7,75	1,07	5,92	Не опр.	90,53	13,45	»	—	—	1,58	1,07	0,22	100,00	»	—	—	—
255	652—658	То же	69,30	3,85	1,50	»		8,34	0,96	6,22	»	90,17	14,13	»	—	—	1,50	0,96	0,57	100,00	»	—	—	—
256	652—658	»	59,52	3,65	1,29	»		13,11	1,71	10,66	—	90,34	23,39	»	0,52	0,37	0,51	0,38	—	93,34	»	1,52	2,14	0,25
267	675—681	»	71,34	4,89	1,22	»		7,15	1,28	5,36	Не опр.	91,24	12,18	»	—	—	1,22	1,28	0,33	100,00	»	—	—	—
274	695—703	Алеврит	69,54	4,33	2,01	»		7,45	1,50	5,58	—	90,76	12,68	»	—	—	1,50	2,01	0,35	100,00	»	—	—	—
277	710—717	Алевритоглина	69,62	3,19	1,00	»		9,83	0,64	7,26	Не опр.	91,54	16,50	»	—	—	1,0	0,64	0,59	100,00	»	—	—	—
287	731—738	Глина	69,92	4,68	1,30	»		7,15	1,60	5,56	—	90,35	12,63	»	—	—	1,30	1,60	0,08	100,00	»	—	—	—
297	745—752	Песчаный алеврит	70,90	6,44	1,15	»		7,75	1,28	5,50	—	93,09	12,50	»	—	—	1,15	1,28	0,75	100,00	»	—	—	—

301	752—759	Алеврито-глина	69,34	4,52	1,28	»	8,04	1,39	6,36	»	91,17	14,34	»	0,08	0,06	1,23	1,36	—	99,04	»	0,40	0,55	0,04
316	773—780	Песчаный алеврит	67,68	4,87	1,43	»	7,15	1,93	5,42	»	88,78	12,46	»	—	—	1,43	1,93	0,17	100,00	»	—	—	—
320	780—787	Глина	70,48	3,72	1,73	»	7,74	1,71	6,04	»	91,74	13,73	»	—	—	1,73	1,70	0,05	100,00	»	—	—	—
322	794—801	»	70,82	3,55	1,79	»	6,55	1,07	4,4	»	88,02	9,63	»	—	—	1,79	1,07	1,16	100,00	»	—	—	—
333	808—815	»	65,34	3,78	1,22	»	10,13	1,39	7,56	»	89,42	17,18	»	—	—	1,22	1,39	0,51	100,00	»	—	—	—
334	809—815	Песчаный алеврит	59,18	4,27	1,07	»	13,11	1,50	10,58	»	90,31	23,40	»	0,38	0,28	0,83	1,36	—	97,26	»	1,17	1,57	0,18
337	815—822	То же	75,38	4,33	1,14	»	4,77	1,18	3,40	»	90,50	7,73	»	—	—	1,14	1,18	1,37	100,00	»	—	—	—
341	822—829	»	69,78	4,67	1,14	»	7,44	1,50	5,48	»	90,15	12,45	»	—	—	1,14	1,50	0,47	100,00	»	—	—	—
344	829—836	»	72,38	3,61	1,14	»	7,44	0,96	5,30	»	90,99	12,04	»	—	—	1,14	0,96	0,70	100,00	»	—	—	—
346	836—843	Алеврито-глина	68,08	4,56	2,29	»	8,94	0,96	6,66	»	91,49	15,13	»	—	—	2,29	0,96	0,47	100,00	»	—	—	—
351	864—871	Песчаный алеврит	66,16	6,00	1,21	»	10,72	1,50	8,36	»	94,09	19,00	»	—	—	1,21	1,50	0,08	100,00	»	—	—	—
353	864—871	То же	69,70	4,68	1,44	»	7,74	1,71	5,60	»	91,09	12,73	»	—	—	1,44	1,71	0,61	100,00	»	—	—	—
355	864—871	»	69,08	3,97	1,29	»	8,34	1,28	6,38	»	90,63	14,50	»	—	—	1,29	1,28	0,22	100,00	»	—	—	—
364	878—885	»	57,48	2,34	0,43	»	17,28	1,71	13,88	»	93,35	30,82	»	0,34	0,40	0,34	0,40	—	97,65	»	1,27	1,08	0,16
386	909—919	»	74,50	4,75	1,85	»	7,15	1,28	5,42	0,02	95,11	12,32	»	—	—	1,85	1,28	0,24	100,00	»	—	—	—
387	919—926	Песок	68,86	6,66	2,07	»	7,15	1,71	4,78	0,31	92,22	10,83	»	—	—	2,07	1,71	0,87	100,00	»	—	—	—
395	933—938	»	72,78	4,61	1,00	»	8,64	1,28	6,94	Нет	95,44	15,41	»	0,30	0,22	1,63	1,17	—	96,74	»	1,38	1,88	0,14
402	938—945	Песчаный алеврит	69,48	3,20	2,85	»	8,64	1,28	6,23	0,27	92,15	14,27	»	—	—	2,85	1,28	0,46	100,00	»	—	—	—
414	952—960	То же	66,22	4,51	1,00	»	11,62	0,96	8,52	—	92,93	19,36	»	—	—	1,00	0,96	0,78	100,00	»	—	—	—
415	952—960	Алеврито-глина	71,78	4,05	1,22	»	7,74	1,39	6,08	—	92,38	13,82	»	—	—	1,22	1,39	—	100,00	»	—	—	—
418	960—967	Песчаный алеврит	70,06	6,75	1,00	»	7,44	1,28	5,28	—	91,86	12,00	»	—	—	1,00	1,28	0,72	100,00	»	—	—	—
419	960—967	То же	70,46	5,18	1,01	»	8,34	1,07	6,10	—	92,30	13,86	»	—	—	1,01	1,07	0,58	100,00	»	—	—	—
420	960—967	»	71,40	5,43	1,00	»	7,44	1,2	5,60	—	92,27	12,73	»	—	—	1,28	1,00	0,31	100,00	»	—	—	—

Таблица 1 (окончание)

№ образца	Интервал глубины взятия образца, м	Порода	Мин. не-раств. остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	CO ₂	SO ₃	Сумма	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	Избыточные			Карбонаты к 100%				Feкарб.	
																	FeO	MgO	CaCO	CaCO ₃	MnCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃		
456	1011—1018	Песок	71,84	4,25	0,86	Не опр.		8,93	0,86	6,08	1,41	94,27	13,82	Не опр.	—	—	0,86	0,86	0,20	100,00	Не опр.	—	—	—	—
470	1026—1035	Песчаный алеврит	72,18	4,88	0,72	»		7,74	0,96	5,88	—	92,41	13,66	»	—	—	0,72	0,96	0,26	100,00	»	—	—	—	—
471	1035—1043	Алеврит	71,82	3,87	0,78	»		8,34	0,75	5,98	—	91,66	13,59	»	—	—	0,78	0,75	0,73	100,00	»	—	—	—	—
474	1043—1050	Песчаный алеврит	71,56	3,61	0,73	»		8,34	0,86	6,24	0,27	91,81	14,18	»	—	—	0,73	0,86	0,21	100,00	»	—	—	—	—
478	1050—1057	Алеврито-глина	63,98	4,61	1,00	»		11,62	1,07	8,30	0,40	91,24	18,86	»	—	—	1,00	1,07	0,78	100,00	»	—	—	—	—
485	1073—1080	То же	70,00	3,82	0,72	»		8,34	0,86	6,00	0,53	90,46	13,63	»	—	—	0,72	0,86	0,34	100,00	»	—	—	—	—
495	1087—1094	Песчаный алеврит	66,52	2,89	0,86	»		12,51	0,53	9,49	0,16	93,09	21,50	»	—	—	0,86	0,53	0,38	100,00	»	—	—	—	—
502	1101—1108	То же	70,62	4,95	1,07	»		7,74	1,28	5,82	0,43	92,03	13,23	»	—	—	1,07	1,28	0,03	100,00	»	—	—	—	—
505	1108—1115	Песок	67,96	3,42	0,85	»		10,72	0,85	6,58	3,11	93,73	14,95	»	—	—	0,85	0,85	0,17	100,00	»	—	—	—	—
512	1122—1130	»	72,42	4,80	0,72	»		7,44	1,07	5,70	—	92,31	12,95	«	—	—	0,72	1,07	0,19	100,00	»	—	—	—	—
514	1130—1137	Песчаный алеврит	61,08	2,63	1,07	»		16,09	0,85	12,60	—	94,01	28,63	»	—	—	1,07	0,85	0,06	100,00	»	—	—	—	—
518	1137—1144	То же	64,70	4,08	1,15	»		12,51	1,18	9,62	—	93,28	21,86	»	—	—	1,15	1,18	0,27	100,00	»	—	—	—	—
523	1151—1158	»	72,26	2,75	0,71	»		8,64	0,64	6,68	—	91,90	15,18	»	—	—	0,71	0,64	0,14	100,00	»	—	—	—	—
530	1172—1179	»	62,80	5,65	0,86	»		13,11	1,39	9,60	0,49	94,01	21,83	»	—	—	0,86	1,39	0,55	100,00	»	—	—	—	—
534	1186—1193	Алеврито-глина	69,92	4,58	1,15	»		7,75	1,07	5,56	—	90,35	12,64	»	—	—	1,15	1,07	0,67	100,00	»	—	—	—	—

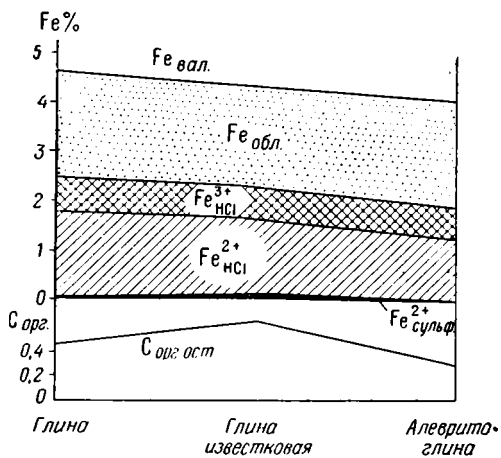
как видно из табл. 1, в среднем составляет 0,1—0,2%, редко повышаясь до 0,4—0,6%, в значительном количестве образцов анализом оно не улавливается.

Гидроокислы железа представлены в основной своей части лимонитом, в меньшей степени — магнетитом и гидрогётитом. Они либо являются продуктами изменения обломочных зерен, либо представляют собой реликты тонко рассеянного в породе гидроокисного железа, создающие желтовато-буроватую пятнистую окраску в глинах. Иногда присутствуют ореолы тонкодисперсного гидроокисного железа вокруг выделений сульфидов, что, возможно, связано с окислением неустойчивого моносульфида типа гидротроилита. Заслуживают внимания случаи участия магнетита в конкрециеобразовании. Так, в глинах нами в нескольких случаях наблюдались неправильной формы пятнистые буровато-зеленоватые стяжения тонкодисперсных окислов железа, в центре которых расположены массивные микрокристаллические выделения магнетита. Даже в условиях слабо восстановительной среды при недостатке серы локально создаются условия для перераспределения железа в виде гидроокислов. Масштабы этого процесса очень невелики.

Формы железа. Средством количественного выражения объема аутигенных преобразований железистых минералов служат формы железа, аналитически определяемые по методике, предложенной Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955). 160 анализов было выполнено по этой методике в химической лаборатории Геологического института АН СССР под руководством Э. С. Залманзон. Кроме форм железа, в этих же образцах были определены CO_2 , $S_{орг}$ и $S_{сульф}$. В верхней части разреза, представленной сильно обводненными илами, образцы отбирались через 10—20 см, ниже частота отбора уменьшалась.

Железо в породах, химически определяемое как $Fe_{вал}$, разделяется на легко подвижное, реакционно-способное железо и обломочное ($Fe_{обл}$), входящее в решетку обломочных минералов. В составе реакционно-способного железа определяется: железо закисное, растворимое в HCl — Fe_{HCl}^{2+} ; железо окисное, растворимое в HCl — Fe_{HCl}^{3+} ; железо связанное с серой в виде сульфидов — $Fe_{сульф}^{2+}$. Fe_{HCl}^{3+} входит в хлориты, в меньшей степени — в железистые карбонаты, частично извлекается, по-видимому, и из свободного гидрата закиси железа. Fe_{HCl}^{3+} отвечает окисному железу хлоритов и свободной гидроокиси железа. $Fe_{сульф}^{2+}$ слагается из $Fe_{сульф}^{2+}$, растворимого в HCl (в 2%-ной при кипячении), и $Fe_{сульф}^{2+}$, нерастворимого в HCl. Первое из них соответствует в основной своей части тонкодисперсному малосернистому сульфиду — мельниковиту; по-видимому, сюда же частично попадают и полуморфные плохо окристаллизованные разности пирита и гидротроилит(?). Существование последнего можно только предполагать, так как явных следов его присутствия в породах мы не видим. $Fe_{сульф}^{2+}$, нерастворимое в HCl, соответствует, по-видимому, окристаллизованному пириту.

Общее количество железа в изученных глинистых породах отвечает кларку (4—5%), содержание Fe_{HCl}^{2+} составляет 1,5%, Fe_{HCl}^{3+} не



Фиг. 2. Формы железа в глинах, известняковых глинах и алевроито-глинах (в вес. %)

Средние весовые значения железа и его форм для основных литологических типов пород (в %)

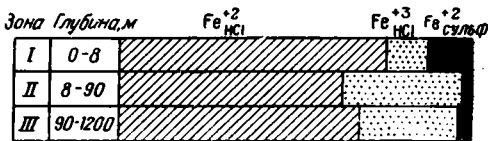
Порода	Fe _{вал}	Fe ²⁺ _{HCl}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{сульф}	Fe ²⁺ _{сульф, нераств. в HCl}	Fe ²⁺ _{сульф, раств. в HCl}	Fe _{обл}	Fe _{реакц.-способн. в % от Fe_{вал}}	в % от Fe _{реакц.-способн.}			Число образцов	CO ₂	C...
									Fe ²⁺ _{HCl}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{сульф}			
Глина	4,67	1,74	0,68	0,065	0,046	0,017	2,18	53,21	68,29	29,76	2,34	60	4,07	0,
Глина известковистая . . .	4,27	1,62	0,61	0,116	0,101	0,013	1,92	54,94	69,04	25,84	4,71	22	8,74	0,
Глина сильно-алевролитовая, переходящая в алеврит	4,03	1,23	0,63	0,037	0,020	0,008	2,13	47,10	62,74	34,33	2,92	16	5,92	0,

превышает 1%, Fe²⁺_{сульф} в среднем измеряется сотыми долями процента (фиг. 2, табл. 2). Содержание почти всех форм железа несколько уменьшается в известковых и сильноалевритовых и песчаных разностях глин. Исключение составляет Fe²⁺_{сульф}, большее количество которого отмечается в известковых глинах. Реакционно-способное железо в среднем составляет 50—60% от валового количества. Содержание C_{орг} колеблется от 0,8% в известковых глинах до 0,4% в породах смешанного алеврито-глинистого состава (алеврито-глинах).

По составу реакционно-способного железа породы могут быть отнесены к железисто-хлоритовому типу с меняющейся величиной отношения Fe²⁺_{HCl} к Fe³⁺_{HCl} при большем или меньшем преобладании Fe²⁺_{HCl} и весьма небольшой роли Fe_{сульф}. Глины, известковые глины и алеврито-глины, как видно на фиг. 2, мало отличаются по составу реакционно-способного железа.

2. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗРЕЗА

Относительная роль реакционно-способного железа и его состав в изученном разрезе плиоценово-четвертичных отложений не постоянны, а подвержены существенным колебаниям. Весьма важным является то обстоятельство, что соотношения форм железа в целом не меняются закономерно с возрастанием глубины, а ведут себя, на первый взгляд, довольно прихотливо.

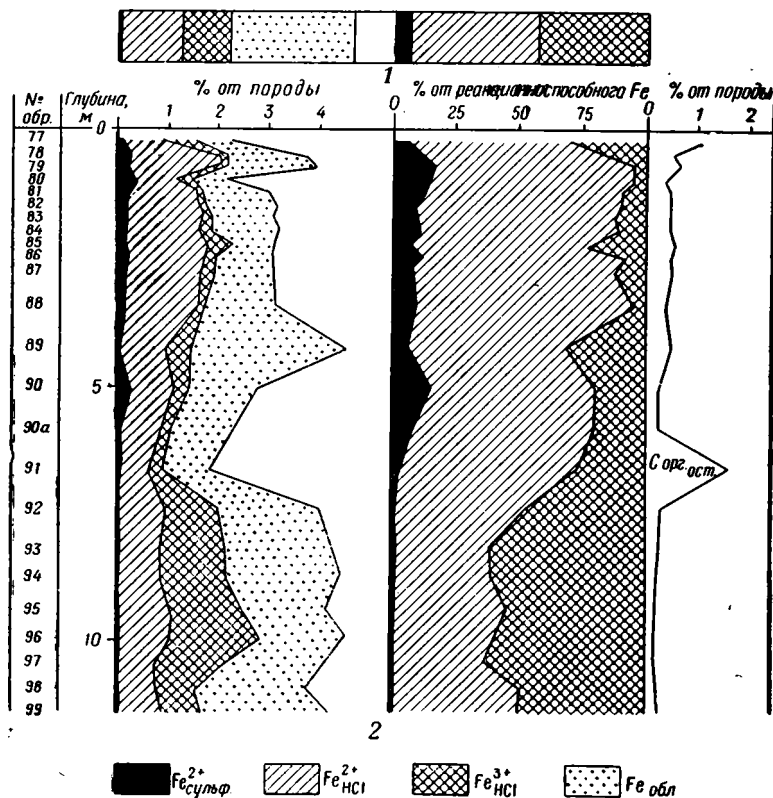


Фиг. 3. Формы железа для разных зон (I—III) уплотнения и обезвоживания глин (в % от реакционно-способного Fe).

На фиг. 3 показаны средние значения форм реакционно-способного железа для разных зон изменения осадков, установленных по отличиям их физико-механических свойств (см. статью Коробановой в этом сборнике): I — сильно обводненные неуплотненные текучие или скрытотекучие илы (ранний диагенез), II — глины, лишенные свободной рыхлосвязанной) воды, переходящие в уплотненные глины (поздний

диагенез), и III* — глины, постепенно теряющие рыхлосвязанную воду и превращающиеся в аргиллитоподобные (ранний катагенез).

Как видно из приведенного графика, никакой более или менее ощутимой закономерной перестройки форм железа с возрастанием глубины в сторону увеличения роли восстановленных форм в соответствии с выделенными стадиями не наблюдается. Следовательно, длительность течения



Фиг. 4. Формы железа в речных взвешах и в верхних горизонтах новокаспийских отложений.

1 — форма железа во взвешах (среднее значение по рекам Пирсагат, Аракс и Кура); 2 — изменение форм железа в отложениях по разрезу скв. 8в

диагенетических и тем более катагенетических процессов не влияет на степень восстановленности осадков, а следовательно, и на процессы образования в них аутигенных минералов железа. Анализ соотношения форм железа в самых верхних горизонтах разреза показывает, что процессы восстановления железа протекают в осадке лишь до глубины 20 см.

Формы железа верхней 10-метровой части разреза (скв. 8в), представленной сильно обводненными известковистыми илами и глинами новокаспийских и современных отложений, показаны в табл. 3. Из рассмотрения этой таблицы, а также фиг. 4 следует, что общее количество реакционно-способного и обломочного железа в глинистых осадках примерно одинаково во всем рассматриваемом интервале. Соотношение же форм железа внутри реакционно-способного довольно резко меняется по разрезу. В верхнем слое (15 см) значительную роль играет $Fe^{3+}_{нсl}$ (40%) при

* Включая IV зону по И. Г. Коробановой.

Таблица 3

Формы железа в отложениях верхней 10-метровой части разреза скв. 8в (в %)

№ образца	Глубина взятия образца от поверхности осадка, м	Порода	Feвал	Fe ²⁺ HCl	Fe ³⁺ HCl	Fe ²⁺ Сульф	Fe ²⁺ Сульф. раств. в HCl	Fe ²⁺ Сульф. нераств. в HCl	Fe реакц.-способн. в % от Feвал	Feобл	в % от Fe реакц.-способн.			CO ₂	Сорг. перв.	Сорг. нск.
											Fe ²⁺ HCl	Fe ²⁺ HCl	Fe ²⁺ Сульф			
77	0—0,15	Ил	2,17	0,79	0,57	0,057	$\frac{0,011}{19,3^*}$	0,046	65,30	0,75	55,79	40,25	4,05	12,93	1,33	1,42
78	0,15—0,25	Ил слабсалееритовый	3,63	1,79	0,16	0,243	$\frac{0,013}{5,3}$	0,230	60,41	1,44	81,73	7,30	11,05	11,19	0,45	0,76
79	0,40—0,70	То же	3,96	1,71	0,11	0,354	$\frac{0,083}{93,5}$	0,271	54,90	1,79	78,80	5,07	16,31	15,42	0,65	1,05
80	0,70—0,90	»	2,23	1,00	0,05	0,179	$\frac{0,024}{13,4}$	0,155	55,56	0,99	80,97	4,86	14,49	7,13	0,29	0,50
81	0,90—1,20	»	2,99	1,31	0,17	0,212	$\frac{0,039}{18,4}$	0,173	56,59	1,30	77,38	10,04	12,52	13,95	0,42	0,68
82	1,20—1,40	»	3,17	1,42	0,15	0,136	$\frac{0,011}{8,1}$	0,125	53,82	1,46	83,53	8,82	8,00	14,08	0,47	0,66
83	1,40—1,60	»	3,09	1,40	0,22	0,167	$\frac{0,023}{13,8}$	0,144	57,84	1,30	78,65	12,36	9,38	13,41	0,42	0,64
84	1,60—1,80	»	3,20	1,47	0,15	0,192	$\frac{0,052}{27,1}$	0,140	56,62	1,39	81,21	8,30	10,62	13,23	0,46	0,72
85	1,90—2,00	»	3,09	1,62	0,54	0,158	$\frac{0,033}{20,9}$	0,125	75,02	0,77	69,98	23,32	6,82	13,23	0,51	0,63
86	2,0—2,20	»	3,04	1,55	0,15	0,206	$\frac{0,038}{18,4}$	0,168	62,70	1,13	81,24	7,86	10,80	12,66	0,43	0,69
87	2,40—2,60	»	3,09	1,52	0,24	0,144	$\frac{0,029}{20,2}$	0,115	61,62	1,20	80,00	12,63	7,58	14,08	0,48	0,69
88	3,0—4,0	»	3,12	1,48	0,04	0,147	$\frac{0,009}{6,1}$	0,138	53,43	1,45	88,62	2,39	8,80	15,06	0,35	0,56

* В знаменателе % от Feсульф.

Таблица 3 (продолжение)

№ образца	Глубина взятия образца от поверхности осадка, м	Порода	Feвал	Fe ²⁺ HCl	Fe ³⁺ HCl	Fe ²⁺ сульф	Fe ²⁺ сульф, раств. в HCl	Fe ²⁺ сульф, нераств. в HCl	Fe ²⁺ -способн., в % от Feвал	Feобл.	в % от Fe ²⁺ -способн.			CO ₂	Сорг. перв.	Сорг. иск.
											Fe ²⁺ HCl	Fe ³⁺ HCl	Fe ²⁺ сульф			
89	4,0—4,75	Песок глинистый . .	4,55	0,90	0,44	0,077	$\frac{0,008}{10,4}$	0,069	31,14	3,13	63,38	30,99	5,42	16,25	0,25	0,49
90	4,75—5,50	Глина песчано-алев- ритовая	2,79	0,92	0,27	0,218	$\frac{0,054}{24,8}$	0,164	50,47	1,33	65,25	19,15	15,60	16,25	0,25	0,49
90a	5,50—6,0	Песок глинистый . .	2,29	0,79	0,19	0,064	$\frac{0,002}{3,1}$	0,062	45,42	1,25	75,96	18,27	6,15	14,76	0,17	0,27
91	6,75—7,50	Алеврит глинистый .	1,80	0,62	0,22	0,020	$\frac{0,004}{20,0}$	0,016	47,78	0,94	72,09	25,58	2,33	17,35	1,73	1,78
92	7,50—8,0	Глина пластичная .	4,08	1,04	0,95	0,007	$\frac{0,007}{100}$	—	49,97	2,08	52,00	47,50	0,35	0,64	0,28	0,34
93	8,25—8,60	То же	4,28	0,81	1,35	0,029	$\frac{0,029}{100}$	—	51,15	2,09	36,98	61,69	1,32	4,83	0,26	0,32
94	8,60—8,90	»	4,41	0,83	1,31	0,015	$\frac{0,015}{100}$	—	48,87	2,26	38,60	60,93	0,70	5,01	0,19	0,24
95	9,30—9,50	»	4,19	1,12	1,34	0,003	$\frac{0,003}{100}$	—	58,78	1,73	45,53	54,47	0,12	4,67	0,18	0,24
96	10,3—10,5	»	4,59	1,09	1,71	0,006	$\frac{0,006}{100}$	—	61,14	1,79	38,93	61,07	0,24	4,96	0,13	0,19
97	11,5—11,7	»	4,24	0,76	1,33	0,002	$\frac{0,002}{100}$	—	49,34	2,15	36,36	63,64	0,10	4,50	0,18	0,22
98	11,9—12,10	»	3,78	0,77	0,75	—	—	—	40,23	2,26	50,66	49,34	—	4,70	0,20	0,24
99	12,1—12,50	»	4,20	0,81	0,84	0,017	$\frac{0,017}{100}$	—	39,69	2,53	48,50	50,30	1,02	4,81	0,19	0,24

относительно невысоком содержании Fe^{2+}_{HCl} и $Fe^{2+}_{сульф}$. На глубине же от 15 до 20 см основную роль в общем балансе аутигенного железа начинает играть Fe^{2+}_{HCl} , в 2,5 раза повышается значение $Fe^{2+}_{сульф}$, содержание же Fe^{3+}_{HCl} резко понижается. Подобная картина прослеживается до глубины 7 м.

Учитывая высокое содержание $C_{орг}$ ($>1\%$) в верхнем 15-сантиметровом слое осадка, можно считать, что редукционные процессы здесь еще не завершились. Представление о степени восстановленности железа этого интервала по сравнению с исходным материалом дает рассмотрение форм железа взвесей рек Куры, Аракса, Пирсагата, поставляющих основную часть материала в область Бакинского архипелага¹. Анализы взвесей, приведенные в табл. 4 на фиг. 4, показывают, что средний состав форм

Таблица 4

Формы железа во взвесах рек Куры, Пирсагата и Аракса (в %)

Река	$Fe_{вал}$	Fe^{2+}_{HCl}	Fe^{3+}_{HCl}	$Fe^{2+}_{сульф}$	$Fe_{обл.}$	$Fe_{реакц.-способн.}$ в % от $Fe_{вал}$	в % от $Fe_{реакц.-способн.}$			$C_{орг}$	CO_2
							Fe^{2+}_{HCl}	Fe^{3+}_{HCl}	$Fe^{2+}_{сульф}$		
Аракс	4,34	0,93	0,74	0,154	2,52	42,03	50,98	40,58	8,44	2,24	22 61
Кура (авандельта)	4,85	1,09	1,45	0,037	2,27	53,13	42,29	56,27	1,44	0,67	5,06
Кура	4,84	1,06	1,21	0,041	2,53	47,75	45,87	52,36	1,77	0,79	5,54
Пирсагат	4,85	1,71	0,61	0,171	2,36	51,36	68,65	24,49	6,86	0,34	8,19
Среднее	4,72	1,18	1,00	0,101	2,42	48,57	51,95	43,42	4,62	1,01	10,37

железа в этих взвесах соответствует такому же составу верхних 15 см осадка. Характерно, что в составе взвесей, помимо значительного содержания Fe^{2+}_{HCl} (отвечающего хлориту), имеется некоторое количество $Fe^{2+}_{сульф}$. Это количество восстановленного железа много выше того, которое приведено М. А. Глаголевой для равнинных рек Черноморского бассейна — Дона, Днепра и других, имеющих значительно большую длину и водосборную площадь, чем кавказские реки. Терригенный материал, несомый последними, успевает подвергнуться окислению в меньшей степени.

Частичная окисляемость взвеси во время транспортировки ее в реке видна на примере взвесей Куры. Взвесь авандельтовой зоны Куры (табл. 4) более окислена, чем взвесь, отобранная в русле. Окислению подвергается преимущественно $Fe^{2+}_{сульф}$ и в меньшей степени Fe^{2+}_{HCl} . К сожалению, сейчас невозможно оценить степень дальнейшего окисления железа, которое могло произойти во время морской транспортировки взвеси от дельты до момента захоронения осадка, так как мы не имеем анализов по самому верхнему наилку осадка. Но, судя по тому, что среди современных осадков описываемого района Каспия красноватые наилки неизвестны, окисление во время морского переноса не могло сильно сказаться на составе взвеси. С известным приближением можно считать, что по степени восстановленности самый верхний 15-сантиметровый слой осадка отвечает составу взвеси авандельты Куры. На глубине от 15 до 20 см происходит довольно резкая перестройка форм Fe в сторону увеличения роли Fe^{2+}_{HCl}

¹ Сборы взвеси производились М. А. Ратеевым.

и Fe^{2+} сульф, минералогически проявляющаяся в возникновении пирита и железосодержащих хлоритов.

Далее, начиная с глубины 7 м наблюдается опять появление осадков окисного типа, прослеживаемых до глубины 51 м. Весьма характерно, что осадки до глубины 7 м обладают серой окраской, а ниже, в интервале 7—51 м, изменяют окраску на желтоватую и буроватую. Еще глубже во всем разрезе наблюдается постоянное чередование интервалов, представленных восстановленными сероцветными породами типа первой пачки (15 см — 7 м) и слабо восстановленными пестроокрашенными типа второй пачки (7—51 м). Эти интервалы различны по мощности и не вполне согласуются со стратиграфическими границами.

В дальнейшем изложении мы будем их называть з о н а м и, обозначив сверху вниз цифрами I, II, III и т. д. Эти зоны, представляющие собой участки разреза, сложены: четные — сероцветными восстановленными отложениями, нечетные — слабо восстановленными породами, с более или менее заметным проявлением признаков пестроокрашенности, с зеленоватыми, желтоватыми, реже коричневатыми и красноватыми оттенками.

Формы железа для всего разреза со средними значениями по зонам приведены в табл. 5 и на фиг. 1. I зона восстановленных пород стратиграфически соответствует современным осадкам и верхней части новокаспийских отложений. II зона слабо восстановленных пород отвечает нижней части новокаспийских, хвалынских и верхам хазарских отложений. III зона восстановленных сероцветных глинистых пород отвечает нижним горизонтам хазарских отложений и бакинскому ярусу. IV зона слабо восстановленных серовато-желтовато-красноватых глинистых пород отвечает отложениям тюркянской свиты и верхней части верхнего апшерона. V зона восстановленных серовато-зеленоватых глин охватывает нижнюю часть верхнего апшерона. VI зона слабо восстановленных пород отвечает верхам среднего апшерона; нижняя половина среднего апшерона представлена VII зоной восстановленных пород. Далее вниз, отделяясь маломощным интервалом слабо восстановленных пород (зона VIII), следует IX зона резко восстановленных сероцветных пород, охватывающая нижний апшерон и акчагыл. Признаки восстановленности пород в этом интервале разреза выражены наиболее сильно. Отложения продуктивной толщи характеризуются господством слабо восстановленных пестроокрашенных пород (зоны — X, XII, XIV, XVI), с резко подчиненными им по мощности пластами сероцветных пород (зоны — XI, XIII, XV). В целом в изученном разрезе несколько преобладают слабо восстановленные породы, составляющие около 60% от общей мощности.

Рассмотрим особенности железистого минералообразования в обоих типах зон и распределение аутигенных минералов железа по разрезу. Средние значения форм железа для пород разной степени восстановленности приведены в табл. 6, а распределение аутигенных минералов показано на фиг. 1.

Слабо восстановленные, пестроокрашенные глинистые породы характеризуются пониженным содержанием реакционно-способного железа, в котором повышена роль окисного железа относительно закисного. Количество аутигенных железистых минералов, особенно сульфидов, здесь ничтожно мало. Среди последних важную роль играет малосернистый сульфид $\text{Fe}_3\text{S}_4 \cdot \text{Fe}^{2+}$ в составе карбонатов в среднем составляет 0,15%. Из железистых карбонатов в небольших количествах отмечен железистый доломит, сидероплезит практически отсутствует.

Восстановленные сероцветные породы отличаются от слабо восстановленных более высоким содержанием реакционно-способного железа с заметно повышенной ролью закисного железа. Железистое минералообразование в них протекает более интенсивно, чем в пестроокрашенных

Таблица 5

Формы железа в четвертичных и плиоценовых отложениях разреза Аляты-море (в %)

Зона пород по степени восстановленности Fe	Интервал глубины, м	Порода	Число образцов	Fe вал	Fe ²⁺ HCl	Fe ³⁺ HCl	Fe ²⁺ сульф	Fe ²⁺ сульф. раствор. в HCl	Fe ²⁺ сульф. нераств. в HCl	Fe реакц.-способн. в % от Fe вал	Fe обл	в % от Fe реакц.-способн.			CO ₂	Сорг. осг.	Сорг. перв.
												Fe ²⁺ HCl	Fe ³⁺ HCl	Fe ²⁺ сульф			
I	0—7	Глина	12	3,14	1,41	0,23	0,196	$\frac{0,031}{15,6^{**}}$	0,165	58,50	1,30	76,88	12,56	10,74	12,96	0,47	0,71
		Алеврито-глина . . .	5	2,72	0,80	0,34	0,087	$\frac{0,016}{18,3}$	0,071	45,2	1,48	66,49	26,85	6,70	15,76	0,80	0,91
		Среднее	—	3,01	$\frac{1,23}{1,20(3)^*}$	0,26	0,164	$\frac{0,027}{16,4}$	0,137	54,95	1,35	73,70	16,72	9,51	13,81	0,57	0,77
		Алеврито-глина	14	3,97	1,01	1,12	0,073	$\frac{0,004}{23,9}$	0,032	54,09	1,83	47,12	52,32	0,85	6,32	0,40	0,46
II	7—51	Глина	15	4,57	1,34	1,15	0,024	$\frac{0,009}{35,8}$	0,016	55,01	2,04	52,07	47,06	0,89	4,31	0,30	0,39
		Среднее	—	4,27	$\frac{1,18}{0,68(18)}$	1,14	0,021	$\frac{0,006}{28,6}$	0,015	54,82	1,94	49,68	49,60	0,87	5,28	0,35	0,42
III	51—121	Глина	23	4,29	$\frac{2,21}{0,93(8)}$	0,52	0,032	$\frac{0,019}{22,9}$	0,063	65,54	1,48	77,49	18,83	3,56	6,27	0,49	0,67
IV	121—175	Глина	5	4,48	1,18	1,11	0,036	$\frac{0,016}{44,4}$	0,02	51,90	2,16	59,25	39,24	1,49	6,15	0,32	0,37
V	175—268	Глина	10	4,84	2,11	0,56	0,059	$\frac{0,039}{65,3}$	0,02	57,57	2,40	77,07	21,37	2,01	3,30	0,61	0,76
VI	268—349	Глина	5	4,62	$\frac{1,66}{0,80(4)}$	1,01	0,036	$\frac{0,016}{44,8}$	0,02	58,55	1,91	61,95	36,73	1,39	7,55	1,16	1,27
VII	349—421	Глина	5	4,03	2,02	0,52	0,049	$\frac{0,009}{19,1}$	0,040	64,24	1,43	7,81	20,30	1,89	7,77	0,49	0,6.
		Алеврито-глина . . .	3	4,09	2,18	0,61	0,510	$\frac{0,012}{23,5}$	0,039	80,70	1,25	76,95	21,30	1,82	3,39	0,44	0,60
		Среднее	—	4,05	$\frac{2,08}{0,40(8)}$	0,55	0,050	$\frac{0,010}{20,8}$	0,040	66,18	1,37	77,48	20,67	1,87	6,13	0,47	0,61

VIII	421—427	Глина	2	4,33	$\frac{1,50}{2,36}$	0,94	0,036	$\frac{0,007}{0,043}$	0,030	57,20	1,84	60,46	38,07	1,46	5,71	0,36	0,46
IX	427—610	Глина	16	4,68	$\frac{1,01(13)}{1,01(13)}$	0,17	0,204	$\frac{26,6\%}{0,001}$	0,169	58,42	1,94	85,90	6,07	7,91	6,61	0,79	1,08
X	610—780	Глина	5	4,36	1,28	0,79	0,049	$\frac{100\%}{0,002}$	0,048	48,60	2,23	59,96	36,96	2,76	7,73	0,32	0,42
		Алеврито-глина . . .	4	4,21	1,27	0,81	0,002	$\frac{100\%}{100\%}$	—	49,45	2,14	50,36	40,63	0,11	6,62	0,27	0,33
XI	780—781	Среднее . .	9	4,29	$\frac{1,27}{0,19(11)}$	0,80	0,029	$\frac{0,002}{100\%}$	0,027	48,91	2,19	59,70	38,59	1,38	7,23	0,30	0,38
		Глина	1	4,56	2,46	0,30	—	—	—	60,31	1,81	89,09	10,91	—	6,15	0,65	0,77
		Алеврито-глина . .	1	3,19	1,34	0,21	0,110	Нсопр	0,110	52,04	1,53	80,72	12,65	6,63	6,04	0,32	0,17
XII	781—909	Среднее . .	—	3,38	1,90	0,26	0,055	—	0,055	65,53	1,67	84,90	11,78	3,31	6,09	0,48	0,47
		Глина	8	4,41	$\frac{1,28}{0,06(11)}$	0,81	0,047	$\frac{0,002}{39,6\%}$	0,045	48,46	2,27	60,62	36,74	2,63	6,34	0,21	0,36
XIII		Глина	3	4,46	$\frac{2,05}{0,60(3)}$	0,26	0,306	$\frac{0,010}{3,2\%}$	0,296	58,65	1,84	79,95	10,17	9,88	6,76	0,39	0,90
XIV	940—1057	Глина	10	4,80	0,86	0,98	0,018	$\frac{0,005}{32}$	0,013	—	2,94	47,73	51,25	1,03	5,64	0,26	0,31
		Алеврито-глина . .	3	4,34	0,85	0,69	0,031	$\frac{0,007}{15,6\%}$	0,036	36,20	2,77	54,33	42,77	2,85	6,35	0,40	0,47
XV		Среднее . .	13	4,70	$\frac{0,86}{\text{Нет (14)}}$	0,91	0,023	$\frac{0,005}{26\%}$	0,018	38,15	2,90	49,61	49,29	1,45	5,80	0,29	0,35
		Алеврито-глина . .	3	2,74	0,80	0,42	0,408	$\frac{0,006}{42,8\%}$	0,406	59,42	1,11	49,0	26,76	24,24	10,75	0,23	0,64
XVI		Глина	3	4,40	1,15	0,73	0,018	$\frac{0,003}{26,1\%}$	0,015	43,12	2,50	60,45	38,62	0,97	5,78	0,29	0,36
		Алеврито-глина . .	2	4,03	0,81	0,60	0,023	$\frac{0,010}{43,5\%}$	0,013	35,56	2,60	57,59	40,98	1,48	6,57	0,12	0,18
		Среднее . .	—	4,25	1,01	0,68	0,020	$\frac{0,006}{37,7\%}$	0,014	40,24	2,54	59,30	39,56	1,17	6,10	0,23	0,29

* В знаменателе Fe²⁺_{карб.} в скобках число анализов. ** В знаменателе % от Fe_{сульф.}

Таблица 6

Формы железа в породах разной степени восстановленности (в %)

Степень восстановленности пород	Порода	Число образцов	Fe _{вал}	Fe ²⁺ _{HCl}	Fe ³⁺ _{HC}	Fe ²⁺ _{сульф}			Fe _{реакц.-способн.} , в % от Fe _{вал}	Fe _{обл}	в % от Fe _{реакц.-способн.}			CO ₂	Сорг. ост.	Сорг. перв.
						Fe ²⁺ _{сульф.общ.}	Fe ²⁺ _{сульф.раств. в HCl}	Fe ²⁺ _{сульф.нераств. в HCl}			Fe ²⁺ _{HCl}	Fe ³⁺ _{HCl}	Fe ²⁺ _{сульф}			
Восстановленные (сероцветные)	Глина	72	4,25	2,06	0,40	0,130	$\frac{0,027}{22,5^*}$	0,103	60,95	1,63	79,01	15,47	5,54	7,15	0,56	0,78
	Алеврито-глина	12	3,11	1,20	0,42	0,236	$\frac{0,010}{19,5}$	0,150	59,68	1,33	65,73	24,50	9,81	5,35	0,53	0,71
	Среднее	84	4,09	1,93	0,40	0,134	$\frac{0,0252}{22,3}$	0,111	60,25	1,59	77,12	16,72	6,15	6,90	0,56	0,66
Слабо восстановленные (пестроокрашенные)	Глина	51	4,55	1,23	0,97	0,031	$\frac{0,008}{38,2}$	0,023	48,93	2,30	55,50	43,00	1,50	5,81	0,36	0,46
	Алеврито-глина	23	4,96	1,12	0,86	0,0185	$\frac{0,0047}{25}$	0,014	48,97	2,07	51,10	48,05	1,03	6,39	0,35	0,42
	Среднее	74	4,41	1,20	0,93	0,0271	$\frac{0,0068}{34,2}$	0,021	48,91	2,33	54,13	44,57	1,35	5,99	0,36	0,44

* В знаменателе % Fe²⁺_{сульф.}

породах. В глинистых породах этих зон, особенно в их наиболее известковистых разностях, повышается роль сульфидов, в частности пирита (при относительном понижении содержания мельниковита).

Здесь же сосредоточена основная масса аутигенного хлорита. Количество Fe^{2+} в составе карбонатов повышается в среднем до 0,4%. Все отмеченные немногочисленные случаи присутствия сидероплезита относятся к разностям сероцветных пород; присутствует в них также и железистый доломит. Процессы редукции железа в зонах сероцветных пород в целом протекают, следовательно, более интенсивно, чем в зонах пестроокрашенных пород, характеризующихся в значительной степени окисным составом железистых компонентов. Повышение роли малосернистого сульфида железа — мельниковита в последних свидетельствует также и о более слабой степени редукции сульфатов в породах этих зон.

Отмеченные внутри выделенных зон небольшие колебания степени восстановленности железа (от образца к образцу при сохранении того или иного среднего фона восстановленности для зоны в целом), свидетельствуют о неравномерном течении редукционных процессов в осадках. Это наглядно проявляется в пятнистом распределении пестрых окрасок в породе.

В отличие от глинистых пород, в которых различия железистого минералообразования сероцветных и пестроокрашенных зон выступают достаточно резко, в прослоях песчано-алевритовых пород эти различия затухиваются влиянием особенностей вещественного состава исходного обломочного материала. Так, например, распространение аутигенных хлоритов, а также и цеолитов в песчано-алевритовых породах находится в прямой зависимости от содержания продуктов разрушения эффузивных пород. Поэтому при переходе от резко полимиктовых пород нижней части разреза (продуктивная толща) к олигомиктовым породам верхней части роль аутигенного хлорита сходит на нет. Таким образом, аутигенные хлориты, возникающие в песчано-алевритовых породах в результате разрушения обломков эффузивных пород, являются как бы азональным минералом. Следует отметить, что количественно этот процесс выражен так слабо, что на соотношении форм железа практически не сказывается.

3. ПРИЧИНЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ РАЗНУЮ СТЕПЕНЬ ВОССТАНОВЛЕННОСТИ ПОРОД

Каким же образом можно объяснить столь различную, многократно меняющуюся в разрезе интенсивность восстановительных процессов в осадках изученного разреза? Ответ на этот вопрос дает прежде всего распределение в разрезе органического вещества. Количество $C_{орг}$ не постоянно, а подвержено некоторым колебаниям (фиг. 1, 4). Зонам сероцветных восстановленных отложений, как правило, свойственны повышенные значения $C_{орг}$. Из табл. 6 следует, что в сероцветных глинах среднее содержание $C_{орг.оср.}$ в 1,5 раза выше, чем в пестроокрашенных. Неодинаковые исходные количества органического вещества в осадках разных зон и обусловили различную степень интенсивности протекавших в них редукционных процессов. Широко известное определяющее влияние $C_{орг}$ на диагенетические преобразования железа лишней раз подтверждается на нашем разрезе.

Каспийское море относится к числу бассейнов, в которых максимум накопления органического вещества сдвинут в пелагическую часть водоема, а прибрежные относительно мелководные участки, в том числе придельтовые, характеризуются пониженным содержанием органического вещества в осадках (Страхов, 1954). Эта закономерность, выведенная на основании изучения современного осадконакопления Каспия, подтверждается при анализе фациально-геохимических особенностей изученного

разреза плиоценовых и четвертичных отложений Аляты-море. Так, отложения продуктивной толщи, характеризующиеся слабой восстановленностью железа и наиболее низким содержанием органического вещества (X—XVI зоны), накапливались в прибрежно-мелководных условиях, в обстановке близости дельты, интенсивно подающей обломочный материал.

Резко отличны от них сероцветные глинистые отложения акчагыла и нижнего апшерона (IX зона), которым свойственны наибольшая степень восстановленности и наибольшее содержание органического вещества. Время их накопления отмечалось максимальной в истории Каспия трансгрессией, некомпенсированным прогибанием в районе Бакинского архипелага и отложением относительно глубоководных тонких осадков, обогащенных органическим веществом.

Вышележащие средне- и верхнеапшеронские отложения, отличающиеся в целом значительно меньшей степенью восстановленности пород, отвечают времени постепенного отступления (с отдельными колебаниями) моря (зона V—VIII). Регрессия достигает максимума в конце верхнего апшерона и в тюркянское время, которому соответствует IV зона с еще более пониженной степенью восстановленности пород. Бакинской и нижнехазарской трансгрессии отвечает III зона восстановленных пород.

Фазы общего или локального обмеления бассейна сказывались не только в относительном обеднении осадков органическим веществом, но и отражались на характере течения диагенеза. Взмучивание и подводный размыв верхних горизонтов осадка, естественно, приводил к опусканию нижней границы окислительной зоны, а вследствие этого только что редуцированные осадки частично или полностью окислялись. В ряде зон пестроокрашенных пород (II и IV) приходилось нередко наблюдать окисление раннедиагенетических сульфидов.

Отмеченная крупная зональность геохимических особенностей, связанная с изменениями фациально-палеогеографической обстановки, осложняется более мелкой зональностью, связь которой с особенностью общих фациальных условий не всегда ясна. На примере верхнечетвертичных отложений можно видеть, что одной из причин, осложняющих крупную геохимическую зональность, является влияние локальных тектонических движений. На сводах растущих поднятий Бакинского архипелага происходило накопление более грубых осадков (см. статью Путкарадзе в этом сборнике), относительно обедненных органическим веществом. В синклиналих же понижениях, разделяющих эти поднятия, характеризующихся более устойчивым режимом седиментации, отлагались тонкозернистые, богатые органическим веществом осадки, в диагенезе которых аутигенное минералообразование протекало более интенсивно.

На степени восстановленности пород сказывается, по-видимому, и состав размываемых пород. Красноцветные породы несомненно дадут во взвеси более окисленные железистые компоненты, чем сероцветные породы, богатые органическим веществом, хлоритами и тонкодисперсными сульфидами.

4. СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО МАТЕРИАЛА

Как можно было видеть при рассмотрении аутигенных минералов группы железа, последние не претерпевают сколько-нибудь заметных изменений при погружении на глубину до 1000—1200 м. Структурные особенности этих минералов в основном определяются гранулометрическим составом вмещающих пород. Железистые карбонаты, сульфиды и отчасти гидроокислы железа в очень небольшой мере подвергаются перераспределению. Сульфиды, начиная с самых верхних горизонтов разреза,

образуют пятнистые стяжения, мелкие конкреции, сидероплезит изредка также образует конкреции толщиной до 3—4 см.

Перераспределению и перекристаллизации подвергаются и некоторые седиментационные минералы. Наиболее активно эти процессы протекают в таких хемогенно-обломочных минералах, как кальцит, гипс, которые заслуживают специального рассмотрения.

К а л ь ц и т весьма широко распространен в разрезе. Количество CaCO_3 , по данным карбонатных анализов, колеблется в среднем от 30—32% в наиболее известковистых глинах до 5—6% в менее известковистых их разностях. Глинисто-алевритовые и песчано-алевритовые разности обладают в большинстве случаев повышенной известковистостью. Существенная часть кальцита аллотигенная и биогенная: обломки раковин моллюсков, оолитов, криптозернистых карбонатных пород, раковины фораминифер, остракод и т. п. Другой структурной разновидностью является тонкодисперсный кальцит, рассеянный в основной глинистой массе. Наконец, отмечены аутигенные формы кальцита в виде тонких каемок криптозернистого кальцита, нечетко оформленных микростяжений, обрастающих обломочные зерна, и базальных мелкозернистых пойкилобластовых выделений в цементе песчано-алевритовых пород.

Первые две разновидности перераспределенного кальцита в небольших количествах присутствуют во всем разрезе, начиная с самых верхних горизонтов до низов продуктивной толщи. Мелкозернистый кальцит и особенно пойкилобластовый мелкозернистый кальцитовый цемент известен в значительных количествах только в продуктивной толще. В небольших количествах он появляется, начиная с тюркянского горизонта. Структурные взаимоотношения мелкозернистого кальцита и его криптозернистых аутигенных выделений показывают на более раннее образование последнего. Мелкозернистый кальцит возникает частично в результате перекристаллизации тонко рассеянного кальцита цемента, частично в результате миграции CaCO_3 в более пористые песчано-алевритовые прослойки из смежных глинистых слоев. Следует отметить, что кальцит в глинистых породах, насколько можно об этом судить по керновому материалу, не образует конкреций. Была отмечена единственная конкреция кальцитового состава на глубине 540 м в отложениях продуктивной толщи. Для кальцита изученного разреза показательное отсутствие в нем изоморфной примеси железа, характерной, например, для кальцита угленосных толщ, породы которых обогащены рассеянным органическим веществом.

Г и п с. Сульфатная минерализация в породах, там, где она не может быть объяснена непосредственно хемогенной седиментационной садкой, обычно связывается с гидрохимическим воздействием подземных вод, и сульфатные минералы (гипс и ангидрит) в этом случае считаются типичными эпигенетическими образованиями. Подобный эпигенетический ангидрит был описан, например, В. Д. Шутовым (1960) в среднедевонских и рифейских отложениях Русской платформы.

В изученном разрезе мы имеем пример диагенетического перераспределения седиментационного гипса, принесенного в осадок в качестве обломочного материала. Представление о количестве гипса в породах и распределении его в разрезе дает фиг. 1*. Гипс отмечен в верхней части разреза в глинах новокаспийских отложений, в глинах акчагыла и нижнего апшерона и наибольшие его количества известны из отложений продуктивной толщи. В остальных участках разреза гипс отсутствует или содержится в ничтожных количествах. Количество гипса в отмеченных интервалах колеблется от нескольких десятых долей процента до 1—1,5%.

* Количество гипса определялось по разности CaSO_4 , вычисленного по $S_{\text{сульф.общ.}}$ и содержащегося в поровой воде.

Структурно гипс представлен несколькими разностями. В глинах он наблюдается в виде идиоморфных кристаллических сростков игольчато-волоконистой структуры, иногда образующих розеткообразные скопления (табл. VII). В нижней половине разреза, преимущественно в песчано-алевритовых породах продуктивной толщи, гипс образует пойкилобластовые выделения в цементе. В этом случае он сильно корродирует микроокреционные выделения криптозернистого кальцита, обломочные зерна кварца, полевых шпатов, слюд, нередко нацело ассимилируя их.

Наблюдения над структурными взаимоотношениями гипса и мелкозернистого пойкилобластового кальцита в цементе показывают, что по времени выделения эти минералы близки. Так же как и последний, пойкилобластовый гипс отсутствует в прослоях песчано-алевритовых пород верхних горизонтов разреза. Причина этого пока еще не выяснена. Либо кальцитовая и гипсовая цементация действительно может появляться только в сравнительно глубоких горизонтах разреза, либо отсутствие ее в верхних горизонтах связано со специфическим составом песчано-алевритовых пород верхних горизонтов, а именно с их сильной глинистостью. Вопрос этот может быть выяснен путем привлечения сравнительного материала по соседним разрезам.

Коррозия и изменения обломочных зерен. В целом обломочный материал в породах всего разреза довольно сильно корродирован и изменен. Особенно значительная измененность обломочного материала наблюдается в полимиктовых песчано-алевритовых породах продуктивной толщи. Здесь мы видим сильно разрушенные обломки хлоритизированных, эпидотизированных и альбитизированных эффузивных пород (преимущественно основных порфиритов), разложенные зерна полевых шпатов, биотитов, пироксенов и амфиболов. Разрушенные зерна наблюдаются и в верхних горизонтах разреза. Но так как по разрезу в песчано-алевритовых породах увеличивается относительная роль кварца и обломков карбонатных пород за счет нестойких компонентов, то в общем измененных обломочных зерен вверх по разрезу становится меньше. Значительная часть этих изменений произошла еще до захоронения обломочного материала в процессе зеленокаменного перерождения исходных вулканогенных пород и постседиментационных преобразований осадочных пород преимущественно мезозойского возраста. Продолжалось изменение также в процессе выветривания, неоднократного перемыва и транспортировки обломочного материала. В пользу этого говорит целый ряд фактов. В частности, в одних и тех же слоях, начиная с песчано-алевритовых прослоев верхних 3 м разреза, вместе с пелитизированными и соскюритизированными зернами полевых шпатов, разрушенными зернами роговой обманки, а также корродированными зернами кварца присутствуют и неизменные их разности. Подобное же сочетание свежих и измененных зерен наблюдается и в породах продуктивной толщи. Частично указанные изменения — соскюритизация, пелитизация, хлоритизация и карбонатизация — продолжают, по-видимому, и в осадках. Для решения поставленной нами задачи наибольший интерес представляют процессы, которые, несомненно, целиком связаны с постседиментационными изменениями обломочного материала в осадке. К числу таких процессов относится коррозия обломочных зерен вновь образованными или перекристаллизованными минеральными компонентами. Сильное корродирующее воздействие на обломочные зерна, вплоть до полной ассимиляции даже таких стойких минералов, как полевые шпаты и кварц, производят гипс, карбонаты, особенно мелкозернистые их разности, пирит, отчасти хлорит. Обломочные зерна карбонатных пород также подвергаются частичной коррозии, хотя по сравнению с отложениями гумидной зоны, обогащенными органическим веществом, процессы растворения карбонатных зерен идут несравненно слабее. В породах нередко сохраняется тончайший

раковинный материал. Весьма примечательно, что коррозионное растворение обломочного материала начинается, а в отдельных участках довольно интенсивно протекает, уже в самых верхних горизонтах осадка. Так, в породах с глубины 4—4,5 м (скв. 8в) в шлифах наблюдалась такая сильная коррозия зерен кварца и полевых шпатов, что последние устанавливались лишь в виде реликтов. Следует подчеркнуть локальность и ограниченность проявления коррозии.

ВЫВОДЫ

Естественно, что по одному разрезу нельзя с достаточной детальностью разобрать стадии диагенетического преобразования вещества, но тем не менее можно наметить некоторые особенности хода диагенеза, свойственные ариднему водоему.

1. Одной из главных особенностей диагенеза является общая «вялость» диагенетических процессов, которая проявилась как в небольшом масштабе диагенетического минералообразования, так и в незначительном преобразовании седиментационного вещества. Образование макроконкреций в изученном разрезе отмечено в ничтожном масштабе. Причиной вялости диагенетических процессов явилось прежде всего незначительное содержание исходного органического вещества и повышенная известковистость осадков, определившие слабо восстановительную щелочную среду в иловом растворе и, как следствие, пониженную генерацию CO_2 в осадках, ослабленную редукцию сульфатов и гидроокисного железа. Эти геохимические условия диагенеза привели к относительному господству среди аутигенных образований железисто-силикатных минералов типа хлорита, подавленности процесса сидеритообразования и низкой генерации сульфидов железа; среди последних характерно присутствие малосернистых разновидностей. Эти же геохимические условия определили и относительно небольшую интенсивность изменения терригенно-обломочного материала в осадке.

2. В аридном Каспийском водоеме периодически создавались условия для относительно повышенных концентраций органического вещества (вследствие уменьшения приноса терригенного материала, углубления данного участка бассейна и пр.) и образования более восстановленных илов. В такие моменты несколько усиливалось образование сульфидов, отчасти хлоритов, но повышенная первичная известковистость осадков препятствовала образованию сидерита.

3. Диагенетические преобразования начинаются в осадках очень рано: уже в верхнем 15—20-сантиметровом слое осадка в основном заканчиваются процессы редукции железа. С глубины 15—20 см отмечены новообразования сульфидов; в верхних 3 м наблюдается перераспределение терригенного кальцита с образованием микростяжений и пленок вокруг обломочных зерен и т. д.; на глубине 0,2—1,5 м отмечены выделения железистого доломита; в интервале 3,0—4,5 м обнаружена сильная коррозия зерен кварца, полевых шпатов и др. На каких глубинах заканчивалось течение этих диагенетических процессов, установить невозможно, тем более по одному разрезу, но есть основания считать, что при движении вниз параллельно с потерей свободной воды, т. е. на глубине около 60—70 м, интенсивность их существенно убывает. Отмеченные диагенетические преобразования очень мало сказываются на составе поровых вод.

4. Для всего разреза, включая его самые нижние горизонты (1200 м), характерна неизменность первичного структурно-текстурного состава пород. Тип цементации, распределение обломочных зерен в значительной степени определяются первичными седиментационными особенностями породы и лишь несколько осложняются небольшими по масштабу позднедиагенетическими миграциями (подвижных в диагенезе) кальцита и гипса

из глин в смежные песчано-алевритовые прослои. Даже на глубине свыше 1000 м отмечается присутствие рыхлых, совсем не сцементированных песков.

В песчано-алевритовых породах не отмечается даже зачаточных стадий регенерации кварца, образования мозаично-подобных и тем более конформных структур. Небольшие изменения пород, отмеченные только в нижних горизонтах, выражаются в несколько лучшей раскристаллизованности основной массы глинистых пород и в переходе в цемент («раздавливание») обломков сильно разрушенных вулканогенных и глинисто-алевритовых пород.

Интересно сопоставить степень вторичных изменений в изученном разрезе и в близком по мощности разрезе среднего палеозоя (D_2-C_1) Пачелмского прогиба Русской платформы (по В. Д. Шутову, 1962). В последнем разрезе на глубине около 1200 м уже появляются неполно-мозаичные структуры, тогда как в плиоценовых отложениях Каспийского бассейна даже на глубинах, превышающих 3—4 км (по данным глубоких скважин), регенерация кварца не имеет места. В этом наглядно проявляется важнейшая роль фактора времени в процессах катагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Б р о д с к а я Н. Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское озеро-море. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.
- В о л к о в И. И. О закономерностях образования и превращения соединений серы в осадках Черного моря. В кн.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- П о л у ш к и н а А. П., С и д о р е н к о Г. С. Мельниковит — как минеральный вид. — Записки Всес. мин. об-ва, 1963, 92, вып. 5.
- С а п о ж н и к о в Д. Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Озеро Балхаш. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.
- С т р а х о в Н. М. Осадкообразование в Каспийском море. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.
- С т р а х о в Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- С т р а х о в Н. М., З а л м а н з о н Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии». Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ш у т о в В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1962, 35, вып. 6.
- D o s s V. Z. Prakt. Geol., 1912, 20, 453.
- E r d R. C., E v a n s H. The compound Fe_3S_4 (Smythite) found in nature.—J. Amer. Chem. Soc., 1956, 78.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Т а б л и ц а I

1 — хлорит, развивающийся вокруг обломочного зерна кварца. Шл. 276, увел. 330, без анализатора; 2 — развитие цеолита и хлорита (в последовательности цеолит → хлорит) вокруг измененного обломка эффузива. Шл. 297, увел. 250, без анализатора; 3 — аутигенный хлорит и анальцим, развивающийся по обломку анальцима. Шл. 276, увел. 330, без анализатора

Т а б л и ц а II

1 — выделение пирита в полости фораминиферы; кристаллы пирита в глинистой массе. Обр. 8в/81 — алевритовый ил с глубины 2 м, Q₄. Шл., увел. 250, без анализатора; 2 — микроконкреционные выделения пирита. Шл., увел. 250, без анализатора; 3 — дендритообразное стяжение криптозернистого пирита в сочетании с мельниковитом. Обр. 80/85 — алевритовый ил с глубины 1,70 м, Q₄. Шл., увел. 250, без анализатора; 4 — скопление микроглобулярного пирита; выделение гидроокислов Fe (в правом верхнем углу). Обр. 8в/84 — алевритовый ил с глубины 2,5 м, Q₄. Шл., увел. 250, без анализатора

Т а б л и ц а III

1 — послойные выделения криптозернистого мельниковита. Обр. 233, алевритовая глина с глубины 590 м, N₂^{ак}. Шл., увел. 45, без анализатора; 2 — микроглобулярные выделения пирита; тонкодисперсные (сажистые) послойные выделения мельниковита. Обр. 233 — глина с глубины 590 м. Шл., увел. 240, без анализатора; 3 — пятнистые выделения коломорфного криптозернистого мельниковита. Обр. 86, глина с глубины 274 м, N₂^{ар}. Шл., увел. 45, без анализатора; 4 — стяжение тонкодисперсных сажистых сульфидов Fe, в центре (черное) скопление битумов. Обр. 53, глина с глубины 193—199 м, N₂^{ар}. Шл., увел. 45, без анализатора

Т а б л и ц а IV

1 — конкреция сульфидов Fe в алевритовой глине. Обр. 8в/105, глубина 16 м, Q₄, увел. 10, без анализатора; 2 — линзовидная конкреция криптозернистого сульфида Fe. Обр. 52, алевритовая глина с глубины 195 м, N₂^{ар}. Шл., увел. 45, без анализатора; 3 — послойные скопления микроконкреций сульфидов Fe. Обр. 4/485 — глина слабо алевритовая с глубины 1076 м, N₂^{рг}. Шл., увел. 250, без анализатора; 4 — микроконкреции пирита. Обр. 207 — глина алевритовая с глубины 544—550 м, N₂^{рг}. Шл., увел. 250, без анализатора

Т а б л и ц а V

1 — кристаллы пирита. Обр. 517, глина алевритовая с глубины 1137 м, N₂^{рг}. Шл., увел. 250, без анализатора; 2 — стяжение сульфидов Fe. Обр. 886, глина алевритовая с глубины 69—75 м, Q₁^в. Шл., увел. 250, без анализатора; 3 — стяжение сульфидов Fe.

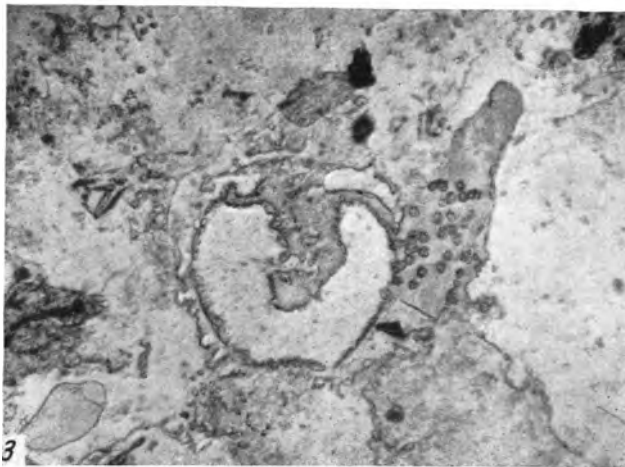
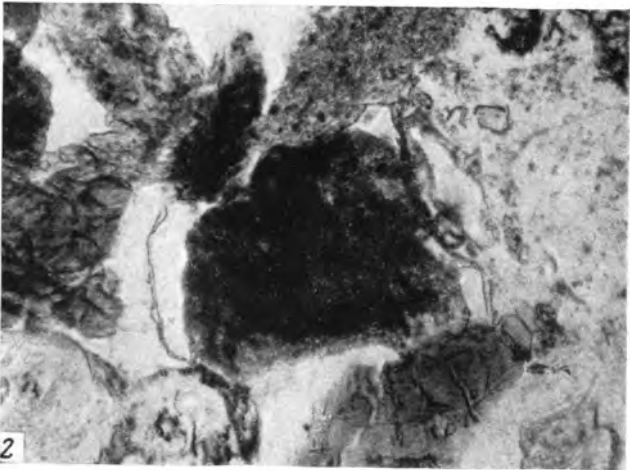
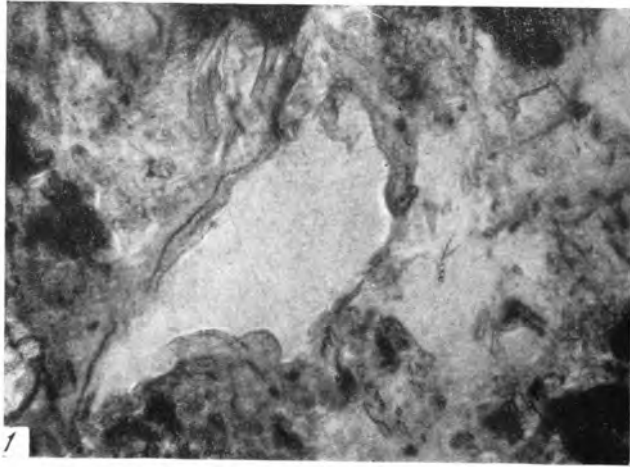
Обр. 320, глина алевритовая с глубины 780—787 м, N₂^{Pr}. Шл., увел. 250, без анализатора; 4 — выделение пирита в песчаном алеврите; видна коррозия кварца пиритом. Обр. 518 с глубины 1137—1440 м, N₂^{Pr}. Шл., увел. 240, без анализатора

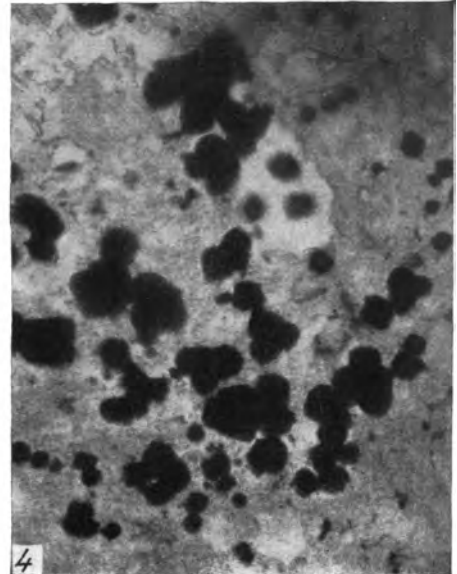
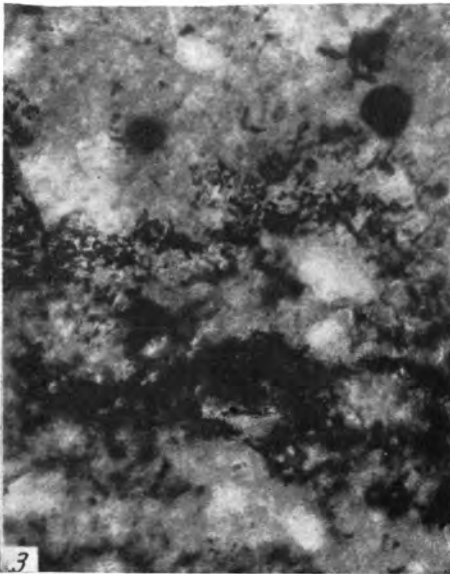
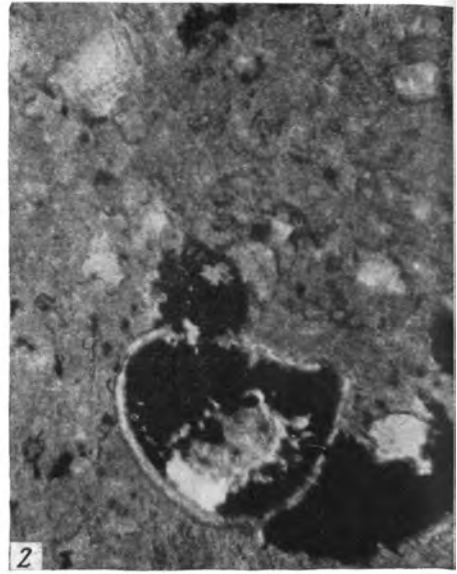
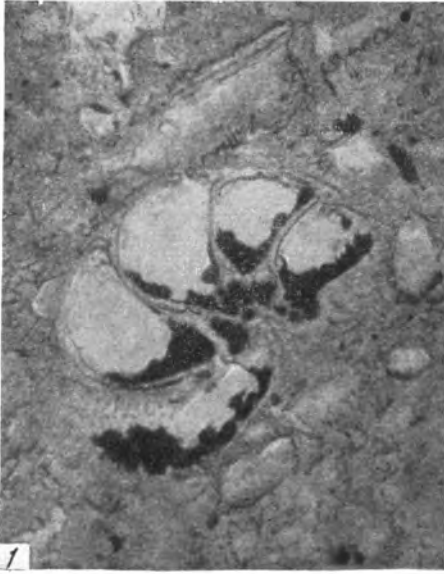
Т а б л и ц а VI

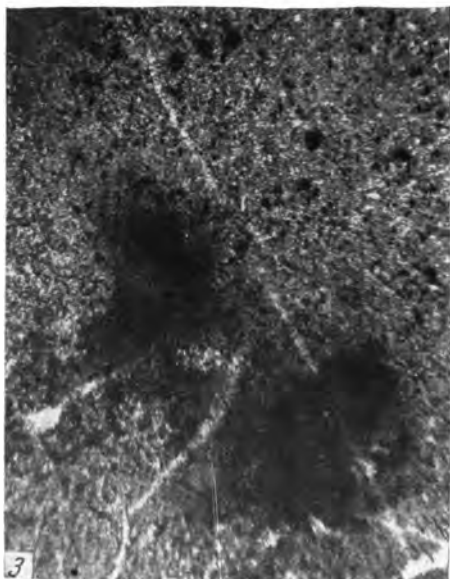
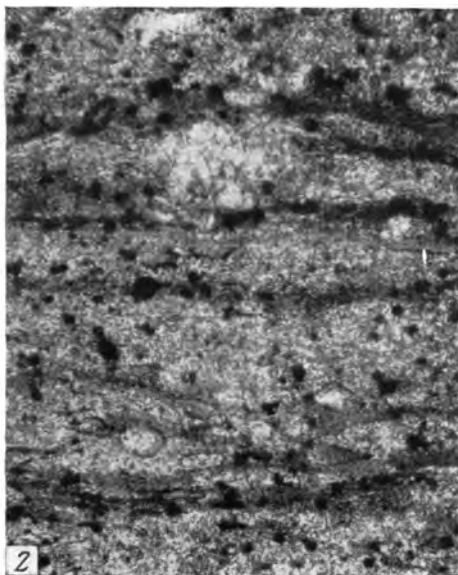
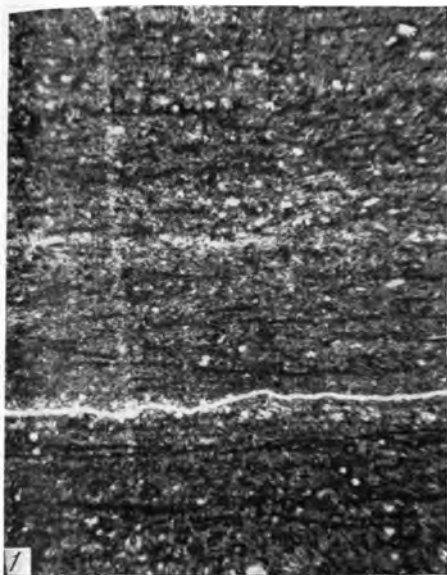
1 — конкреция сидероплезита; видны выделения криптозернистого сидероплезита (темные) и изометричные, округлые зерна, корродирующие обломочный кварц. Обр. 70 с глубины 222 м, N₂^{Pr}. Шл., увел. 240, без анализатора; 2 — микроконкреции криптозернистого сидероплезита (темное), по периферии переходящие в микрозернистый сидероплезит. Обр. 292, алевритовая глина, N₂^{Pr}. Шл., увел. 240, без анализатора

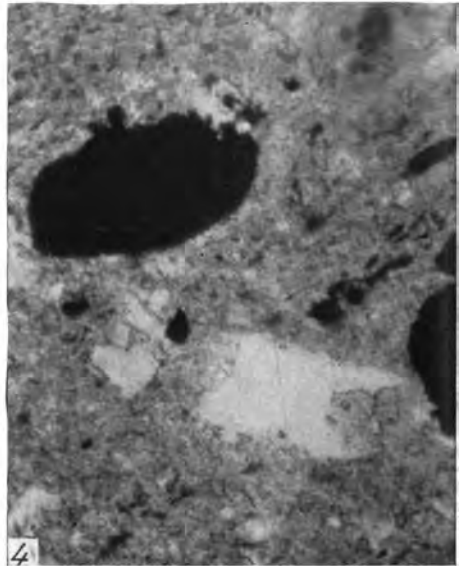
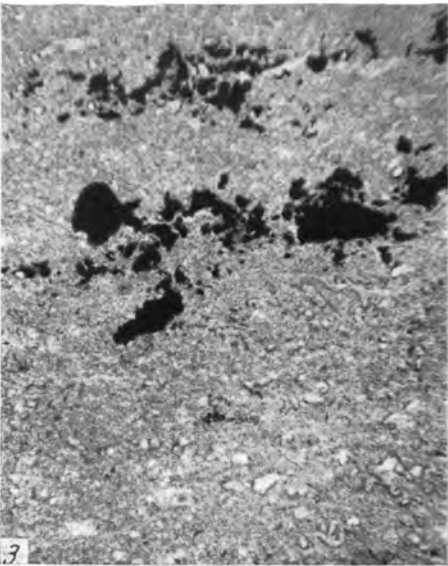
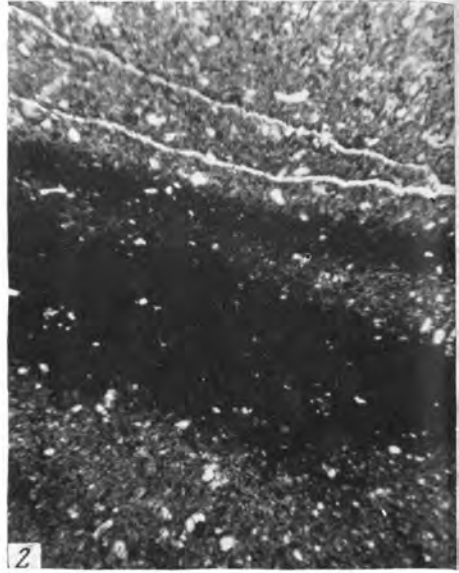
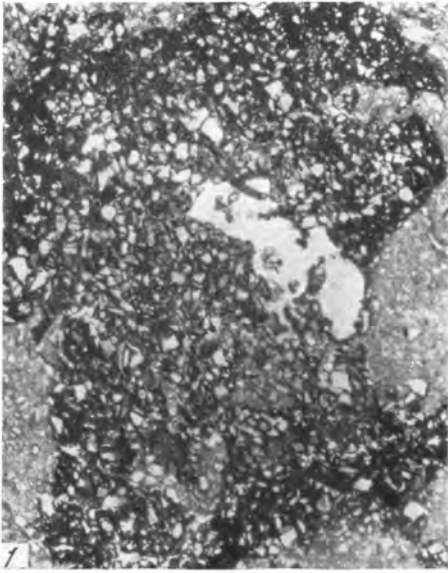
Т а б л и ц а VII

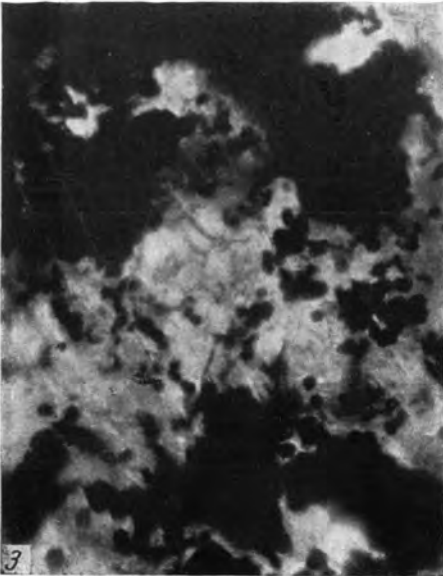
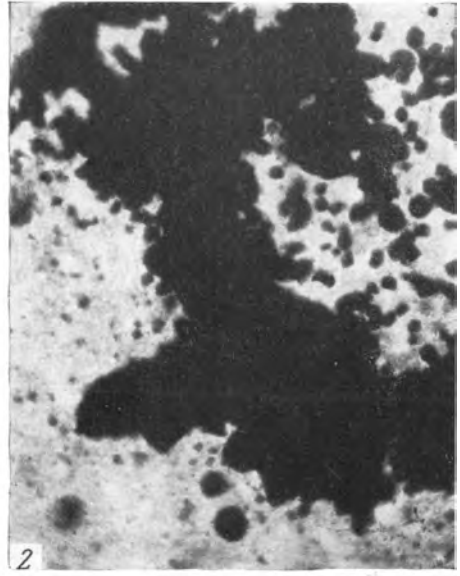
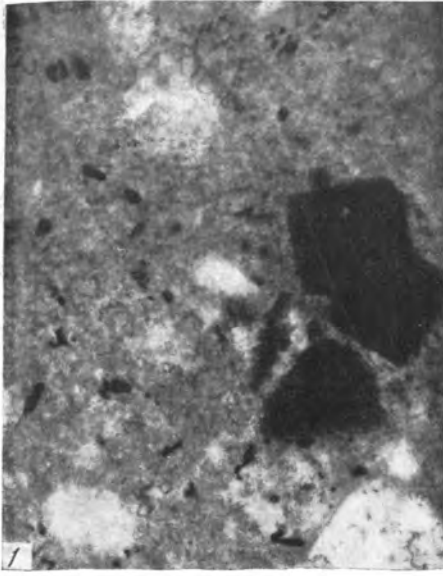
1 — кристалл гипса в алевритовой глине. Обр. 86/31 с глубины 19 м. Шл., увел. 240, без анализатора; 2 — кристалл гипса в глине. Обр. 405 с глубины 950 м, N₂^{Pr}. Шл., увел. 45, без анализатора; 3 — розеткообразные выделения гипса в глине. Обр. 438 с глубины 982 мм, N₂^{Pr}. Шл., увел. 45, с анализатором; 4 — пойкилобластические выделения гипса в алевритовой глине; видно, как гипс корродирует криптозернистые комочковидные выделения карбоната. Обр. 505, N₂^{Pr}. Шл., увел. 240, с анализатором

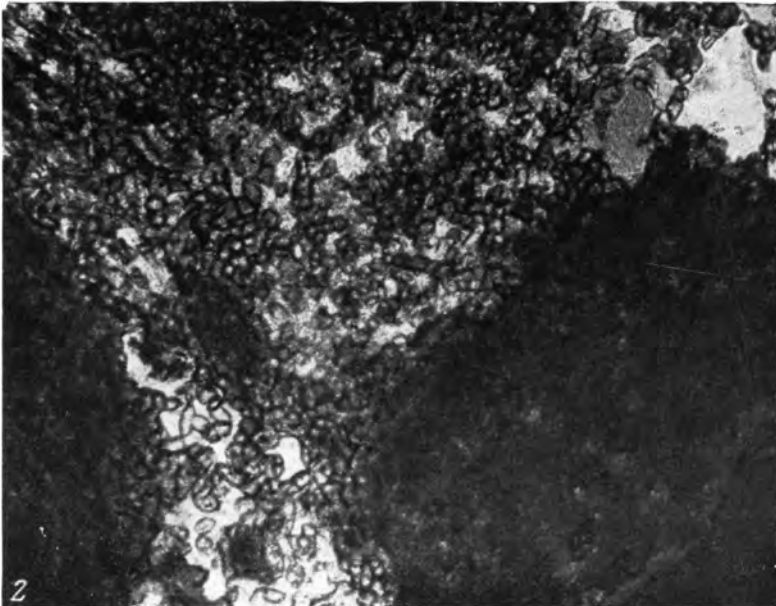
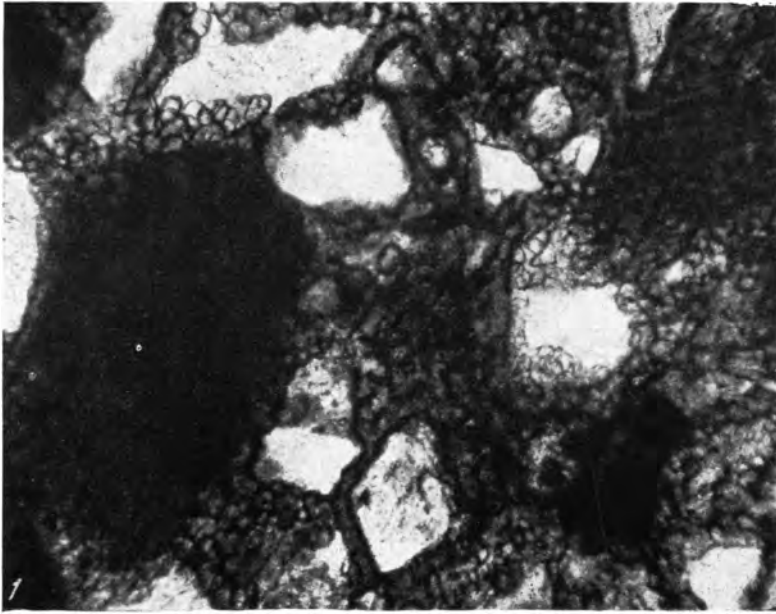


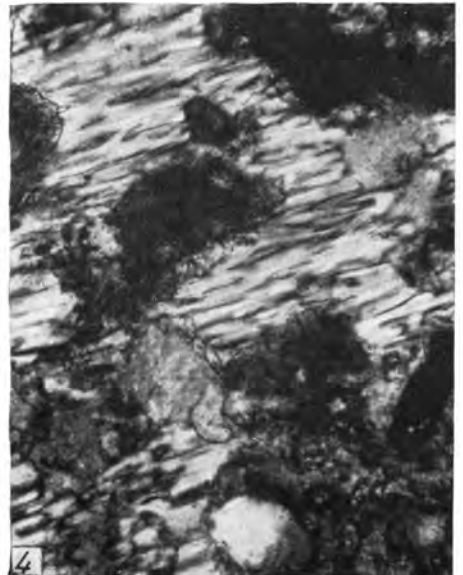
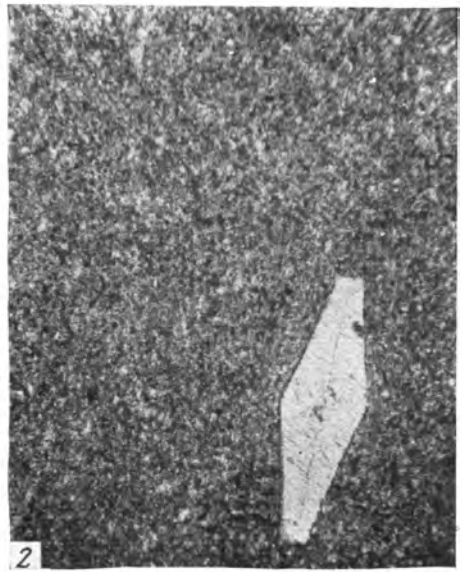
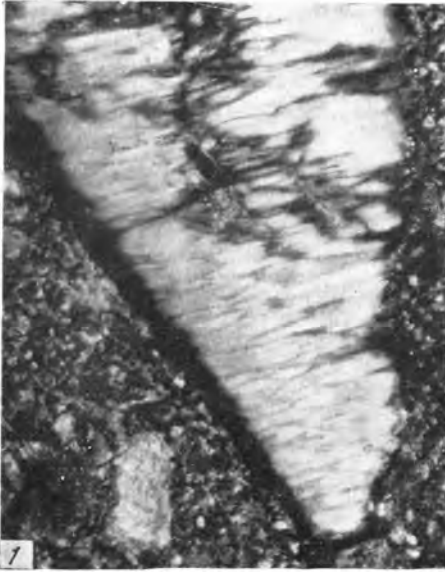












СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
-----------------------	---

Часть первая

СТРАТИГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

<i>А. Л. Путкарадзе.</i> Краткий геологический очерк	9
<i>Э. А. Даудбекова, Р. С. Бабаева, З. Г. Григорьянц, Ф. М. Курбанова, Б. М. Ибрагимова, О. Д. Шамаилова.</i> Гранулометрические типы пород и аллотигенные минералы.	29
<i>Н. В. Пашалы.</i> Гранулометрические типы и вещественный состав четвертич- ных отложений	68
<i>М. А. Ратеев, А. К. Покидин, М. Б. Хеиров.</i> Глинистые минералы, их рас- пределение и генезис в сводном разрезе Аляты-море	89

Часть вторая

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА (по разрезу скв. 8 и 4)

<i>В. В. Коперина, О. А. Дворецкая.</i> Плотность и пористость глинистых пород	115
<i>И. Г. Коробанова, А. П. Ковалева, А. К. Копылова, И. А. Саfoxина.</i> Стадии изменения физико-механических свойств глинистых пород	124
<i>Н. П. Затенацкая.</i> Экспериментальные данные по диффузии солей в гли- нистых породах	143
<i>Э. В. Пушкина.</i> Поровые воды глинистых пород и их изменения по разрезу	160
<i>И. Л. Нестерова.</i> Поглощенные основания глинистых пород и их изменения по разрезу	204
<i>Э. В. Тимофеева.</i> Основные черты аутигенного минералообразования чет- вертичных и плиоценовых отложений	214

CONTENTS

Foreword	5
--------------------	---

Part I

STRATIGRAPHY AND MATERIAL COMPOSITION OF QUATERNARY AND PLIOCENE DEPOSITS OF BAKU ARCHIPELAGO

<i>A. L. Putkaradze</i> . Brief geological sketch	9
<i>E. A. Daidbekova, R. S. Babaeva, Z. G. Grigorianz, F. M. Kurbanova, B. M. Ibragimova, O. D. Shamailova</i> . Granulometric rock types and allo- thigenous minerals	29
<i>N. V. Pashaly</i> . Granulometric types and material composition of Quaternary deposits	68
<i>M. A. Rateev, A. K. Pokidin, M. B. Kheirov</i> . Clay minerals, their distribution and genesis in the sequences	89

Part II

SECONDARY ALTERATIONS OF QUATERNARY AND PLIOCENE DEPOSITS OF BAKU ARCHIPELAGO

(Along the sequences of bozehoies 4 and 8)

<i>V. V. Koperina, O. A. Dvoretzkaia</i> . Compactness and porosity of clay rocks	115
<i>I. G. Korobanova, A. P. Kovaleva, A. K. Kopylova, I. A. Safokhina</i> . Alteration stages in the physico—mechanical properties of clay minerals	124
<i>N. P. Zatenatzkaia</i> . Experimental data on the salt diffusion in clay rocks	143
<i>Z. V. Pushkina</i> . Interstitial waters of clay rocks and their alterations along the sequences	160
<i>I. L. Nesterova</i> . Absorbed bases of clay rocks and their alterations along the sequences	204
<i>Z. V. Timofeeva</i> . Main features of authigenous mineral formation in Quaternary and Pliocene deposits	214

**Постседиментационные изменения четвертичных
и плиоценовых глинистых сложенных
Бакинского архипелага**

Труды ГИН, 115

*

Утверждено к печати Геологическим ин-том АН СССР

*

Редактор Издательства *Г. И. Носов*
Контрольный редактор *С. Т. Попова*
Технические редакторы *Н. Д. Новичкова, В. И. Зудина*

Сдано в набор 6/III 1965 г. Подписано к печати 27/VII 1965 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 15,25+8 вкл. = 24,1.
Усл. печ. л. 28,9. Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 1000 экз. Т-06190.
Изд. № 3304/04. Тип. зак. № 2162. Темплан 1965 г. № 128

Цена 1 р. 51 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 51 коп.