

А. Г. БАБАЕВ, Т. С. РАУБХОДЖАЕВА

**СОЛЯНО-АНГИДРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БУХАРО-ХИВИНСКОЙ ОБЛАСТИ
И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ
ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УзССР

Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений

А. Г. БАБАЕВ, Т. С. РАУБХОДЖАЕВА

СОЛЯНО-АНГИДРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БУХАРО-ХИВИНСКОЙ ОБЛАСТИ
И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ
ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Библиографическое
издание
Института
геологии и разведки
нефтяных и газовых
месторождений УзССР

5.1.1973



Издательство «Н Е Д Р А»

Москва 1972

Бабаев А. Г., Раубходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М., «Недра», 1972. 176 с. (Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений Мин. геол. УзССР).

Авторами проведено литолого-geoхимическое исследование соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба и смежных районов. Даны оценка geoхимических особенностей пород. Проведена корреляция разрезов скважин по отдельным локальным структурам и Бешкентскому прогибу в целом. Описаны результаты изучения закономерностей изменения мощностей кимериджа — титона. Показана роль формации как экрана, препятствующего перетоку углеводородов из прилегающих юрских образований в меловые.

Книга предназначена для широкого круга геологов.

Таблиц 38, иллюстраций 62, библиография 138 названий.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы геологоразведочные работы на нефть и газ в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области проводятся в основном в ее южной части, которая состоит из Бешкентского прогиба и Чарджауской ступени. В пределах Чарджауской ступени уже разведаны многочисленные газовые месторождения, в том числе такие крупные, как Уртабулак, Кандым. На стыке Чарджауской ступени и Бешкентского прогиба располагаются не менее крупные месторождения Култак, Памук и Зеварды. Некоторые исследователи полагают, что и эти месторождения располагаются в пределах Чарджауской ступени. Так как между Чарджауской ступенью и Бешкентским прогибом отчетливой геологической границы не наблюдается, то такая точка зрения на первых порах представлялась приемлемой. Однако было установлено, что для структур Бешкентского прогиба характерны аномально высокие пластовые давления в подсолевой части разреза, объединяющей отложения осадочного чехла от оxfordского яруса юрской системы до ее нижнего отдела, и рапопроявления в соляно-ангидритовой формации. Поскольку оба эти признака характерны и для структур Култакской группы, в настоящей работе Култак, Памук и Зеварды рассматриваются в составе Бешкентского прогиба. В Бешкентском прогибе и на Чарджауской ступени можно рассчитывать на открытие высокопродуктивных залежей нефти и газа в разрезе карбонатной формации.

Бешкентский прогиб на севере ограничен Бухарским пароградным разломом, на западе его граница условно проводится по восточным погружениям Денгизкульского вала и Сундукинского поднятия, на юге — по северной окраине зоны Амударьинского пароградного разлома. На востоке прогиб сочленяется по разлому с юго-западными отрогами Гиссара, а на юго-востоке — с Астана-Бабинским поднятием. В строении поднятий Бешкентского прогиба участвуют два структурно-формационных этажа — нижний, сложенный сильно дислоцированными породами палеозоя, и верхний, состоящий из мезозойских и кайнозойских осадочных пород, образующих чехол.

В этом районе основной объем буровых работ приходится на верхнеюрскую карбонатную формацию. Над ней располагается мощная (до 850 м) соляно-ангидритовая формация (кимеридж — титон), проходка которой скважинами всегда сопровождается рядом

осложнений. Ее роль как экрана не бесспорна, и мнения исследователей по этому вопросу расходятся. Одни считают ее экраном, препятствующим перетоку углеводородов из нижележащих юрских образований в меловые (А. Г. Бабаев, 1959, 1960, 1966; И. М. Алиев, 1966; Р. Е. Айзберг, 1966; А. Г. Бабаев, Е. В. Лебзин, А. Н. Симоненко, И. В. Кушниров, 1963; Е. В. Лебзин, 1966 и др.). В качестве одного из аргументов приводятся чрезвычайно характерные для подсолевых толщ аномально высокие давления, которые не свойственны вышележащим толщам мелового и палеоген-неогенового возраста.

Другие допускают, что соляно-ангидритовая формация не наделена функциями экрана или во всяком случае не всегда являлась экраном, а нефть и газ легко перемещались из юрских образований в меловые (З. С. Ибрагимов, 1963, 1966; П. У. Ахмедов, 1964; В. Я. Соколов, 1966; Я. А. Пилип, 1966).

В пределах равнинной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области минералого-петрографический состав, структура и текстура, геохимия пород соляно-ангидритовой формации, а также палеогеографические условия их образования изучены недостаточно. Однако очевидно, что соответствующий анализ материалов окажет большую помощь в оценке ее экранирующих способностей и условий локализации скоплений нефти и газа в известняках верхней юры.

Авторами данной работы проведено углубленное литолого-геохимическое исследование соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба и смежных районов. Основные задачи исследований были следующие: 1) литологическое изучение соляно-ангидритовой формации, включающее петрографическое и минералогическое изучение пород, а также оценка их геохимических особенностей; 2) выделение и корреляция разрезов скважин по отдельным локальным структурам и по Бешкентскому прогибу в целом; 3) изучение закономерности изменения мощности отложений кимериджа — титона. Полученные результаты исследований позволят более определенно, чем это делалось раньше, оценить роль соляно-ангидритовой формации в формировании залежей нефти и газа в известняках келловея — оксфорда и в вышележащих меловых отложениях.

Исходными данными для настоящей работы послужили фактические материалы по разрезам многочисленных скважин, вскрывших соляно-ангидритовую формацию. Девять структур оказались основными объектами исследований — Аляуды, Нишан, Култак, Памук, Айзават, Северный Камаси, Западный Майманак, Уртабулак, Денгизкуль.

В работе использованы результаты около 2300 анализов, включающих петрографическое описание шлифов (510), определения минералогического состава пород и нерастворимых остатков в иммерсионных препаратах (355), форм железа (200), содержания брома (200), органического углерода (200), малых элементов методом спектрального анализа (350). Кроме того, учтены данные химических анализов и др.

Подавляющая часть экспериментальной работы выполнена в лаборатории палеогеографии ИГИРНИГМ и ВНИИГ, спектральные анализы проведены в центральной лаборатории Министерства геологии УзССР.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам лаборатории палеогеографии ИГИРНИГМ Г. А. Жолобовой и Н. С. Пановой и ВНИИГ Г. В. Голоховской, Р. Э. Шлеймович, сотрудникам треста Каршинефтегазразведка Ю. А. Грищенко, Е. Н. Ждановой, Н. Х. Алимухамедову и другим за большую помощь при сборе и аналитической обработке материалов. Глубоко признательны академику АН УзССР проф. А. М. Акрамходжаеву, оказавшему большое содействие в завершении и публикации данной работы.

ГЛАВА I

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

ОБЛАСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ЗОНЫ ВЫКЛИНИВАНИЯ ФОРМАЦИИ

Юрские отложения Западного и Южного Узбекистана и Южно-Таджикской впадины выражены сложным комплексом осадочных пород образующих ряд закономерно сменяющих друг друга формаций. Нижняя часть комплекса представлена терригенными породами, накапливавшимися в пресноводных, солоноватоводных и только временами морских водоемах. Средняя часть комплекса выражена почти исключительно морскими карбонатными образованиями, а верхняя — породами, возникшими в водоемах с резко повышенной соленостью вод (гипсы, ангидриты, соли).

В разрезе юрских отложений развиты угли и типичные эвaporиты, не встречающиеся в подобной последовательности ни в какой другой части разреза осадочных образований допалеозоя, палеозоя, мезозоя, палеогена и неогена Средней Азии. Указанные породы ритмично чередуются, отчетливо отражая эволюцию седиментационных бассейнов.

Верхнеюрский этап знаменателен также сменой палеоклиматических условий развития, что выражается в последовательной смене терригенных осадков карбонатными, а последних эвапоритовыми. Многие из указанных особенностей характерны для юрских отложений и других районов, следовательно, имеют региональный характер.

На территории СССР благоприятное для накопления галогенных осадков сочетание палеогеографических, климатических и тектонических условий возникло в конце позднеюрской эпохи. Эти условия господствовали на юге и юго-востоке страны, в районе Кавказских гор, возвышенности Куба-Даг, на Большом Балхане и в северных предгорьях хребта Копет-Даг, в юго-западных и южных отрогах Гиссарского хребта, в Южно-Таджикской впадине, в юго-западных отрогах Дарвазинского хребта, в пределах хребтов Петра Первого и Заалайского.

Вне территории СССР юрские сульфатно-галогенные отложения известны во Франции, Англии и Швейцарии, в ряде штатов Северной Америки (Вайоминг, Монтана, Айдахо, Юта, Новая Мексика,

Техас, Алабама и др.), в Южной Америке (Колумбия, Чили, Аргентина, Перу) и в Африке (Южный Тунис, Сомали, Абиссиния). Наиболее широко распространены среди них гипсы, ангидриты, но в ряде областей присутствует каменная соль. Особенно мощные залежи последней установлены в штате Юта.

Широко распространены эвапоритовые отложения и в южной части Бухаро-Хивинской области. В настоящее время она является районом интенсивных поисков новых месторождений нефти и газа. В этом районе продуктивные горизонты чаще всего располагаются ниже соляно-ангидритовой формации, в верхнеюрской карбонатной регионально продуктивной толще. Мощность соляно-ангидритовой формации здесь достигает 400—950 м, причем подошва ее залегает на глубинах до 3000 м. Данная формация представляет собой ярко выраженный пограничный рубеж между двумя седиментационными комплексами. Она отделяет морскую толщу известняков келловея — оксфорда от красноцветной толщи неокома. Эта толща в разных районах представлена неоднотипными породами.

Положение границы между юрской и меловой системами до настоящего времени твердо не установлено (рис. 1). Это объясняется тем, что ни в верхней части соляно-ангидритовой, ни в нижней части перекрывающей ее красноцветной формации органические остатки не обнаружены. Соображения по этому вопросу впервые высказаны С. Н. Михайловским (1924), а позже С. Н. Лупшовым (1936, 1959), В. А. Вахрамеевым, А. В. Пейве, Н. П. Херасковым (1936), П. П. Чуенко (1937), С. Н. Симаковым (1952), В. И. Браташом (1959, 1961), А. Г. Бабаевым (1959), Н. П. Петровым (1949, 1953, 1959, 1964), Е. А. Репман (1959, 1960, 1964) и многими другими.

Одни исследователи контакт между соляно-ангидритовой формацией и перекрывающей ее толщей красноцветных пород принимают за границу между юрской и меловой системами (В. А. Вахрамеев и др., 1936; С. Н. Симаков, 1952; А. Г. Бабаев, 1959, 1966; Н. П. Петров, 1964; В. И. Троицкий, 1967; Л. Я. Жданов и Ю. А. Грищенко, 1966 и др.). Вторая группа (П. П. Чуенко, 1937; Н. П. Луппов, 1959; Е. А. Репман, 1964 и др.) относит к верхней юре нижнюю часть красноцветных образований, поскольку они связаны постепенным переходом с соляно-ангидритовой формацией.

Иной взгляд на положение этой границы был высказан А. В. Даниным (1928). Он относил описываемую формацию к нижнему мелу. Эту точку зрения развел В. И. Браташ (1951), по мнению которого соляно-ангидритовая формация трангрессивно с регионально выраженным стратиграфическим, а местами и с угловым несогласием покрывает толщу верхнеюрских известняков.

Авторы настоящей работы принимают первую точку зрения, и границу между юрскими и меловыми отложениями проводят в пределах Чарджоуской ступени между верхней галитовой свитой и красноцветными терригенными образованиями, а на Бухарской ступени — по контакту красноцветной формации и подстилающих их ангидритов.

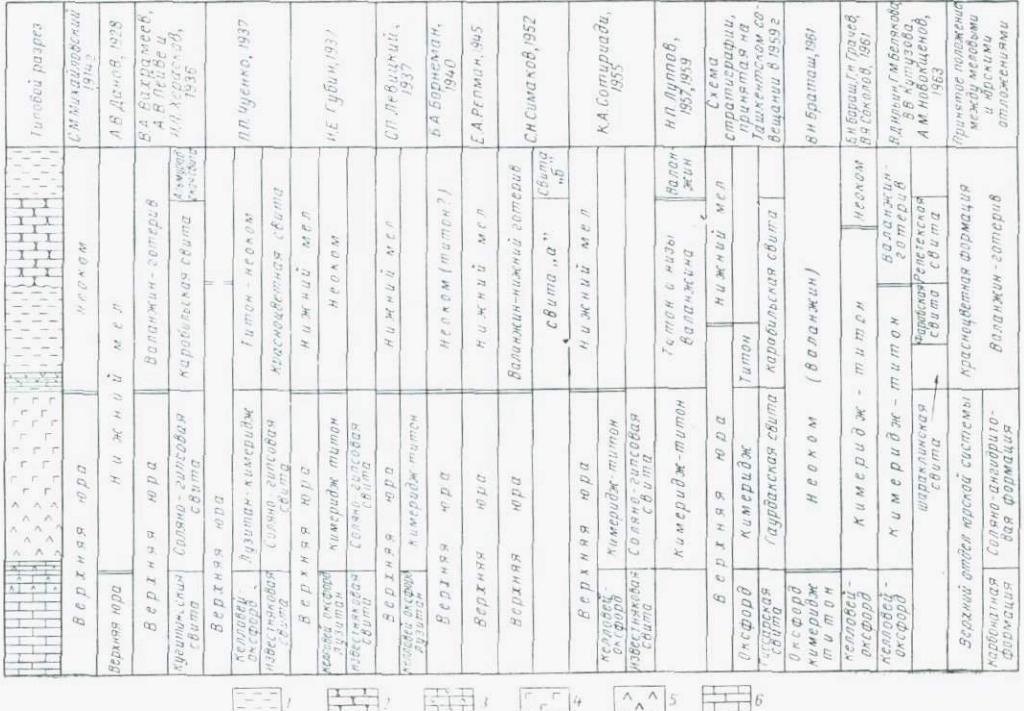


Рис. 1. Сравнение представлений о положении границы между юрской и меловой системами в разрезе юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

1 — глины; 2 — песчаники; 3 — ангидриты карбонатные; 4 — соли; 5 — антидриты; 6 — известняки.

В настоящее время существуют две точки зрения о возрастном положении соляно-ангидритовой формации. А. В. Данов, В. И. Браташ и некоторые другие авторы считают, что она имеет нижнемеловой возраст. Согласно второй точке зрения (В. А. Вахрамеев, А. В. Пейве, И. П. Херасков, Н. П. Луппов, Е. А. Репман, А. Г. Бабаев, Г. Х. Дикенштейн, С. Н. Симаков, Н. П. Петров, Ю. В. Станкевич, В. И. Троицкий и многие другие), соляно-ангидритовая формация имеет кимеридж-титонский возраст.

В последние годы Е. А. Репман удалось в разрезах Кугитангтау обнаружить единичные остатки фауны кимериджского и титонского возрастов. Однако, по ее мнению, общее заключение о верхнеюрском возрасте формации вытекает не столько из этого палеонтологического материала, сколько из стратиграфического положения формации.

В связи с широким размахом геологоразведочных работ на нефть и газ соляно-ангидритовая формация выявлена на многих разведочных площадях на территории равнинной части Южного и Западного Узбекистана. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Гаурдак, Тюбегатан и др.), на Чарджоуской ступени и в Бешкентском прогибе Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Здесь максимальны и ее мощности. Для этой зоны весьма показательны резкие колебания мощности нижней половины соляно-ангидритовой формации.

Следует отметить, что мощность описываемой формации меняется в широких пределах: от 950 м на юге до 25 м и менее на северо-востоке Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. В пределах Чарджоуской ступени разрез соляно-ангидритовой формации представлен четырьмя свитами, тогда как на Бухарской ступени он выражен лишь одной свитой. В последнее время в южной части Мубарекского поднятия на площади Каракум (скв. 5) вскрыты нижние три свиты соляно-ангидритовой формации мощностью 120 м. Но здесь верхняя соленосная свита отсутствует. На Газлинском и Янгиказганском поднятии описываемая формация вообще выпадает из разреза.

Соляно-ангидритовая формация верхней юры простирается непрерывным шлейфом от Памира до Каракумов и от южных склонов Гиссарских и Зеравшанских гор до северных склонов Гиндукуша и Параламиза. На рис. 2 показана площадь распространения этой формации и общие закономерности изменения ее мощности и типов разрезов по территории Бухаро-Хивинской области.

Соляно-ангидритовая формация сложена различными типами пород: ангидритами, гипсами, каменной солью, в меньшей степени известняками, терригенными породами. Хотя ее строение и состав относительно полно изучены только в районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и в равнинных частях Бухаро-Хивинской области, тем не менее очевидно, что строение ее в различных местах далеко не однотипно. В связи с этим соотношение этой формации и вышележащей красноцветной различно. Одни

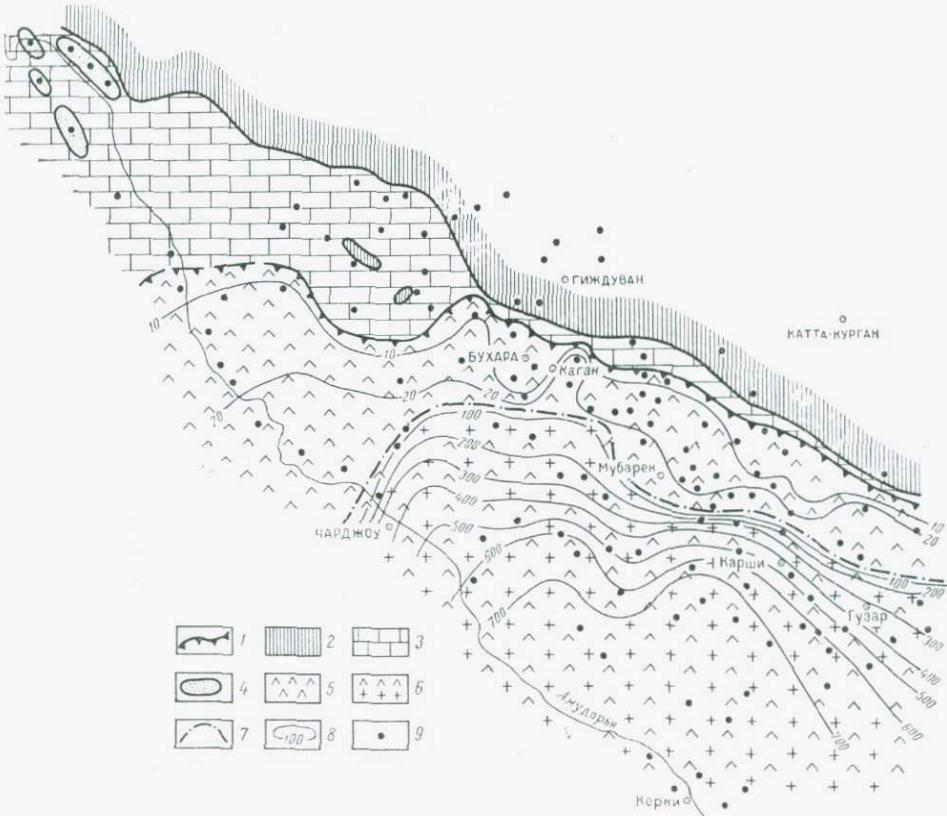


Рис. 2. Схема распространения и мощностей соляно-ангибитовой формации Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.

1 — граница области седиментации; 2 — суши, сложенная палеозойскими отложениями; 3 — суши, сложенная верхнеорской карбонатной формацией; 4 — суши, сложенная угленосной паралической формацией нижней — средней юры; 5 — зона развития формации с однокомпонентным строением разреза (верхний и нижние компоненты отсутствуют); 6 — зона развития формации с двухкомпонентным строением разреза; 7 — граница между зонами с различным строением разрезов формации; 8 — изолинии мощностей; 9 — площади, по которым имеется скважинный фактический материал.

из наиболее полных разрезов эвапоритов развит в районе Гаурдака. Снизу вверх, по Н. П. Петрову, выделяются толщи ангидритов и гипсов (400 м), камен-ной соли (300—400 м), чистых гипсов и ангидритов с прослойками глин (11—15 м).

В районе Тюбекатана, по Д. Ишниязову и Л. И. Филатовой, разрез имеет четырехчленное строение. Он разделяется на нижнюю ангидритовую, переходную, соленосную и верхнюю ангидритовую свиты. В краевой части депрессии (Сурхантау, Мечетли и другие структуры) суммарная мощность формации значительно меньше и она имеет двучленное или даже одночленное строение. В первом случае нижняя часть разреза выражена гипсами, переслаивающимися известняками, а верхняя — гипсами с редкими прослойками красноцветных алевролитов и глин. Во втором случае весь разрез формации выражен маломощной пачкой гипсов. В районах Гаурдакских, Тюбекатанских, Кугитангских и Байсунтауских гор есть немалое число пунктов, в которых эта формация представлена только пачкой гипсов. Одночленное строение она имеет и в пределах северной ступени Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Здесь разрез представлен либо чистыми ангидритами, либо ангид-

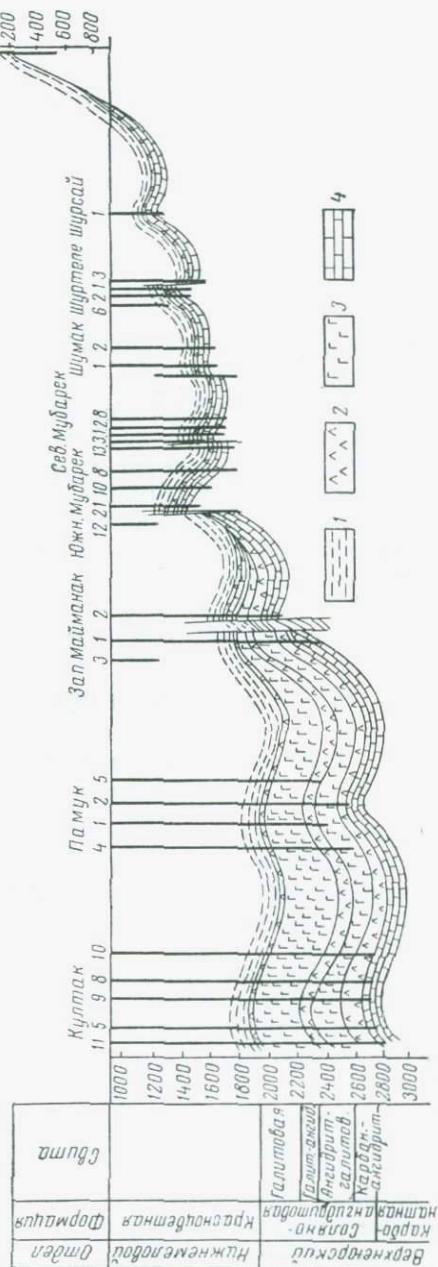


Рис. 3. Геологический профиль по линии Култак — Тувактая.
1 — глины; 2 — ангидриты; 3 — соли; 4 — известники.

ритами с прослойями известняков и терригенных пород. Формация представляет собой огромное, практически сплошное тело линзообразной формы. Максимальная ее мощность приурочена к центральной части всех выраженных в современном структурном плане прогибов. К началу позднемеловой эпохи весь район юго-западных отрогов Гиссара представлял собой сплошное поле развития верхнеюрских эвапоритов. Но позже этот район оказался вовлеченным в поднятие. С него были эродированы меловые и местами юрские отложения. Именно поэтому по мере удаления от районов Чарджоуской ступени к Бешкентскому прогибу и далее на восток в сторону Тюбекатана не видно сколько-нибудь существенных изменений ни в мощностях эвапоритов, ни в строении их разреза. При смещении к северу, к окраинной части эвапоритового бассейна, происходит закономерное сокращение мощности формации, а еще далее к северу эта формация вообще выпадает из разреза осадочного чехла.

Нам представляется, что наибольшую площадь распространения имеют средние ангидриты, а наименьшую верхние соли. На северной ступени, следовательно, первое скрытое или явное стратиграфическое несогласие располагается между нижнемеловыми отложениями и средними ангидритами, второе — между последними и карбонатной толщей. В осевой части Амударьинской впадины и на ее ближних флангах разрезы юрских и меловых отложений полные, здесь осадконакопление не прерывалось. Схематический профиль, иллюстрирующий высказанное представление о системе выклинивания соляно-ангидритовой формации, показан на рис. 3.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Корреляция разрезов скважин в пределах отдельных площадей

Корреляция разрезов верхнеюрской соляно-ангидритовой формации выполнена по данным промыслового-геофизических исследований и по материалам анализов керна. На основании корреляции для каждой изученной площади разработаны схемы сопоставления разрезов скважин.

Полная мощность формации в Бешкентском прогибе вскрыта на структурах Айзават, Северный Камаши, Култак, Памук, Западный Майманак, Зеварды и др. На юге исследуемой территории полный разрез формации пока еще не вскрыт ни на одной структуре.

Айзават. Полный разрез формации вскрыт скв. 1, 2, 6, в скв. 4, 5 пройдены лишь верхние три свиты.

Карбонатно-ангидритовая свита в нижней части представлена серым пятнистым, а в верхней части серым, иногда белым плотным или крепким трещиноватым ангидритом скрытокристаллической структуры. Трещины заполнены черным карбонатным материалом и битумом. В свежем изломе ангидрит издает запах сероводорода.

На контакте с карбонатной формацией залегает маломощный пласт известняка. Его мощность колеблется от 2 (скв. 2) до 3 м (скв. 1), что составляет 1,24—1,96% от общей мощности свиты. Мощность карбонатно-ангидритовой свиты колеблется от 153 (скв. 1) до 169 м (скв. 2).

Ангидрит-галитовая свита сложена в основании светло-серой, вверху белой прозрачной мелко- и крупнокристаллической каменной солью с включениями и прослойками белого или серого ангидрита.

В большинстве скважин в нижней и средней частях свиты прослеживаются четыре маломощных пласта ангидрита. Самый нижний из них залегает несколько выше подошвы свиты и имеет максимальную мощность в скв. 5, равную 8 м. В других скважинах она постепенно уменьшается (5 м в скв. 1, 4 и 3,5 м — в скв. 3 и 5). В разрезе скв. 6 этот пласт полностью выклинивается. Второй и третий пласти ангидрита расположены в средней части свиты и отделяются друг от друга небольшим по мощности пластом каменной соли (1,5—3 м), а в скв. 4 они сливаются в один пласт мощностью 4 м. Мощность второго пласта колеблется от 1,5 (скв. 5, 6) до 4 м (скв. 1, 2) и мощность третьего — от 1 (скв. 1, 2) до 2,5 м (скв. 5, 6).

Таким образом, максимальные мощности второго пласта прослеживаются на участках, где мощности третьего пласта минимальны (скв. 1, 2). На участках же, где мощности второго пласта минимальны, максимальны мощности третьего пласта (скв. 5, 6).

Четвертый пласт прослеживается во всех скважинах, а мощность его изменяется от 2 (скв. 2) до 8 м (скв. 5). В скв. 1, 4 и 6 мощности почти одинаковые (4—5 м). Третий и четвертый пласти почти во всех скважинах разделяют свиту примерно на три равные части. Лишь в разрезе скв. 5 они залегают близко друг от друга. Общая мощность пластов ангидрита колеблется от 8 (скв. 6) до 19,5 м (скв. 5). Общая мощность ангидрит-галитовой свиты изменяется от 122 (скв. 4) до 203 м (скв. 6).

Хотя скважины располагаются друг от друга на расстоянии до 2—3 км, все составляющие части описанной свиты хорошо выделяются в разрезах скважин и надежно коррелируются.

Вышележащая галит-ангидритовая свита сложена внизу белыми, серовато-белыми или светло-серыми плотными трещиноватыми ангидритами. Трещины в них выполнены карбонатным материалом в нижней части и галитом в верхней. В средней части свиты ангидриты чередуются с маломощными пластами каменной соли. Почти во всех скважинах прослеживаются четыре пласта каменной соли и только в скв. 5 они отсутствуют. Здесь вся свита сложена ангидритами.

Первый пласт во всех скважинах залегает в середине свиты, его мощность изменяется от 2 (скв. 1, 4) до 4 м (скв. 6). Он выклинивается на участке скв. 2. Второй пласт прослеживается в разрезах всех скважин, а мощность его колеблется от 3 (скв. 1) до 7,5 м (скв. 6). Мощность третьего пласта в скв. 2 и 4 одинаковая — 1,5 м, а в скв. 1, 6 она возрастает до 3—6 м. Залегающий выше четвертый пласт имеет максимальную мощность (9 м) на участке скв. 6. В разрезах

других скважин его мощность составляет 3—4 м. Мощности ангидритовых пластов, залегающих между выделенными пластами, также невелики (2—8 м).

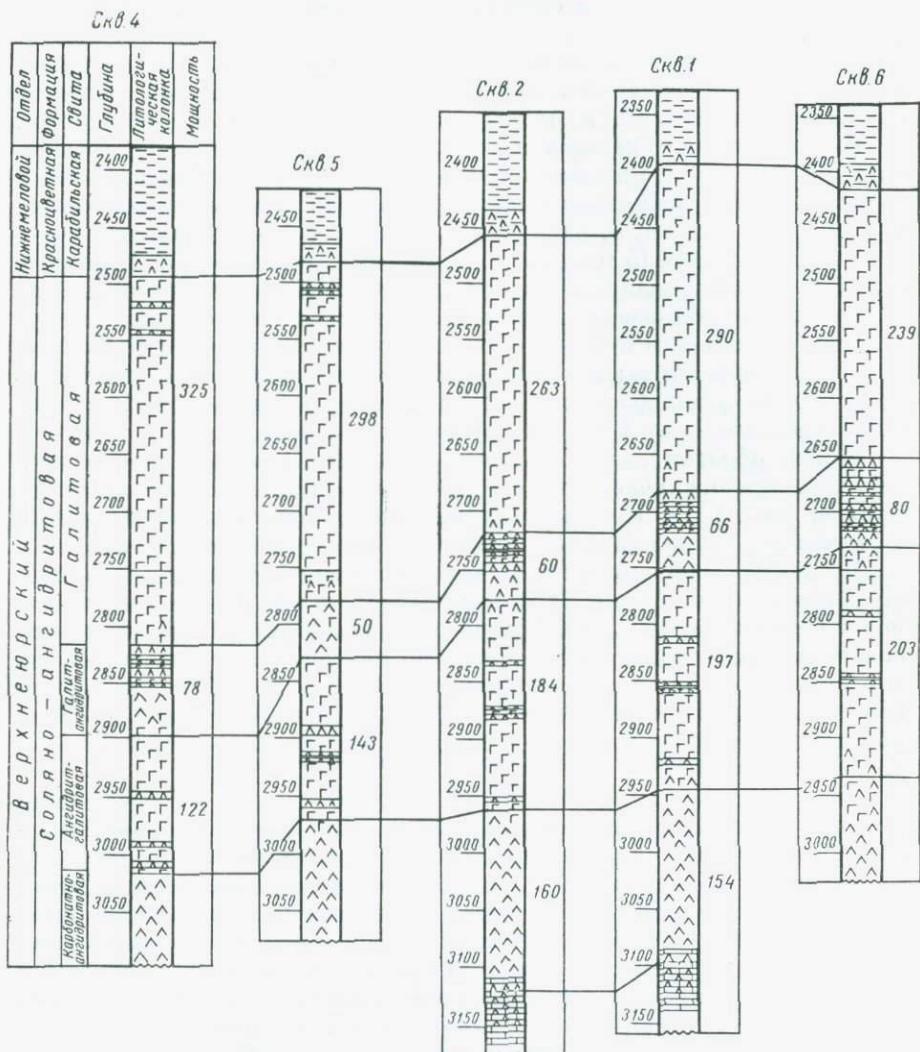


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов соляно-ангидритовой формации района Айзавата.

Условные обозначения см. на рис. 3.

При корреляции (рис. 4) заметна повышенная общая мощность свиты на участке скв. б. Здесь мощность пластов каменной соли максимальна. Кроме этого, ниже первого пласта каменной соли

прослеживаются еще три пласта мощностью 1—2 м, отделенных друг от друга метровыми пластами ангидритов. Эти нижние прослой соли в других скважинах не прослеживаются. Общая мощность пластов в скв. 1, 2, 4 одинакова (10,5 м) и составляет 13,4—17,5% от общей мощности свиты, в скв. 6 общая мощность пластов возрастает до 31,5 м и составляет 39,3%. Общая мощность галит-ангидритовой свиты колеблется от 58 (скв. 5) до 80 м (скв. 6).

Галитовая свита сложена в нижней части белой или розоватой солью с включениями белого ангидрита, а в верхней — розовой солью с включениями и прослойками кирпично-красной глины. Соль крупнокристаллическая, прозрачная. В верхней части разреза соль в большой мере обогащена примесью глинистых частиц.

В скв. 4, 5 около кровли свиты прослеживаются два пласта ангидрита: мощностью 1 и 3,5—4 м. Эти пласти в других скважинах отсутствуют. Общая мощность пластов ангидрита 4—5 м, что составляет 1,2—2,01% от общей мощности свиты.

Мощность галитовой свиты изменяется от 239 (скв. 6) до 325 м.

Общая мощность соляно-ангидритовой формации в пределах площади Айзават колеблется от 667 (скв. 2) до 706 м (скв. 1).

Северный Камашин. Соляно-ангидритовая формация от кровли до основания вскрыта скв. 1, 2 и 6; в скв. 4 вскрыты верхние три, в скв. 5 только верхние две свиты.

Карбонатно-ангидритовая свита (рис. 5) представлена в основном ангидритом с прослойми и прожилками известняка. На контакте с карбонатной формацией в 7—9 м выше подошвы регионально фиксируется маломощный пласт известняка. Этот пласт во всех скважинах имеет выдержанную мощность — 3 м, что составляет 2,5—3,4% от общей мощности свиты. Мощность карбонатно-ангидритовой свиты во всех скважинах почти одинакова (114 м в скв. 1 и 118 м в скв. 2).

Ангидрит-галитовая свита сложена каменной солью с включениями и маломощными пластами ангидрита.

В нижней части свиты ближе к подошве залегают три маломощных пласта ангидрита. Самый нижний из них расположен на контакте с карбонатно-ангидритовой свитой, прослеживается во всех скважинах, хотя имеет незначительную мощность — от 1,5 (скв. 2, 4) до 2 м (скв. 1, 6).

Максимальная мощность второго пласта отмечается в районе скв. 2 (3 м). Она постепенно уменьшается от 2 (скв. 4) до 1 м (скв. 2), в скв. 6 пласт выклинивается. Третий пласт залегает линзообразно, мощность его изменяется от 3,5 (скв. 1) до 2 м (скв. 2), в скв. 2 и 4 этот пласт отсутствует. Следует отметить, что мощности указанных пластов ангидрита, как и разделяющих их пластов каменной соли, в скв. 1 больше. Общая мощность ангидритовых пластов изменяется от 2 (скв. 6) до 8,5 м (скв. 1) и составляет от 1,3 (скв. 6) до 8,3% (скв. 1) от общей мощности свиты.

Таким образом, первый пласт имеет региональное распространение и незначительную мощность. Мощность же второго пласта

постепенно уменьшается и выклинивается, а третий пласт залегает линзовидно.

Галит-ангибитовая свита состоит из пластов ангибрита, чередующихся с маломощными пластами каменной соли. В разрезе галит-ангибитовой свиты прослеживается пять маломощных пластов

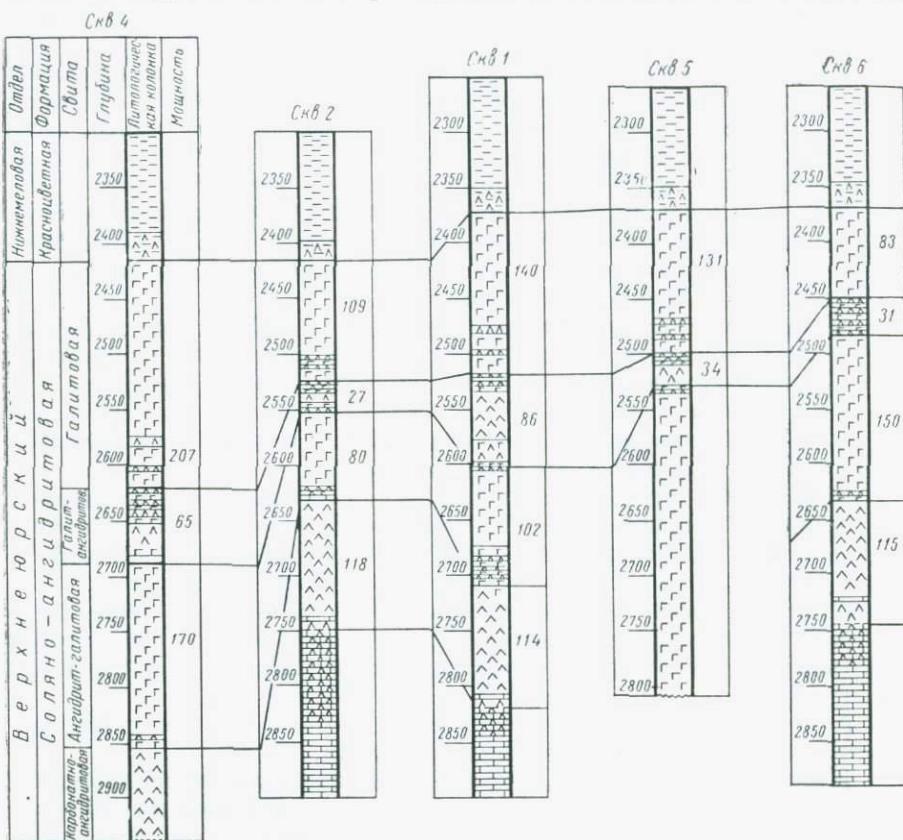


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов соляно-ангибитовой формации района Северного Камаша.

Условные обозначения см. на рис. 3.

каменной соли. Самый нижний из них располагается в основании свиты и распространен по всей площади, хотя и имеет изменчивую мощность — от 2 (скв. 5, 6) до 7 м (скв. 4). Максимальная мощность второго снизу пласта ангибрита отмечена в скв. 4 (5 м). Она постепенно уменьшается до 1,5 м (скв. 5). Третий пласт имеет форму линзы. Он выявлен только в скв. 4, где его мощность составляет 1,5 м. Четвертый пласт ангибрита прослеживается во всех скважинах, максимальная мощность отмечается в скв. 1, 4 (5 м),

а в остальных она варьирует от 3 до 1 м (скв. 2, 5). Пятый пласт залегает линзовидно, в скв. 1, 4 его мощность составляет 1,5—2 м.

Таким образом, первый, второй и четвертый пласти прослеживаются по всей площади, причем максимальные их мощности отмечаются в скв. 4, а минимальные в скв. 5. Третий и пятый пласти имеют линзовидный характер.

Общая мощность пластов соли изменяется от 5 (скв. 5) до 20 м (скв. 4) и составляет от 14,7 (скв. 5) до 30,7% (скв. 4) общей мощности свиты. Очевидно, что общее число пластов каменной соли и их мощность тесно связаны с общей мощностью свиты. Там, где разрез свиты имеет малую мощность, количество пластов соли и их мощность меньше. Общая мощность свиты изменяется от 27 (скв. 2) до 86 м (скв. 1). В скв. 2, 5 и 6 мощность свиты сокращается (27—34 м).

В нижней части галитовой свиты во всех скважинах прослеживается два пласта ангидрита. Первый из них имеет более выдержанную мощность, от 2 (скв. 2) до 4 м (скв. 1). Второй залегает на 5—15 м выше первого. Он также распространяется во всех скважинах, но мощность его колеблется от 3 (скв. 2, 6) до 9 м (скв. 4). Общая мощность пластов ангидрита от 5 (скв. 2) до 12 м (скв. 4) и составляет от 4,5 (скв. 2) до 7,5% (скв. 5) от общей мощности свиты. Мощность галитовой свиты колеблется от 83 (скв. 6) до 207 м (скв. 4), средняя мощность составляет 135 м.

К ул та к. Полная мощность соляно-ангидритовой формации вскрыта скв. 5, 6, 7, 8, 10.

Карбонатно-ангидритовая свита (рис. 6) сложена темно- или светло-серым ангидритом. Подошва свиты во всех вскрытых скважинах прослеживается очень четко, кровля на каротажных диаграммах несколько расплывчата. На 7—15 м выше подошвы карбонатно-ангидритовой свиты, как и в других структурах, залегает маломощный пласт известняка. Этот пласт во всех скважинах имеет одинаковую мощность (3 м), что составляет от 2 до 2,3% общей мощности свиты. Мощность карбонатно-ангидритовой свиты изменяется от 122 (скв. 7) до 156 м (скв. 8).

В средней части разреза ангидрит-галитовой свиты прослеживается пласт ангидрита, имеющий региональное распространение по всей площади. В большинстве скважин мощность его достигает 7 м (скв. 1), или 1,4—3,3% от общей мощности свиты. Общая мощность ангидрит-галитовой свиты колеблется от 118 (скв. 10) до 214 м (скв. 7).

В верхней части галит-ангидритовой свиты, как и в других структурах, ангидриты чередуются с маломощными пластами каменной соли. В разрезе рассматриваемой свиты выделяется шесть пачек каменной соли. Первая из них залегает внизу, около подошвы свиты и имеет изменчивую мощность, от 1,5 (скв. 10) до 6,5 м (скв. 8). Эта пачка залегает линзовидно, она выявлена только в скв. 7, 8, 10. Мощность второй пачки варьирует в широких пределах, от 4 (скв. 4) до 17 м (скв. 8). Она расположена на 20—30 м выше подошвы свиты,

которая прослеживается во всех скважинах. Третья и четвертая пачки, расположенные в средней части галит-ангидритовой свиты, имеют линзовидную форму. Их мощность изменяется от 1 до 3 м. Мощности ангидритовых пластов, залегающих между выделенными пластами, также невелики (1—4 м). Залегающая в верхней части свиты пятая пачка распространена по всей площади, имеет максимальную мощность в скв. 10, в разрезах других скважин она одинаковая и равна 2 м. Самая верхняя, шестая, пачка отделяется от пятой 1,5—7-метровой толщиной ангидрита и залегает в кровле свиты. Она распространена во всех скважинах. Максимальная ее мощность (8 м) наблюдается в скв. 10, а в других скважинах она сокращается до 3—4 м. Как видно, вторая, пятая и шестая пачки каменной соли прослеживаются по всей площади, тогда как остальные имеют форму линзы. Общая мощность пластов каменной соли колеблется от 9 (скв. 1, 4) до 32 м (скв. 8), что составляет 9,2—30,2% от общей мощности свиты. Мощность галит-ангидритовой свиты изменяется от 91 (скв. 4) до 118 м (скв. 9).

В верхней части галитовой свиты прослеживаются два маломощных

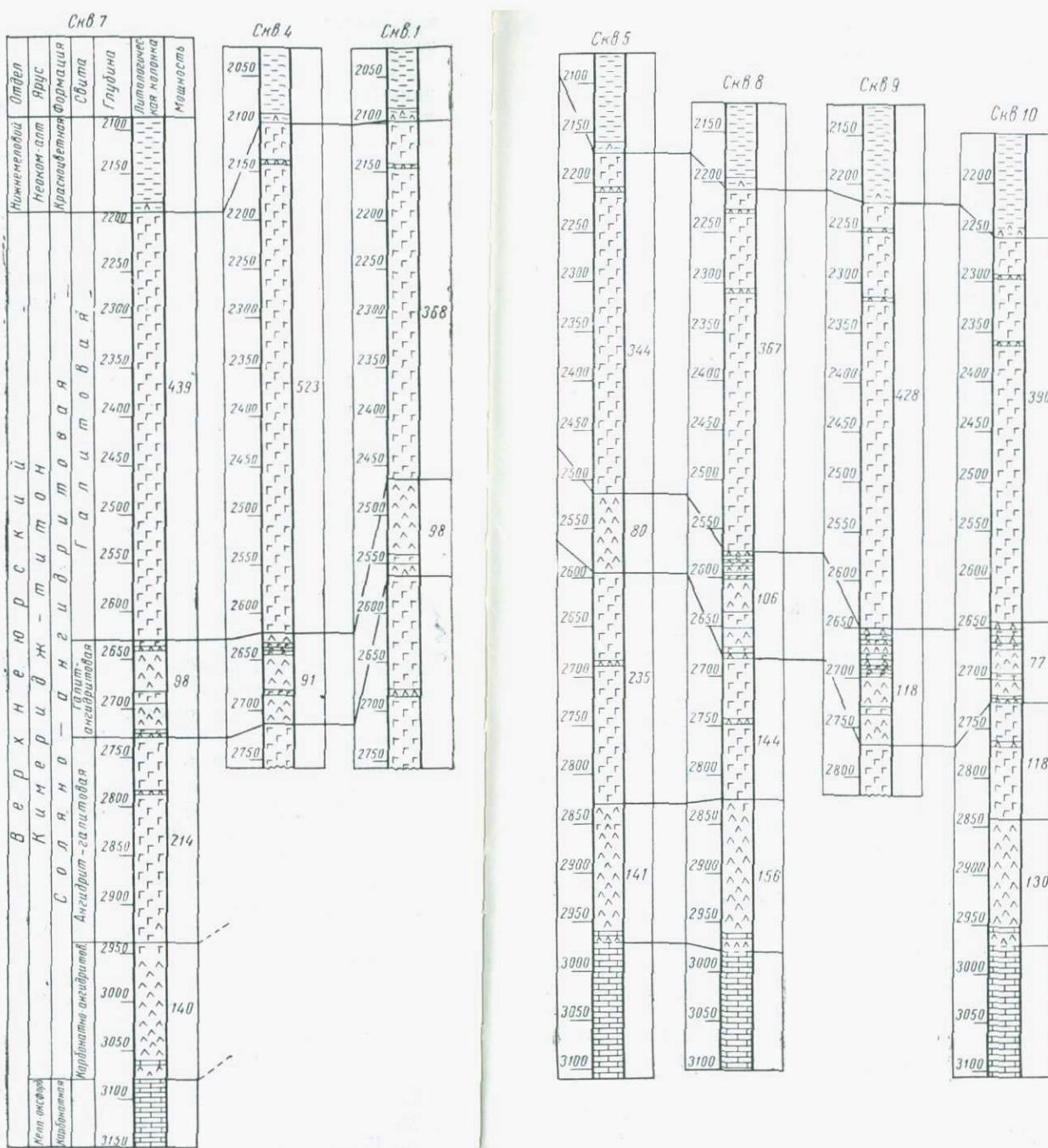


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов соляно-ангидритовой формации района Култака.

Условные обозначения см. на рис. 3

пласта ангидрита. Мощность первого пласта 2 м (скв. 1, 8, 9, 10), в районе скв. 4, 5, 7 этот пласт выклинивается. Второй пласт залегает стратиграфически выше первого и имеет региональное распространение. Мощность его изменяется от 1,5 до 2—3 м, лишь в скв. 7 он выклинивается. В районе скв. 7 в верхней части свиты, по данным ГК, выделяются два пласта калийных солей. Мощность первого, нижнего, пласта 7 м, второго 4 м. Эти пласти в разрезе других скважин отсутствуют. Общая мощность свиты колеблется от 367 (скв. 1, 8) до 523 м (скв. 4).

П а м у к. Полный разрез соляно-ангидритовой формации на площади Памук вскрыт только в скв. 2 и 8. В других скважинах вскрыта галитовая свита и часть галит-ангидритовой свиты.

Карбонатно-ангидритовая свита (рис. 7) сложена серыми, темно-серыми и голубоватыми ангидритами. В подошве свитыложен прослой известняка мощностью 3,5 м, что составляет 2,9% от общей мощности свиты. Мощность карбонатно-ангидритовой свиты в скв. 8 120 м.

Ангидрит-галитовая свита сложена серовато-белой и серой каменной солью с прослойми ангидрита. В пределах ангидрит-галитовой свиты (скв. 8) в нижней и верхней частях разреза отмечается два маломощных пласта ангидрита. Снизу, ближе к подошве свиты, залегает первый пласт мощностью 2 м. Мощность второго пласта, которыйложен ближе к кровле свиты, 3 м. Общая мощность пластов ангидрита (5 м) составляет 2,1% от общей мощности свиты. Следует отметить, что в скв. 4 вскрыта только верхняя часть ангидрит-галитовой свиты (126 м), следовательно, отмечен только верхний пласт ангидрита мощностью 3 м. Мощность ангидрит-галитовой свиты в скв. 8 составляет 190 м.

В пределах галит-ангидритовой свиты прослеживаются три пласта каменной соли. Первый пласт мощностью 1,5—3 м залегает линзово-видно. Он отмечен только в разрезах скв. 4 и 5. Стратиграфически выше залегает второй пласт. Он имеет региональное распространение и выдержанную мощность (3—4 м). Третий пласт также регионально прослеживается во всех скважинах. Его максимальная мощность отмечается в скв. 4 (23 м), тогда как в других скважинах она изменяется от 2 (скв. 8) до 10 м (скв. 5). Общая мощность пластов каменной соли изменяется от 8 (скв. 3) до 31 м (скв. 4), что составляет 11,4—31,6% от общей мощности свиты. Общая мощность галит-ангидритовой свиты 93—98 м (скв. 4, 8).

В верхней части галитовой свиты линзообразно залегают два маломощных пласта ангидрита. Первый из них имеет мощность 2 м. Он отмечается в скв. 5, 8. Второй пласт мощностью 1 м вскрыт в скв. 5. Общая мощность свиты изменяется от 237 (скв. 3) до 359 м (скв. 4). В верхней части свиты в скв. 1 и 4 по ГК выделяется пласт калийных солей мощностью 4 м.

З а п а д н ы й М а й м а н а к. Мощность соляно-ангидритовой формации на площади Западный Майманак меньше, чем на ранее описываемых. Здесь в скв. 2 с глубины 2056 м проходит нарушение

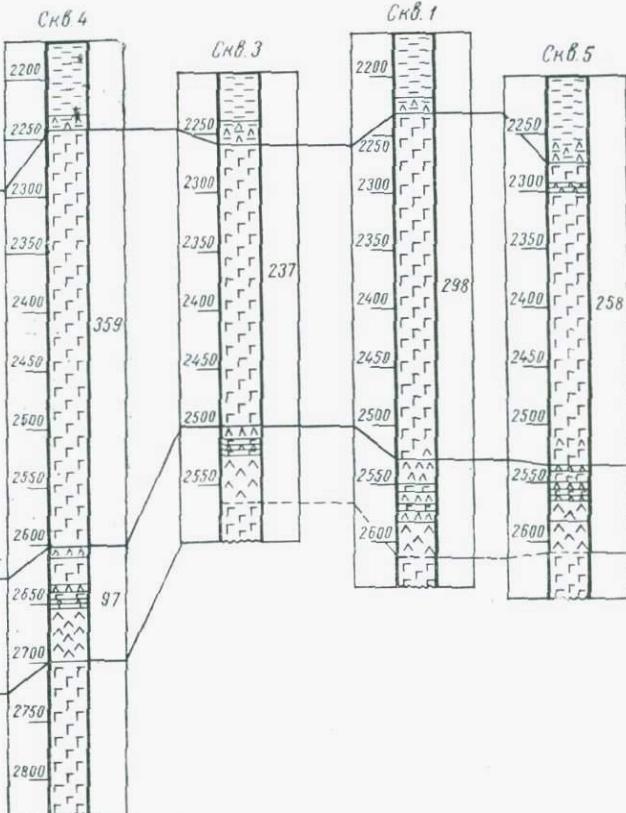
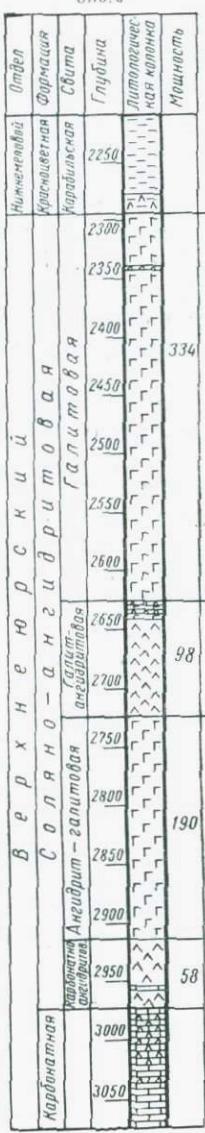
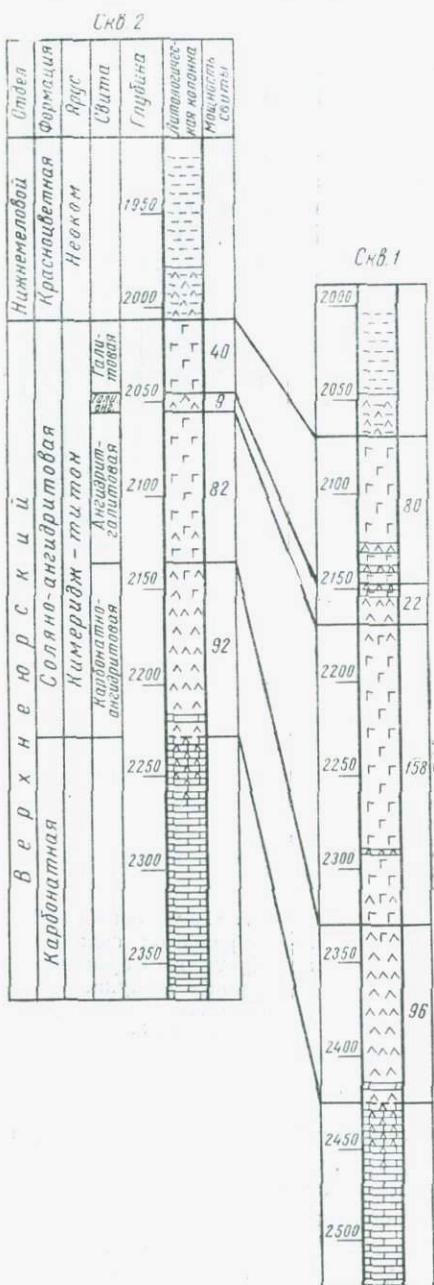


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов соляно-ангибитовой формации района Памука.
Условные обозначения см. на рис. 3.

типа сброса и из разреза выпадает большая часть галито-ангибитовой и ангибито-галитовой свит.

Карбонатно-ангибитовая свита (рис. 8) представлена ангибитами, в трещинах которых отмечается черный карбонатный материал. В подошве свиты залегает пласт известняка мощностью от 2 (скв. 2) до 3 м (скв. 2), который составляет 2,1—3,2% от общей мощности

свиты. Карбонатно-ангидритовая свита имеет более выдержанную мощность — от 91 (скв. 2) до 96 м (скв. 1).



Ангириит-галитовая свита сложена каменной солью с включением белого ангидрита. В скв. 1 в нижней части свиты (на 37 м выше подошвы) залегает пласт ангидрита мощностью 1,5 м, что составляет 0,95% от общей мощности ангидрит-галитовой свиты. Этот пласт в скв. 2 отсутствует. Мощность свиты в скв. 1 158 м, в скв. 2 она сокращается до 82 м.

Галитовая свита представлена каменной солью с двумя пластами ангидрита в нижней части. Нижний из них имеет мощность 3 м, а верхний 5 м. В скв. 2 эти пласти не прослеживаются. Мощность галитовой свиты варьирует от 40 (скв. 2) до 80 м (скв. 1).

Общая мощность соляно-ангидритовой формации на площади Западный Майманак от 223 (скв. 2) до 356 м (скв. 1).

Следует отметить, что на юге Бешкентского прогиба ни на одной из разведочных площадей полная мощность соляно-ангидритовой формации не вскрыта. Таким образом, в пределах всех площадей, на которых вскрыты разрезы соляно-ангидритовой формации, они хорошо коррелируются и в целом имеют однотипное строение.

Рис. 8. Схема сопоставления разрезов соляно-ангидритовой формации района Западного Майманака.

Условные обозначения см. на рис. 3.

Межплощадная корреляция разрезов

Выявленные особенности соляно-ангидритовой формации позволяют систематизировать все данные. Разрезы можно объединить в некоторые группы, различающиеся по строению или литологическому составу, т. е. выделить типы разрезов соляно-ангидритовой формации.

Нижняя, или карбонатно-ангидритовая, свита перекрывает карбонатную формацию келловея — оксфорда. По промыслово-геофизической характеристике она довольно резко отличается от выше- и нижележащих отложений.

Обращают на себя внимание карбонатные прослои на контакте с нижележащей карбонатной формацией, а в верхней части включения серой соли. В пределах Бешкентского прогиба в разрезе карбонатно-ангидритовой свиты регионально прослеживается один пласт известняка (табл. 1). Он расположен на 7—15 м выше подошвы свиты и в большинстве случаев имеет выдержанную мощность (2—3 м). Общая мощность карбонатно-ангидритовой свиты колеблется от 93 (Западный Майманак) до 150 м (Култак).

Таблица 1

Содержание прослоев карбонатных пород в разрезе карбонатно-ангидритовой свиты на площадях Бешкентского прогиба

Площадь	Число прослоев	Мощность прослоев, м	Содержание карбонатных пород по отношению к общей мощности свиты, %	Число прослоев, прослеживающихся по всей площади	Число прослоев, имеющих линзовидное строение
Айзават	1	2—3	1,2—2,0	1	—
Култак	1	3	2,0—2,3	1	—
Памук	1	3,5	2,9	1	—
Северный Камаши . . .	1	3	2,5—3,4	1	—
Западный Майманак . . .	1	2—3	2,1—3,2	1	—

Ангидрит-галитовая свита (рис. 9) отличается от выше- и нижележащих отложений пониженным удельным сопротивлением и крупными кавернами. Среди мощной толщи каменной соли, входящей в состав ангидрит-галитовой свиты, залегают от 1 до 4 маломощных пластов ангидрита (табл. 2). Первый из них расположен несколько выше подошвы свиты и прослеживается на всех структурах Бешкентского прогиба, за исключением структуры Култак. Максимальная мощность первого пласта наблюдается на Айзавате (средняя 5,4 м), тогда как на севере Бешкентского прогиба он имеет минимальную мощность (средняя 1,5 м). В районе Северного Камаши на этой же стратиграфической отметке залегает не один, а три пласта ангидрита, разделенных между собой маломощным пластом

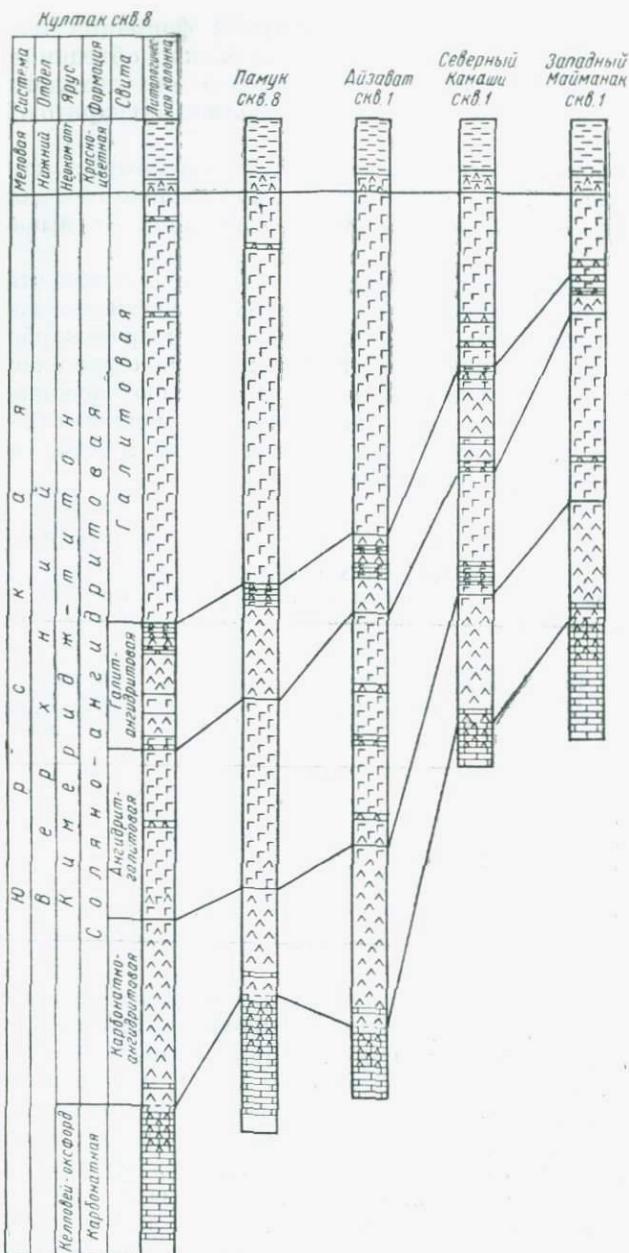


Рис. 9. Схема сопоставления разрезов соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба.
Условные обозначения см. на рис. 3.

Таблица 2

**Содержание прослоев ангидритов в ангидрит-галитовой свите
на площадях Бешкентского прогиба**

Площадь	Число прослоев	Мощность прослоев, м	Содержание ангидритов по отношению к общей мощности свиты, %	Число прослоев, прослеживающихся по всей площади	Число прослоев, имеющих линзовидное строение
Айзават	4	8—19,5	3,9—13,7	4	—
Култак	1	3—7	1,4—3,3	1	—
Памук ¹	2	5	2,1	—	—
Северный Камаш . . .	3	2—8,5	1,3—8,3	2	1
Западный Майманак . . .	1	1,5	0,95	—	1

¹ Ангидрит-галитовая свита вскрыта только в одной скважине.

каменной соли (1—3 м). Мощность каждого из них изменяется в пределах 1—3,5 м. По-видимому, они соответствуют первым пластам ангидрита, которые встречаются в других структурах Бешкентского прогиба.

Второй и третий пласти ангидрита отмечаются только на Айзавате и имеют незначительную мощность (средняя мощность второго пласта 2,7 м, третьего 1,7 м). Мощность пласта каменной соли, залегающего между ними, невелика (1,5—3 м). На Айзавате эти прослои ангидрита иногда сливаются в один пласт. Такая же картина наблюдается и на структуре Култак. Здесь в средней части свиты расположен пласт ангидрита мощностью 3—7 м, который, по-видимому, является аналогом второго и третьего пластов на Айзавате. Следовательно, пласт ангидрита, залегающий в средней части ангидрит-галитовой свиты, имеет форму линзы, так как он отмечен только в районах Култака и Айзавата. Четвертый пласт залегает ближе к кровле свиты и имеет форму линзы. Присутствует он в районах Айзавата и Памука. Максимальная его мощность отмечается на Айзавате (средняя 4,8 м), минимальная — на Памуке (средняя 3 м). Очевидно, что разрез ангидрит-галитовой свиты не имеет одинакового строения. Максимальное число прослоев ангидрита и, следовательно, максимальная их мощность фиксируется на Айзавате. В пределах Бешкентского прогиба только нижний, первый пласт ангидрита имеет региональное распространение, тогда как другие имеют форму линзы.

Мощность ангидрит-галитовой свиты колеблется от 120 (Западный Майманак) до 210 м (Култак).

Галит-ангидритовая свита регионально представлена ангидритами, в средней части чередующимися с маломощными пластами каменной соли. В разрезе галит-ангидритовой свиты прослеживаются 1—6 прослоев каменной соли (табл. 3). Самый нижний из них располагается в основании свиты и распространен только в районах

Таблица 3

**Содержание прослоев каменной соли в галит-ангидритовой свите
на площадях Бешкентского прогиба**

Площадь	Число прослоев	Мощность прослоев, м	Содержание каменной соли по отношению к общей мощности свиты, %	Число прослоев, прослеживающихся по всей площади	Число прослоев, имеющих линзовидное строение
Айзават	5	10,5—31,5	13,4—39,2	4	1
Култак	6	9—32	9,2—30,2	3	3
Памук	3	8—31	11,4—31,6	2	1
Северный Камаши . . .	5	5—20	14,7—30,7	3	2
Западный Майманак . .	4	3	13,6	—	1

Култака и Северного Камаши. Второй пласт во всех структурах Бешкентского прогиба залегает в средней части свиты и имеет региональное распространение.

Максимальная мощность третьего пласта наблюдается в районах Айзавата и Памука (3—8 м), тогда как в других структурах она минимальная (1—3 м), выклинивается он только в районе Западного Майманака.

Четвертый пласт, залегающий выше третьего, имеет форму линзы. Он выявлен только в районах Северного Камаши, Айзавата и Култака, где средняя мощность колеблется в пределах 2,9—4,3 м. Заметим, что с юга на север средняя мощность четвертого пласта уменьшается.

Самый верхний, пятый пласт, расположенный в кровле галит-ангидритовой свиты, также прослеживается регионально по всей площади, лишь отсутствует на Западном Майманаке.

Итак, только первый пласт каменной соли имеет форму линзы, тогда как другие прослеживаются регионально во всех структурах Бешкентского прогиба. Необходимо отметить, что в Западном Майманаке отсутствуют третий, четвертый и пятый пласти. Общее число пластов каменной соли и их мощность связаны с общей мощностью галит-ангидритовой свиты. Мощность галит-ангидритовой свиты в среднем изменяется от 22 (Западный Майманак) до 92 м (Култак).

Галитовая свита четко выражена на каротажных диаграммах. В разрезе этой свиты регионально прослеживаются два пласта ангидрита (табл. 4), занимающие различное стратиграфическое положение. На юге эти пласти залегают в верхней части свиты (Айзават, Култак, Памук, Аляуды, Камаши) и имеют более выдержанную мощность. Второй пластложен около кровли галитовой свиты. Общая мощность пластов каменной соли варьирует от 2 до 12 м.

На севере исследуемой территории (Северный Камаши, Западный Майманак) ангидритовые пласти расположены в нижней части,

Таблица 4

**Содержание прослоев ангидритов в галитовой свите
на площадях Бешкентского прогиба**

Площадь	Число прослоев	Мощность прослоев, м	Содержание ангидритов по отношению к общей мощности свиты, %	Число прослоев, прослеживающихся по всей площади	Число прослоев, имеющих линзовидное строение
Айзават	2	4—5	1,2—2,01	—	2
Култак	2	2—4	0,62—1,1	2	—
Памук	2	2—3	0,58—1,1	—	2
Северный Камаш . .	2	5—12	4,7—7,5	2	—
Западный Майманак . .	2	8	10	—	2

ближе к подошве свиты. Мощность нижнего первого пласта более выдержанная (3—4 м), мощность второго колеблется от 3 до 9 м.

Таким образом, в разрезе галитовой свиты регионально прослеживаются два пласта ангидрита, которые на юге залегают в верхней, а на севере в нижней частях свиты. На юге их мощность незначительная, а на севере максимальная. Средняя мощность галитовой свиты изменяется от 60 (Западный Майманак) до 485 м (Аляуды).

Средняя мощность соляно-ангидритовой формации варьирует от 290 (Западный Майманак) до 850 м (Култак). С юга на север и северо-восток происходит постепенное уменьшение мощности формации, а также общей мощности выделенных пластов ангидрита и каменной соли.

Калийные горизонты в разрезе соляно-ангидритовой формации

Калийные соли — легко растворимые в воде соединения. Они выпадают в осадок на завершающих стадиях морского галогенеза. Поэтому в разрезах соляных толщ крупных морских бассейнов соленакопления почти всегда имеются пласти или линзы калийных солей. Обычно они располагаются в верхних частях разрезов. Небольшие включения калийных солей в галитовых породах встречаются достаточно часто, но крупные или относительно крупные их концентрации редки.

Малое число месторождений калия указывает, по-видимому, на то, что для их генезиса необходимы специфические условия, складывающиеся в исключительных случаях. Меньшую распространенность залежей калийных солей по сравнению с залежами каменной соли А. А. Иванов (1953) объясняет тем, что содержание калия в морской воде прошлых геологических эпох было, вероятно, во много раз меньше, чем натрия.

Калийная седиментация в осолоненных водоемах возникает не всегда, а лишь при определенных тектонических условиях

(Н. М. Страхов, 1962). Полагают, что залежи калийных солей большей частью располагаются на участках, испытывающих более глубокое прогибание, чем соседние с ним районы (А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, 1960).

В то же время замечено, что строение калийной части разреза различных месторождений далеко не однотипно. Так, по данным М. П. Фивега (1952), в Северо-Германской низменности в верхней части разреза стасфуртской серии верхнего цефштейна развит один мощный горизонт калийных солей. В бассейне же р. Верра в толще каменной соли найдено два горизонта калийных солей. Совсем иной тип разреза наблюдается в Верхнекамском месторождении. Здесь толща калийных солей состоит из серии слоев сильвинитов в нижней части и карналлитов в верхней, чередующихся со слоями каменной соли.

В соляно-ангибитовой формации верхнеюрского возраста Средней Азии также выявлены калийные горизонты, но они не имеют регионального распространения и скорее всего представляют собой линзы.

Общая площадь территории, на которой развиты калиеносные фации, составляет не менее 30 тыс. км². Она охватывает практически всю южную ступень Бухаро-Хивинской области, районы мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и значительную часть Южно-Таджикской впадины.

На наиболее изученной Гаурдак-Тюбекатанской площади (рис. 10) в верхней части соляно-ангибитовой формации (галитовая свита) прослеживается три калиеносных горизонта, чередующихся с горизонтами каменной соли (Н. П. Петров, П. А. Чистяков, 1964). Первая, или нижняя, калиеносная пачка располагается на 60—75 м выше подошвы соляного горизонта по Н. П. Петрову (соответствует нашей галитовой свите) и имеет

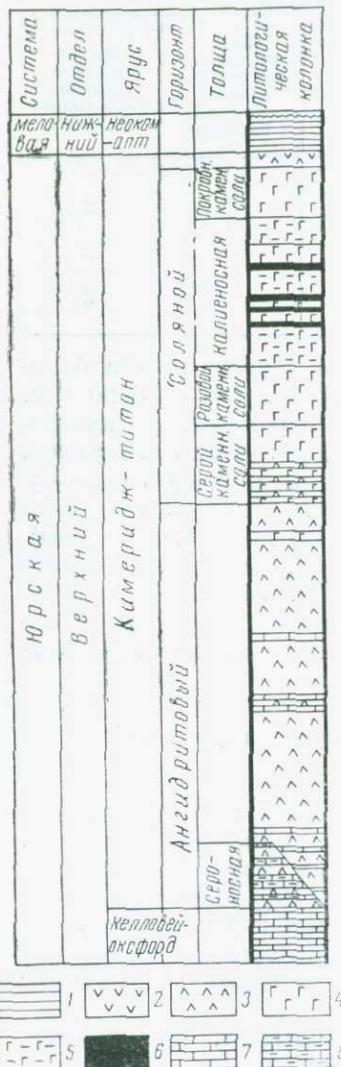


Рис. 10. Разрез соляно-ангибитовой формации Гаурдакского района.

1 — глины; 2 — гипсы; 3 — ангибиты; 4 — каменные соли; 5 — каменная соль с проявлениями калийных солей; 6 — залежи калийных солей; 7 — известники; 8 — сероносные известники.

мощность 25 м. В этой пачке отчетливо выделяются три пласта сильвинита, переслаивающихся каменной солью. Первый из них залегает в подошве калиеносной пачки, его мощность 1,5–2 м. Второй сильвинитовый пласт приурочен к средней части, мощность 1,5–8 м. Мощность третьего сильвинитового пласта 1,5–4 м, он размещается в кровле калиеносной пачки.

Выше залегает вторая, или средняя, калиеносная пачка (мощность 24 м), отделяющаяся от первой 20-метровым пластом каменной соли. В ее кровле располагается четвертый сильвинитовый пласт, так называемый «синий», получивший это название из-за присутствия голубых и синих кристаллов галита. Мощность пласта колеблется в пределах 1,5–5 м. Нижняя часть обогащена калийными солями. Четвертый пласт сменяется толщею светло-розовой каменной соли мощностью 18–20 м, выше которой располагается верхняя калиеносная пачка (25–30 м), содержащая рассеянную вкрапленность сильвинита и прожилки карналлито-сильвиннового состава. Все пласти калийных солей, кроме второго сильвинитового, имеют в основном прерывистое распространение (Н. П. Петров и П. А. Чистяков, 1964).

На некоторых структурах Бешкентского прогиба (Памук, Култак, Аляуды) в галитовой свите, по данным гамма-каротажа, можно выделить от одного до шести калийсодержащих или калийных горизонтов. Как показывает анализ фактических материалов, эти горизонты представляют собой линзы (рис. 11). Именно поэтому они фиксируются в разрезах одних скважин отсутствуют и в других.

Так, на площади Памук при гамма-каротажных исследованиях в скв. 1, 4 зафиксирована радиоактивная аномалия, но она отсутствует в других скважинах. Пласт, соответствующий этой аномалии, залегает почти в середине галитовой свиты и имеет мощность 4 м.

Еще южнее, на структуре Култак, в верхней части галитовой свиты залегают два калиеносных пласта. И эти пласти в пределах структуры имеют линзовидный характер, они отмечены только в скв. 7 и 8. В скв. 7 нижний пласт залегает на 290 м выше подошвы галитовой свиты и имеет мощность 8 м. Далее он сменяется калийной солью (50 м), выше которой располагается второй калиеносный пласт мощностью около 5 м. В разрезе скв. 8, по данным гамма-каротажа, отмечена одна аномалия, свидетельствующая о наличии здесь 4-метрового пласта калиевых солей вблизи кровли свиты. По-видимому, этот пласт соответствует верхнему пласту скв. 7. Таким образом, и на структуре Култак калиеносные пласти не имеют сплошного распространения.

На площади Аляуды, где галитовая свита обладает максимальной мощностью, в разрезе четко выделяется шесть ярко выраженных радиоактивных аномалий, интерпретируемых как пласти калийных солей. Все они располагаются в скв. 2 в пределах галитовой свиты (по другим скважинам этой площади данных гамма-каротажа нет).

Как видим, калийсодержащие пласти обнаружены только на юге Бешкентского прогиба. Так как они встречены в нескольких

скважинах на площадях, достаточно далеких друг от друга, можно предполагать широкое распространение калиеносных отложений и линзообразный характер их тел.

Калиеносные образования больше всего развиты в центральной части солеродного бассейна, т. е. там, где мощность каменной соли

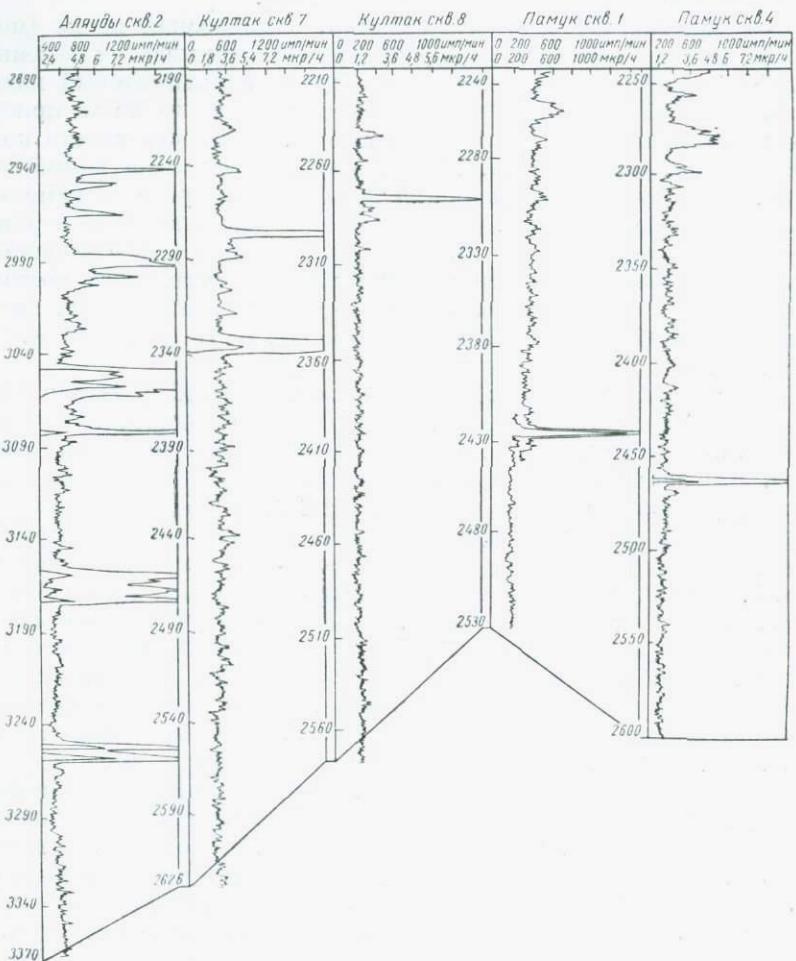


Рис. 11. Схема сопоставления кривых гамма-каротажа галитовой свиты соляно-ангидритовой формации.

максимальная. Выделенные калиеносные пласти в пределах исследуемой территории пока нельзя уверенно сопоставлять друг с другом. Они уверенно коррелируются лишь с пластами, выделенными Н. П. Петровым в пределах галитовой свиты Гаурдак-Тюбетатанского района. Большинство скважин, вскрывших соленосную толщу

в пределах Бешкентского прогиба, пройдено с весьма ограниченным отбором керна, но не приходится сомневаться, что калиеносные породы в разрезе соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба широко распространены. Итак, верхнюю секцию разреза соляно-ангидритовой формации — галитовую свиту — можно рассматривать в качестве регионально калиеносной.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ФОРМАЦИИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ В ИХ РАЗМЕЩЕНИИ

Систематизация разрезов путем подразделения их на типы во многом облегчает выявление закономерностей в размещении фациальных и структурно-формационных зон. Такая систематизация впервые выполнена Н. М. Страховым (1947) на материале кунгурских галогенных отложений Ишимбаевского нефтегазоносного района.

По мнению Н. М. Страхова, «присутствие в разрезе какого-либо нового класса пород или даже сильное развитие в нем пород, слабо представленных в других колонках, наконец, изменение в последовательном напластовании пород, все эти признаки достаточны с точки зрения литологической группировки для обосновления типов разрезов» (1947).

Наряду с перечисленными критериями целесообразно разделять разрезы на типы по их стратиграфо-литологической полноте. Наши материалы свидетельствуют о том, что аналогичный подход может быть использован и при анализе юрских отложений исследуемого района.

В основу предлагаемой классификации положены полнота разреза, главнейшие особенности строения и состава слагающих их пород.

Если обратиться к схемам сопоставления разрезов (рис. 12), то нетрудно заметить, что мощность соляно-ангидритовой формации постепенно уменьшается с юга на север и северо-восток. Колебание мощности формации (от 25 до 950 м) отражает неодинаковую продолжительность, интенсивность осадконакопления и полноту разреза.

На юге Бешкентского прогиба мощность описываемой формации составляет более 900 м, но севернее, уже в районе площади Западный Майманак, она сокращается до 350 м. Причем в скв. 2 резко сокращена мощность верхних трех свит (общая мощность 223 м). В зоне Бухарского разлома, отделяющего Бешкентский прогиб от Карши-Мубарекского поднятия, из разреза выпадает верхняя свита, а в пределах Бухарской ступени присутствует только средняя (ангидритовая) свита, но и ее мощность резко уменьшена.

При систематизации разрезов соляно-ангидритовой формации исследуемой территории легко выделяются два основных типа: полные и сингенетично-сокращенные, которые в свою очередь подразделяются на несколько подтипов. Все разрезы Бешкентского прогиба относятся к полным, поскольку в них присутствуют все четыре свиты. Среди них можно выделить два подтипа (табл. 5). Для полных разрезов первого подтипа (Аляуды, Нишан, Култак,

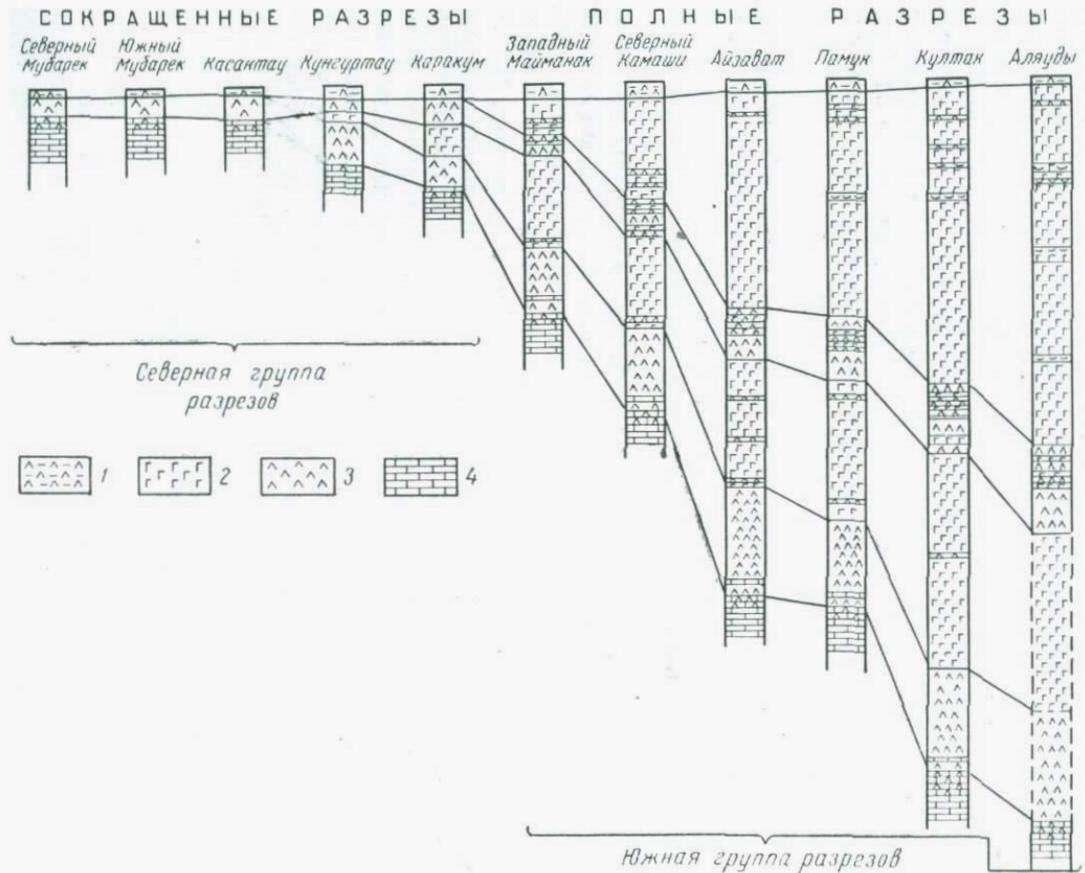


Рис. 12. Схема сопоставления полных и сокращенных разрезов соляно-ангибитовой формации.

1 — ангидриты глинистые; 2 — соли; 3 — ангидриты; 4 — известняки.

Таблица 5

**Классификация разрезов соляно-ангидритовой формации
Бухаро-Хивинской области**

Тип разреза	Подтипы разреза	Краткая характеристика	Мощность, м	Районы развития разреза данного типа
Полный	Первый	Наличие всех свит, максимальные их мощности, петрографическая гомогенность большинства свит, наличие горизонтов калийных солей	750—950	Аляуды, Нишан, Култак, Памук
	Второй	Наличие всех свит, средние их мощности, петрографическая гетерогенность большинства свит, отсутствие горизонтов калийных солей	650—700	Айзават, Камаши
Переходный		Наличие всех свит, минимальные их мощности, петрографическая гетерогенность разреза, отсутствие горизонтов калийных солей	290—340	Северный Камаши, Западный Майманак
Сингенетично-сокращенный	Первый	Отсутствие некоторых верхних свит, минимальные их мощности, петрографическая гетерогенность разреза	70—90	Каракум, Кунгуртау
	Второй	Наличие только нижней свиты, минимальная ее мощность, петрографическая гетерогенность разреза	20—40	Северный Мубарек, Южный Мубарек, Карактай, Карабаир, Шуртепе, Карим и др.

Памук) характерны максимальные мощности формации. Важно также и то, что для этого подтипа характерен гомогенный состав трех свит. Только галит-ангидритовую свиту можно по составу слагающих ее пород считать гетерогенной. Для карбонатно-ангидритовой свиты характерно очень невысокое содержание карбонатного материала (кальцита 1,5—3,35%; доломита 0,11—0,23%)*. В соленосных свитах встречаются также маломощные прослойки ангидрита. Содержание последнего в нижней части не превышает 3,4%, а в верхней 0,6—1,1% от общей мощности свит. В галит-ангидритовой свите содержание ангидрита составляет 9—30% от общей мощности свиты. Разрезы этого подтипа резко отличаются

* Данные химического анализа.

еще и тем, что в верхней части галитовой свиты залегают линзовидные пласти калийных солей мощностью 4—15 м (Аляуды, Култак, Памук), которые не встречаются в разрезах других подтипов.

Севернее полосы развития разрезов первого подтипа и параллельно ей прослеживается другая подзона полных разрезов второго подтипа (рис. 13). Здесь ангидриты оптимо насыщены карбонатным

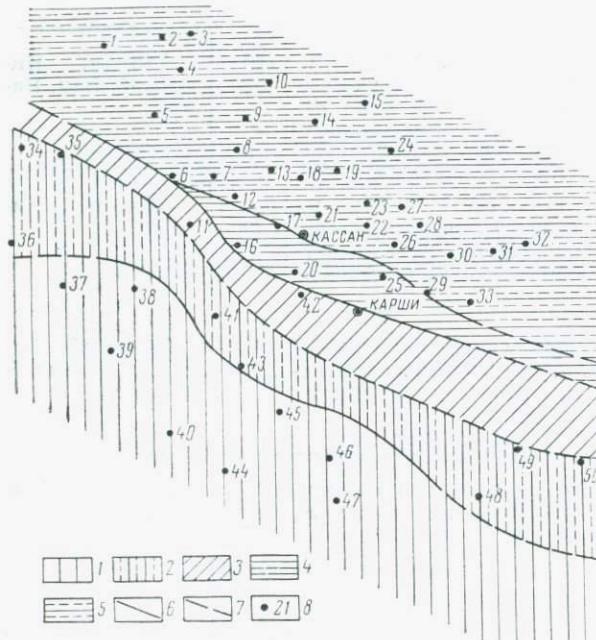


Рис. 13. Зональность в размещении разрезов различного типа.

1 — зона развития полных разрезов первого подтипа;

2 — зона развития полных разрезов второго подтипа;

3 — зона развития разрезов переходного типа;

4 — зона развития сокращенных разрезов первого подтипа;

5 — зона развития сокращенных разрезов второго подтипа;

6 — границы между зонами;

7 — предполагаемые границы между зонами;

8 — месторождение и разведочные площади: 1 — Сарыташ-Караулбазарская;

2 — Джарканская; 3 — Сеталантепинская;

4 — Юлдузская;

5 — Каракучурская;

6 — Каримская;

7 — Северо-Мубарекская;

8 — Шумакская;

9 — Шуртединская;

10 — Шуреская;

11 — Западно-Майманакская;

12 — Южно-Мубарекская;

13 — Хаджи-Хайрамская;

14 — Кызыл-Рабатская;

15 — Майдакской;

17 — Каракумская;

18 — Актеринская;

19 — Карабаирская;

20 — Касантауская;

21 — Южно-Актеринская;

22 — Западно-Акташская;

23 — Андабазарская;

24 — Байбуракская;

25 — Кунгуртауская;

26 — Карактайская;

27 — Раимсуфимская;

28 — Хаджикудукская;

29 — Коналинская;

30 — Ташилинская;

31 — Сарычинская;

32 — Азияртепинская;

33 — Чимская;

34 — Кемачинская;

35 — Зекрынская;

36 — Уртабулаская;

37 — Зевардышская;

38 — Памукская;

39 — Култакская;

40 — Гирсанская;

41 — Айзаватская;

42 — Северо-Камашинская;

43 — Камашинская;

44 — Ходжамбасская;

45 — Ниманская;

46 — Аляудынская;

47 — Гурчакская;

48 — Белесайнаакская;

49 — Карайльская;

50 — Адамташская.

материалом (кальцита 0,68—5,16%, доломита 0,32—0,91%). Повышенным оказывается и содержание ангидрита в соленосных свитах (от 1,2—2,01% в галитовой до 3,9—13,7% в ангидрит-галитовой свитах). На долю пластов каменной соли, находящихся среди ангидритов галит-ангидритовой свиты, приходится 13,4—39,2% от общей мощности свиты. Этот подтип полных разрезов отличается от предыдущего отсутствием прослоев или линз калийных солей. Мощность формации в полосе развития разрезов второго типа значительна (667—706 м), хотя и несколько меньше, чем в первой подзоне.

Параллельно второй подзоне, северо-восточнее ее, прослеживается подзона, которая объединяет разрезы переходного типа (Северный Камашин, Западный Майманак). Для них характерны меньшие

мощности формации. Так, на площади Северный Камапи мощность галит-ангидритовой свиты в отдельных скважинах сокращается от 86 (скв. 1) до 27 м (скв. 2), а общая мощность формации изменяется от 216 до 450 м. Такая же картина наблюдается и на структуре Западный Майманак. Общая мощность колеблется от 223 (скв. 2) до 358 м (скв. 1). Для разрезов этого типа характерно повышенное содержание ангидрита в галитовой свите (до 10%).

Некоторые разрезы можно отнести к категории полных; в них различаются все четыре свиты и создается впечатление, что в отдельных случаях (Западный Майманак) не просто уменьшаются мощности свит, но и частично сокращается сам разрез. Именно поэтому представляется целесообразным этот тип разрезов формации считать переходным между полными и сокращенными. Таким образом, с юга на север происходит постепенное уменьшение мощностей формации, и полный тип разреза замещается сокращенным. Последние удобнее подразделить на два подтипа: 1) сингенетично-сокращенные разрезы, представленные более чем одной свитой; 2) сингенетично-сокращенные разрезы, сложенные только одной свитой.

Разрезы Кунгурта сингенетично-сокращенные, первого подтипа. Для них показательно выпадение из разреза галитовой свиты. Остальные три нижние свиты выражены достаточно полно. Такой же разрез отмечен на площади Каракум (скв. 5). Здесь присутствуют нижние три свиты и общая их мощность составляет 120 м. В то же время в других скважинах разрез сложен только нижней карбонатно-ангидритовой свитой, мощность которой изменяется от 34 до 70 м. Такие различия в строении разреза формации на этой площади, видимо, объясняются тем, что структура развивалась конседиментационно.

Все разрезы, расположенные в пределах Бухарской ступени, относятся к сингенетично-сокращенным разрезам второго подтипа. В них мощность формации колеблется в пределах 20—40 м, и представлена она только средней ангидритовой свитой.

Отсутствие пластов каменной соли в пределах Бухарской ступени некоторые исследователи объясняют последующим размывом. Есть, однако, и другая точка зрения, согласно которой соли накапливались лишь в пределах южной ступени. Нам представляется более достоверной вторая точка зрения, поскольку никаких реальных признаков размыва пока что ни на одной площади не установлено. По-видимому, зона Бухарского разлома ограничивала с севера эвапоритовый бассейн.

Отложения, вмещающие эвапоритовую или соляно-ангидритовую формации, представлены двумя комплексами пород. Подстилаются эвапориты морской карбонатной формацией, а перекрываются терригенной красноцветной формацией нижнемелового возраста.

Б. С. Крумбейн (1951), рассматривая условия образования галогенных отложений, литологические ассоциации их разрезов и распространение по геологическим периодам, приходит к ряду существенных выводов, которые в основном находят подтверждение при

анализе материалов по галогенным отложениям СССР (А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, 1960). В частности, В. С. Крумбейн выделяет четыре типа сочетаний между эвапоритовыми и вмещающими их формациями.

1. Эвапоритовая формация подстилается и покрывается морскими породами.

2. В подошве эвапоритовой формации располагаются морские породы, в кровле красноцветы.

3. В подошве формации залегают красноцветные образования, а в кровле — морские породы.

4. Эвапоритовая формация подстилается и покрывается красноцветными образованиями.

В соответствии с классификацией В. С. Крумбейна разрез соляно-ангидритовой формации верхней юры Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области относится ко второму типу.

Как показывают исследования, в размещении различных типов разрезов описываемой формации прослеживается определенная закономерность. Все разрезы соляно-ангидритовой формации в пределах Бешкентского прогиба полные, поскольку они сложены всеми четырьмя свитами, причем наиболее мощные из них расположены на юге. К северу мощность формации постепенно уменьшается, увеличивается ее петрографическая гетерогенность. С юга на север происходит сокращение каждой свиты, затем начинается их выклинивание, и полные разрезы постепенно замещаются сингенетично-сокращенными. Раньше всех из разреза выпадает верхняя галитовая свита. В пределах Бухарской ступени весь разрез формации представлен только средней — ангидритовой свитой. Это сокращение имеет первичный характер и отражает неуклонное сокращение площади эвапоритового бассейна.

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ СВОДНОГО РАЗРЕЗА СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Обобщение материала по большинству глубоких скважин, вскрывших разрез формации в Бешкентском прогибе, смежных районах Бухаро-Хивинской области и юго-западных отрогах Гиссара, показывает, что эта формация сложена в основном ангидритами, обогащенными в той или иной мере карбонатным материалом, каменной солью с незначительной примесью терригенных частиц и калийной солью. В разрезе соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба отчетливо выделяются четыре свиты. Они прослеживаются на больших расстояниях, хотя и претерпевают те или иные изменения, отражающие условия образования и развития. Ниже дано описание этих свит снизу вверх.

Карбонатно-ангидритовая свита представлена главным образом ангидритом темно-серым, пятнистым в нижней части и серым, серовато-белым или белым в верхней части, крепким или плотным, обычно трещиноватым, скрытокристаллическим, реже мелкозернистым. Эти ангидриты массивные, в отдельных случаях

обогащенные доломитом. В нижней части свиты залегают маломощные прослойки темно-серых или почти черных пелитоморфных известняков. Трешины в ангидритах в основном заполнены черным пелитоморфным карбонатным веществом, обогащенным битумом. Трешины в верхней части свиты нередко заполнены белой прозрачной каменной солью. В свежем изломе ангидрит издает резкий запах сероводорода.

В некоторых районах строение этой свиты отличается своими специфическими особенностями. Так, в Айзавате и Северном Камапи в нижней части свиты ангидриты серые, пятнистые, с темными включениями. На Аляуды они белые, сахаровидные, мелкозернистые, на Памуке голубовато-серые, в Шурасане розовые, доломитизированные, с прослойками глины кирпично-красного цвета. В пределах Бешкентского прогиба в строении карбонатно-ангидритовой свиты наблюдается следующая закономерность. В нижней части свиты ангидриты с прослойками и прожилками темно-серых известняков постепенно переходят в светло-серые. Вблизи контакта с вышележащей свитой ангидриты становятся белыми, в них появляются прослои и включения каменной соли.

Для разрезов Бешкентского прогиба характерно невысокое содержание кальцита (1,5—5,10%), доломита (0,11—0,91%). Ангидриты, обогащенные в некоторой мере кальцитом и доломитом, всегда располагаются в нижней части свиты. Здесь же встречаются и самостоятельные пласти известняков, но последние характерны далеко не для всех площадей. Вверх по разрезу степень насыщенности ангидритов карбонатами уменьшается, но параллельно этому они обогащаются галитом.

Мощность свиты постепенно, но неуклонно нарастает с северо-востока на юго-запад и с северо-запада на юго-восток и достигает 150—170 м. Однако надо заметить, что как раз для этой свиты показательны особенно резкие колебания мощностей в пределах некоторых локальных структур (Камапи, Култак, Памук и др.). Любопытно, что участкам минимальных мощностей рассматриваемой свиты на таких структурах соответствуют участки максимальных мощностей подстилающих ее карбонатных отложений келловея — оксфорда. Многие авторы полагают, что в таких случаях нижние ангидриты перекрывают рифовые массивы. Однако эта точка зрения не имеет надлежащего обоснования, ибо максимальные мощности известняков хорошо согласуются с региональной закономерностью изменения мощностей карбонатной формации, тогда как минимальные мощности на фоне этой закономерности выглядят аномальными. Это дает основание предполагать, что на некоторых площадях нижние ангидриты перекрывают размытую поверхность карбонатной формации. При такой трактовке становится понятным, почему мощности нижних ангидритов максимальны как раз на участках, где минимальны мощности карбонатов, и наоборот. Итак, хотя для нижней свиты и показательны прослои и линзы каменных солей, в целом она сложена ангидритами (рис. 14).

Ангидрит-галитовая свита слагается в основании серой, светло-серой крупнокристаллической, местами мелкокристаллической массивной солью. Соль прозрачная, трещиноватая, плотная или крепкая. Трещины в основном заполнены белым или серым

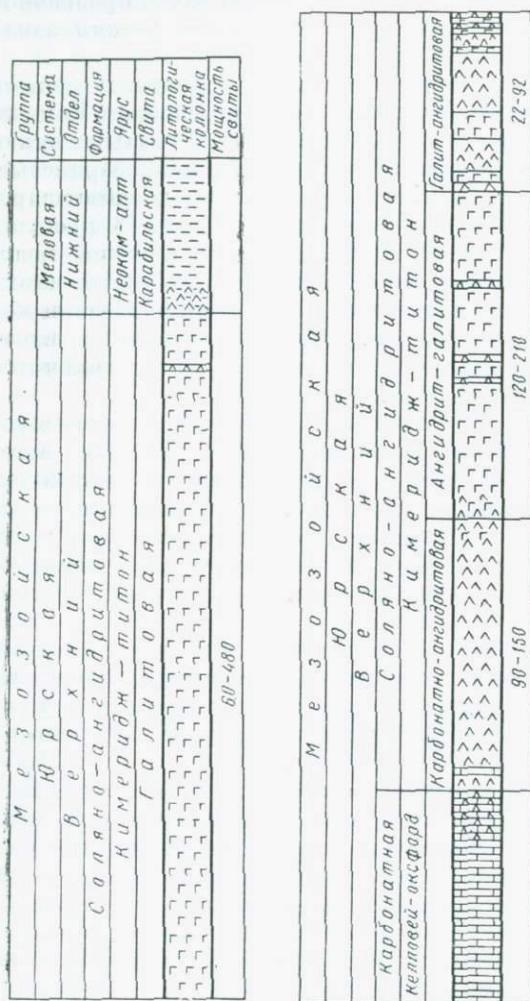


Рис. 14. Сводный разрез соляно-ангидритовой формации верхней юры Бешкентского прогиба.

1 — глины; 2 — каменные соли; 3 — известняки; 4 — ангидриты.

плотным тонкозернистым ангидритом. На Уртабулаке в нижней части свиты соль серая, дымчатая, а на Денгизкуле буроватая. Встречается горизонт бесцветной или белой прозрачной крупно-кристаллической каменной соли с редкими включениями ангидрита. В районах Северного Камаша, Адамташа, Уртабулака также наблюдается повышенное содержание ангидрита. Характерно, что во всех разрезах Бешкентского прогиба породы этой свиты не насыщены

карбонатным материалом, тогда как в районах Адамташа, Денгизкуля и Уртабулака в солях имеется примесь кальцита.

Верхняя часть свиты сложена белой, иногда с розоватым оттенком или бесцветной крупнокристаллической каменной солью. Здесь также в трещинах встречается ангидрит белый, голубоватый, плотный, скрытокристаллический. Толща каменной соли детально изучена Н. П. Петровым в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. На ангидритовой свите залегает 300—400-метровая толща каменной соли, сложенная в нижней части серой и белой, а в верхней — темно-розовой и розовой солью. Нижняя ее часть, по-видимому, соответствует нижней ангидрит-галитовой свите, а верхняя — галитовой свите Бешкентского прогиба.

В пределах ангидрит-галитовой свиты залегает 1—4 пласта ангидрита. Ангидрит серый, светло-серый, плотный или крепкий.

Мощность ангидрит-галитовой свиты в Бешкентском прогибе меняется в пределах 122—203 м. Эта свита отсутствует в пределах Бухарской ступени. В ее разрезе нет прослоев карбонатных пород.

Следует иметь в виду некоторую условность границ между описанными свитами, в практике геологоразведочных работ чаще всего называемых соответственно нижними ангидритами и нижними солями. Это вызвано тем, что в разрезе и первой, и второй свит число прослоев солей в ангидритах, как и число прослоев ангидритов в солях, неодинаково. Нередки случаи, когда в одной скважине нижняя свита сложена только ангидритами, а в соседней — ангидритами, переслаивающимися с солями. Такой показатель, как мощность пластов, в данном случае не может использоваться для контроля, поскольку для эвaporитов резкие колебания мощностей типичны.

В качестве характерного примера, иллюстрирующего трудности в разграничении первых двух свит, приведем разрез скв. 17, пробуренной на месторождении Култак. Здесь разрез формации начинается ангидритами (24 м), затем следует 49-метровый пласт соли, внутри которой располагается 7-метровая линза ангидрита, далее опять ангидрит (37 м), соль (10 м), ангидрит (8 м) и снова соль (около 30 м). Если условно кровлю последнего пласта соли принять за кровлю нижней свиты (глубина ее в скважине 2852 м), то в этом случае на долю второй, ангидрит-галитовой свиты, также состоящей из нескольких прослоев соли и ангидритов, приходится около 25 м. Очевидно, что любой вариант расчленения и корреляции разрезов аналогичного строения останется условным.

Галит-ангидритовая свита в разрезе соляно-ангидритовой формации имеет особое значение. В гораздо большей степени, чем для остальных свит формации, для нее характерна однородность. Как правило, ее разрез не менее чем на 75—80% сложен чистыми ангидритами. Кроме того, если мощности первых двух свит подвержены достаточно резким колебаниям, то мощности данной свиты хорошо выдерживаются не только в рамках одной площади, но и во всем регионе. Можно уверенно заключить, что она является самым надежным репером при расчленении и корреляции

разрезов соляно-ангидритовой формации. В последнее время установлено, что данная свита хорошо выделяется и прослеживается на сейсмопрофилях, отработанных по методу общей глубинной точки и в отличие от подстилающих ее свит дислоцирована строго кордантно с вышележащими породами.

В нижней ее части прослеживаются серовато-белые или светло-серые плотные и крепкие ангидриты скрытокристаллической или мелкокристаллической структуры, рассеченные мелкими «залеченными» трещинами. На площади Култак, кроме того, встречен про слой темно-серого ангидрита. Светло-серые ангидриты отмечены в разрезе нижней части свиты на месторождениях Памук, Култак и Северный Камаша. Эти ангидриты рассечены редкой сетью тончайших трещин, заполненных черным битуминозным известняком.

Верхняя часть свиты состоит также из ангидритов, но среди них прослеживается от одного до трех-четырех прослоев солей, не изменяющих сколько-нибудь существенно мощность свиты. Эти ангидриты белые, с голубоватым оттенком, плотные или очень крепкие. Наибольшее число прослоев каменной соли (6) отмечено в разрезах свиты на площадях Бешкентского прогиба. Мощность этих пластов колеблется от 1 до 15 м, в целом на их долю приходится от 9 до 25, а в отдельных случаях до 30% общей мощности свиты. Каменная соль бесцветная или светло-серая, плотная, крупно- или мелкокристаллическая. В ангидритах содержание механической или химической примеси очень невелико. Так, на месторождениях Култак и Памук они на 98—99% состоят из CaSO_4 . В ангидритах из разрезов площадей, расположенных севернее и северо-восточнее указанных, наблюдается примесь карбонатного материала от 0,46 до 1,45%, а на Денгизкуле до 6,4%. В Гаурдакском районе Г. И. Могилевский отмечает среди ангидритов тонкие прослои известняков.

Рассматриваемая свита соответствует этапу, когда площадь солеродного бассейна оказалась максимальной. Так как во время накопления двух нижних свит она была меньше, то за их пределами ангидриты залегают со стратиграфическим несогласием непосредственно на известняках оксфордского яруса. Такое соотношение наблюдается на Бухарской ступени, где и находилась северная окраина бассейна в это время. О близости суши свидетельствуют и прослои известняков, обогащенность ангидритов карбонатным глинистым материалом, прослои серо-зеленых и буровато-красных глин среди ангидритов.

Так, в разрезе месторождения Адамташ (располагается в северной части мегантиклинали Юго-Западного Гиссара, представляющей исторически восточную окраину Бухарской ступени) разрез свиты состоит из ангидритов, чередующихся с известняками. По Г. И. Могилевскому, на долю карбонатных пород здесь приходится до 20—25% общей мощности свиты. В пределах Каганского поднятия и Каражадарынского прогиба в разрезе свиты прослеживаются не только ангидриты, обогащенные примесью глинистых частиц, но и прослои глин (Караулбазар и др.).

Галитовая свита отличается от подстилающей пестротой окрасок слагающих ее солей, наличием включений красных глин. В нижней части она сложена белой, с розоватым оттенком крупно-кристаллической плотной солью с включениями и пластами белого крепкого или плотного ангидрита. Вверх по разрезу окраска становится розовой. Розовая окраска этой пачки в основном обусловливается включениями красновато-коричневой глины. Регионально прослеживаются маломощные (1—4 м) пласти ангидрита в нижней и верхней частях. Верхние слои в Гаурдак-Тюбегатанском районе отличаются более темной окраской. Среди них прослеживается до 15 маломощных линзовидных пластов темно-розовой соли мощностью от 1 до 4 м. Каменная соль глинистая, содержание нерастворимого остатка иногда доходит до 40% (Н. П. Петров, П. А. Чистяков, 1964). В этом случае соль приобретает красную окраску. Редко встречается в виде отдельных включений в сильвине синий и голубой галит. Соли описываемой свиты Бешкентского прогиба наиболее чистые, в них содержание нерастворимого остатка не превышает 1% не велика (до 0,5 редко до 1%) и примесь ангидрита. Свита на 97—98% состоит из галита. В то же время на площади Адамташ содержание ангидрита доходит до 3,85%, а на Уртабулаке — до 6,20%. Увеличивается и содержание нерастворимого остатка, представленного глинистым материалом.

Мощность галитовой свиты в Бешкентском прогибе колеблется в больших пределах, от 60 до 485 м, причем максимальная наблюдается в южной части, а минимальная в северной.

Как видим, соляно-ангидритовая формация в пределах Бешкентского прогиба сложена почти исключительно хемогенными осадками. Следует подчеркнуть последовательную смену типов пород. Объясняется это, по-видимому, непрерывностью осадконакопления и в общем относительно устойчивым типом бассейна. Такое строение разреза в общем свидетельствует о последовательности развития процесса галогенной седиментации.

ХАРАКТЕР КОНТАКТОВ МЕЖДУ СВИТАМИ И ФОРМАЦИЯМИ

Большинство исследователей (Г. С. Чикрызов, 1948; А. Г. Барабаев, 1960, 1963, 1966; К. А. Сотириади, 1955; Е. А. Репман, 1961, 1956, 1959; В. И. Троицкий, 1962 и др.) считают, что соляно-ангидритовая формация является регressiveвой серией осадков верхней юры, и контакт ее с карбонатной формацией согласный.

Абсолютное господство этой точки зрения в немалой степени обусловлено тем обстоятельством, что в юго-западных отрогах Гиссара, где контакт между этими двумя формациями можно изучать во многих, причем далеко прослеживающихся обнажениях, повсеместно наблюдается согласная дислоцированность этих формаций. Здесь же можно проследить два крайних типа разрезов формаций, полный и сокращенный, выраженный лишь маломощной пачкой средних ангидритов (перевал между селениями Лянгар и Тузканы и др.), и тем не менее согласную дислоцированность карбонатной

и соляно-ангидритовой формаций. Никаких следов углового несогласия между ними в этих районах не наблюдается.

Даже после того, как на площади Учкыр, расположющейся в пределах Бухарской ступени, было достоверно установлено резкое несоответствие структурных планов по меловым и юрским отложениям, давшее основание Я. М. Зорькину (1962) предполагать проявление в пределах Бухаро-Хивинской области андской фазы складчатости, точка зрения В. И. Браташа о наличии регионального несогласия между соляно-ангидритовой и карбонатной формациями представлялась малообоснованной.

Новый материал, полученный в последние годы на многих площадях Бухаро-Хивинской области (Уртабулак, Денгизкуль, Култак, Памук, Каракум, Зеварды и др.), заставляет вновь вернуться к обсуждению представлений о типах контактов между карбонатной и соляно-ангидритовой формациями, поскольку от принятого варианта трактовки этого вопроса в значительной мере зависит и методика поисковых и геологоразведочных работ на нефть и газ.

В. И. Браташ (1958, 1964) и М. Г. Ромашева (1959) в своей аргументации опираются главным образом на наличие в кровле карбонатной формации брекчированных или брекчиевидных известняков. Однако надо иметь в виду, что органогенно-детритовые известняки широко распространены не только в кровле, но и верхней части (150—200 м) разреза карбонатной формации. Кроме того, именно эта часть разреза особенно интенсивно переработана вторичными процессами (выщелачивание, ангидритизация, карстообразование и т. п.). В обнажениях карбонатной формации близ сел. Карлюк чрезвычайно ясно видно, как именно вторичная переработанность пород существенно изменяет их структуру. Взамен такого характернейшего признака формации в целом, как слоистость, появляется массивность, аномально высокая проницаемость и пористость, во многих местах даже крупная кавернозность. Заметно также снижение степени вторичной переработанности по мере смещения от кровли формации к ее середине. Нижняя секция карбонатной формации, известная в литературе и практике геологоразведочных работ как XVI горизонт, вообще этими процессами не затронута. Эти и ряд других данных позволяют предполагать, что накоплению соляно-ангидритовой формации предшествовал перерыв в осадконакоплении. Перерыв, возможно, не имел повсеместного характера, поскольку в некоторых районах между нижними ангидритами и известняками располагается пачка, состоящая из известняков и ангидритов, как бы отражающая постепенную смену карбонатного осадконакопления сульфатным. Повсеместным оказался перерыв в пределах Бухарской ступени, где только во время средних ангидритов возобновилось осадконакопление, прервавшееся вновь на время, в течение которого накапливалась на Чарджоуской ступени галитовая свита.

Таким образом, новый материал позволяет подтвердить точку зрения В. И. Браташа о наличии несогласия между карбонатной

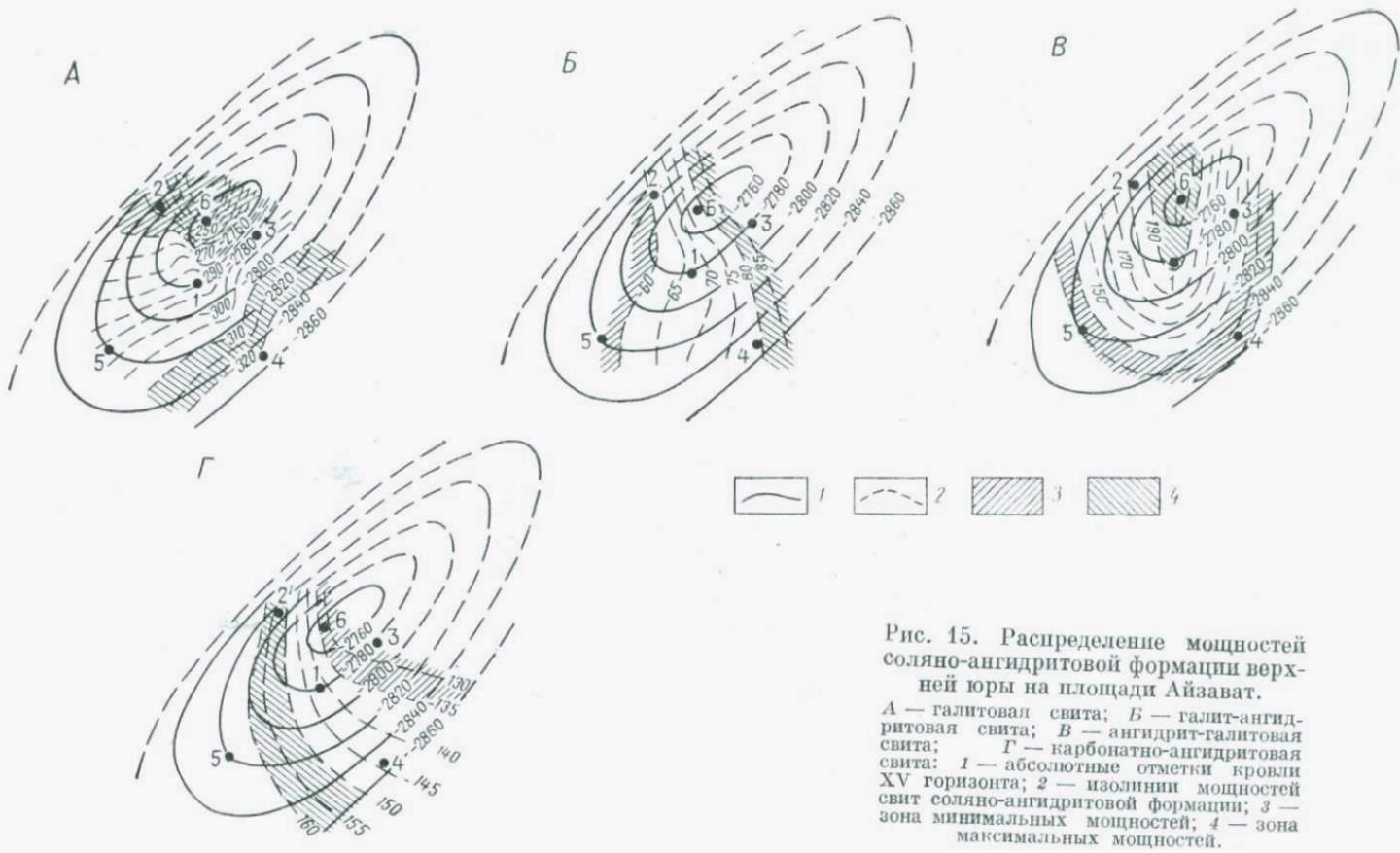
и соляно-ангидритовой формациями. Вместе с тем ранее отмеченный на Учкыре случай контакта для рассматриваемой формации следует признать нетипичным, он обусловлен скорее всего расположением этой площади в непосредственном соседстве с зоной активного Бухарского пароградного разлома. Вряд ли будет правильным предполагать и проявление на Туранской плите андской фазы складчатости, поскольку даже в пределах площадей, на которых особенно резко меняются мощности карбонатной и соляно-ангидритовой формаций, деформация пластов от средних ангидритов до кровли эоценена и от подошвы средних известняков карбонатной формации (XV_a горизонт) до подошвы средней юры практически идентична. Представляется, что информация, относящаяся к контакту двух рассматриваемых формаций, свидетельствует о перекрытии нижними ангидритами на некоторых площадях (Уртабулак, Култак, Памук, Зеварды и др.) структурно-эрэзионной поверхности карбонатной формации. Это обусловлено не проявлением андской (новокиммерийской) фазы складчатости, а конседиментационным развитием ряда структур, которые приобрели уже к концу оксфордского века форму брахиантеклиналей с полностью замкнутым контуром. Впрочем, с этим рубежом, по-видимому, следует связывать несколько повышенную напряженность тектонических процессов, поскольку как раз в это время совсем поблизости, в Памирской геосинклинальной области, новокиммерийская фаза складчатости проявилась очень сильно.

Независимо от того, какая точка зрения о сущности процессов, обусловивших сложные соотношения между карбонатной и соляно-ангидритовой формациями, правильна, ясно, что между ними в Бухаро-Хивинской области имеется стратиграфическое несогласие. Такого же типа стратиграфическое несогласие имеется между ангидритами и меловыми отложениями в пределах Бухарской ступени.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Айзуват. Мощность галитовой свиты изменяется от 239 до 325 м. Максимальные мощности приурочены к южному крылу (скв. 4, 3), а минимальные — к северному (скв. 2, 6). На своде складки мощности средние (рис. 15). Мощность галит-ангидритовой свиты колеблется от 58 до 80 м, в северо-восточной части свода она максимальная (скв. 6, 3, 4). Интересно, что зона максимальных мощностей пересекает продольную ось складки. Минимальные значения отмечаются в западной части складки, в районе свода мощности свиты средние (рис. 15).

В ангидрит-галитовой свите мощности нарастают от юго-западного крыла (скв. 4, 5) к своду (скв. 1, 2, 6). Мощность карбонатно-ангидритовой свиты изменяется от 130 до 169 м. Максимальные мощности свиты отмечаются в северо-западной части складки (скв. 2), а минимальные — в присводовой части структуры (скв. 6). Таким образом, зоны максимальных мощностей свит в процессе накопления соляно-ангидритовой формации не совпадают друг с другом.



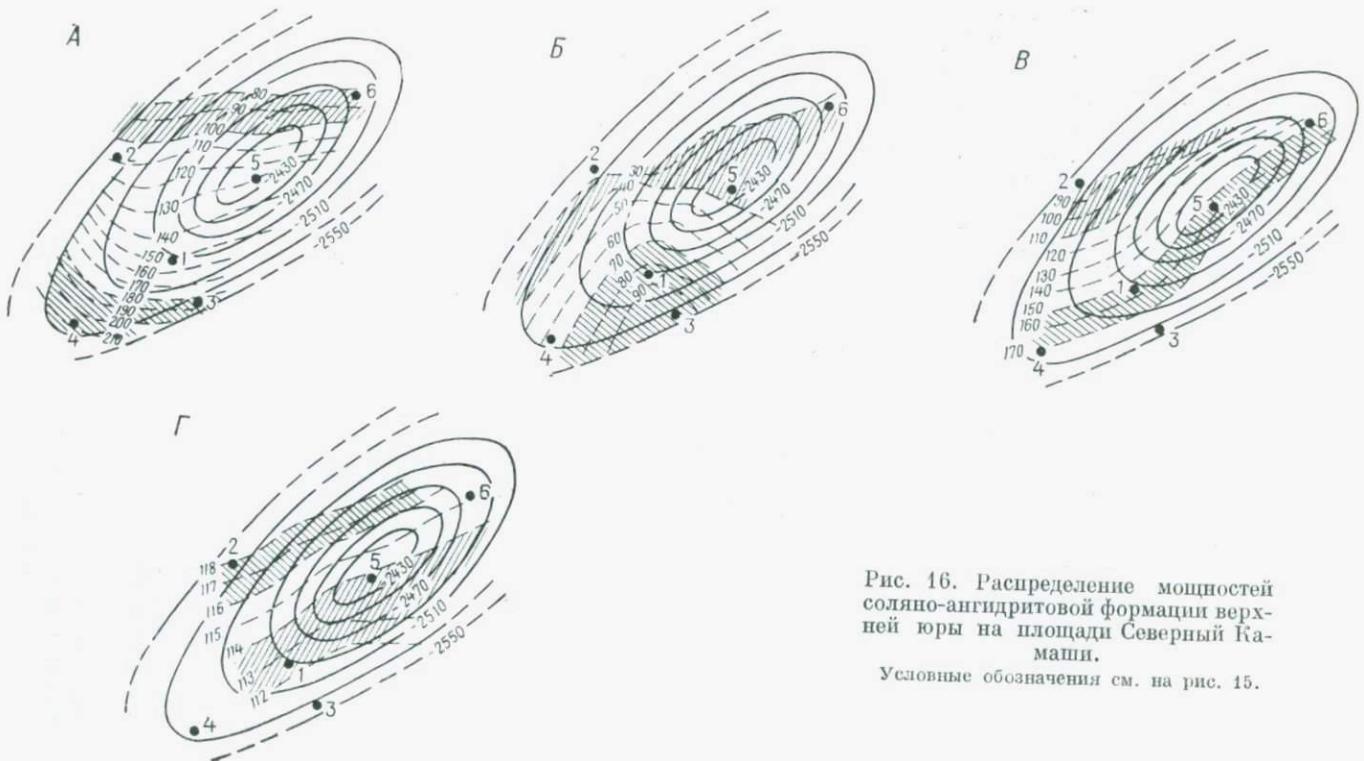


Рис. 16. Распределение мощностей соляно-ангидритовой формации верхней юры на площади Северный Камаш.
 Условные обозначения см. на рис. 15.

Северный Камаш. Мощность галитовой свиты максимальна в районе юго-западной периклинали (скв. 4) и минимальна в северо-восточной части складки (скв. 2, 6), на своде она имеет промежуточное значение (рис. 16). Максимальные мощности галит-ангидритовой свиты (86 м) приурочены к юго-западной, а минимальные (27 м) — к северо-восточной части складки (скв. 2, 6), тогда как на своде мощности средние. Таким образом, распределение мощностей этих двух свит в общем одинаковое. Мощности ангидрит-галитовой свиты колеблются в более широких пределах (80—170 м). Они максимальны в зоне, протягивающейся от юго-западной периклинали через часть свода складки на восток (скв. 4, 1, 5, 6); зона минимальных мощностей расположена на северо-западном крыле. Мощности карбонатно-ангидритовой свиты максимальны (118 м) в северной (скв. 2) и минимальны в северо-восточной части складки (скв. 6). Средние мощности располагаются на своде. И здесь области максимальных мощностей разных свит не совпадают друг с другом.

Кута. На этой площади мощность галитовой свиты (рис. 17) больше и изменяется она в более широких пределах (от 346 до 523 м), чем на описанных выше площадях. Наибольшие колебания отмечаются в районе северного крыла. Здесь участки максимальных мощностей свиты (523 м, скв. 4) находятся в непосредственном соседстве с участками минимальных мощностей (скв. 6). Свод складки и вся ее остальная часть представляют собой зону, в которой мощность колеблется от 368 (скв. 1) до 439 м (скв. 7).

Максимальные мощности галит-ангидритовой свиты отмечаются в северо-восточной части складки (скв. 8, 106 м), в то время как минимальные приурочены к восточной периклинали (скв. 9, 67 м). Мощность ангидрит-галитовой свиты изменяется от 120 до 356 м. Они максимальны в западной периклинали (скв. 6) и минимальны в северо-восточной части складки (скв. 10). Средние мощности располагаются в зоне свода. Мощность карбонатно-ангидритовой свиты колеблется от 118 м на северном крыле (скв. 10) до 156 м на восточной периклинали (скв. 8). Таким образом, здесь распределение мощностей разных свит различно.

К сожалению, проследить распределение мощностей описываемой формации на других структурах пока не представляется возможным из-за отсутствия фактических материалов. Приведем, однако, еще некоторые данные по другим площадям.

Мощность галитовой свиты в Памуке колеблется от 237 до 359 м. Максимальны они в северо-западной (скв. 4), а минимальны — в северной части складки (скв. 3), тогда как средняя мощность отмечается на своде. Максимальная мощность галит-ангидритовой свиты приурочена к восточной (скв. 8, рис. 7), а минимальная — к северной части складки (скв. 3). Нижележащие свиты вскрыты только в скв. 8. Мощность ангидрит-галитовой свиты 190 м, а карбонатно-ангидритовой свиты 115 м.

Нельзя не обратить внимания на незакономерное изменение мощностей в пределах локальных поднятий. Ясно, что свод складки не является местом максимальных мощностей эвaporитов, напротив,

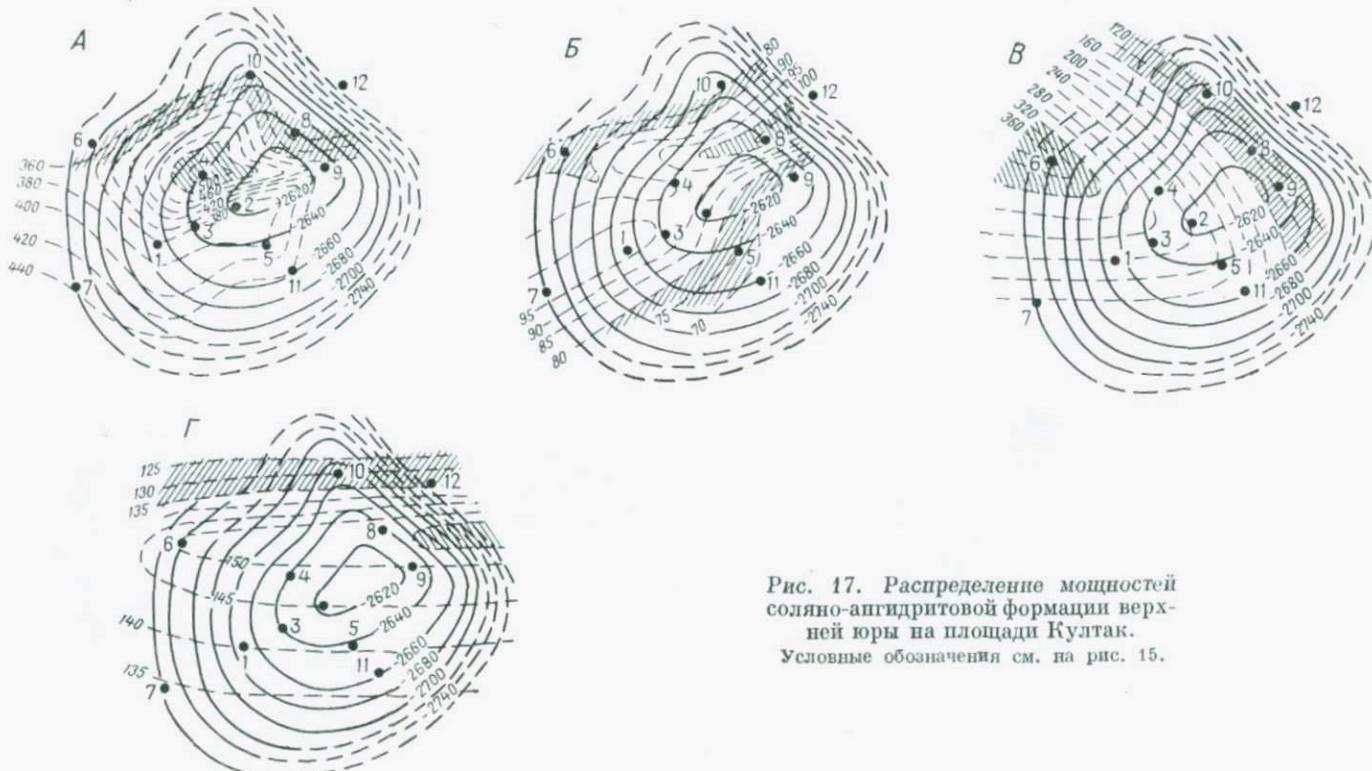
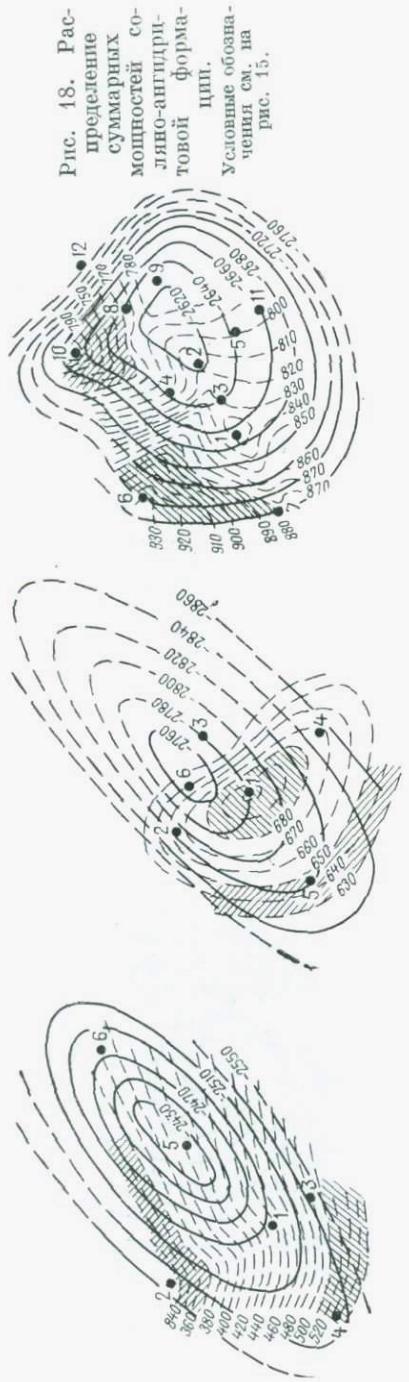


Рис. 17. Распределение мощностей соляно-ангибитовой формации верхней юры на площади Култак.
Условные обозначения см. на рис. 15.



чаще всего они здесь минимальны. Исключение из этого правила составляют складки, у которых свод оказался размытым еще до накопления эвапоритов. На подобных складках мощности нижних двух свит максимальны на своде, а двух верхних свит — на крыльях и периклиналях. Это не дает основания считать, как делают отдельные авторы, природу структур диапировой. В региональном масштабе наблюдается уменьшение мощностей выделенных свит и соответственно общей мощности с юга на север и северо-восток.

Суммарная мощность формации на площади Айзават (рис. 18) колеблется от 667 м в северо-западной части складки (скв. 2) до 706 м на своде (скв. 1). Перепад мощностей в сумме не превышает 40 м. В районе Северный Камаш суммарная мощность изменяется в значительно больших пределах (от 216 до 450 м). Здесь максимальные мощности приурочены к западной части южного крыла складки (скв. 4, 2, рис. 18), а минимальные — к северному крылу, на своде же складки они имеют средние значения. Перепад мощности между сводом и зонами максимальных и минимальных мощностей соответственно равен 96 и 138 м.

На площади Култак суммарная мощность колеблется от 725 м на северном крыле (скв. 10) складки до 934 м на северо-западной периклинали (скв. 6).

На Айзавате и Даыхатыне (рис. 19) своду складки соответствует участок нарастания

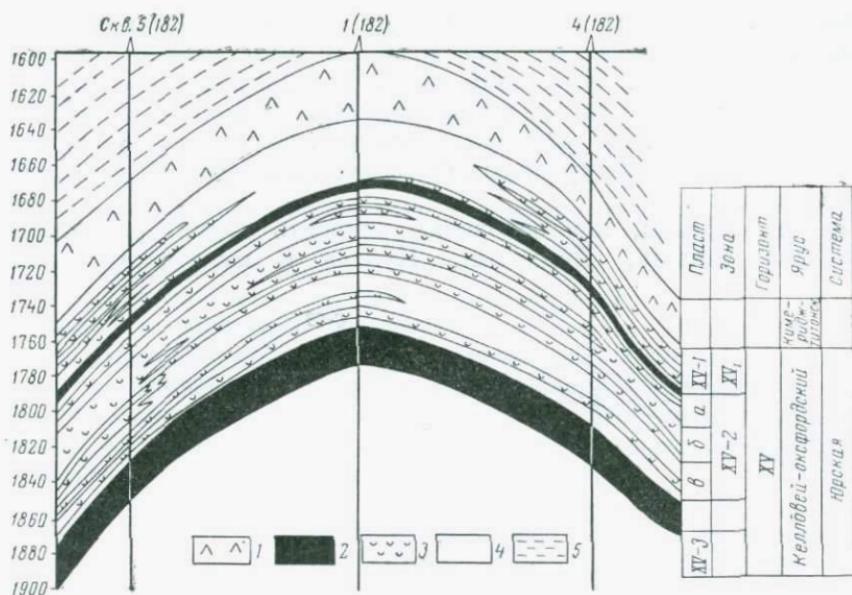


Рис. 19. Геологический профиль месторождения Даихатын.

1 — соляно-ангидритовая формация; 2 — плотные черные глинистые известняки карбонатной формации; 3 — проницаемые известняки карбонатной формации; 4 — плотные мало- и непроницаемые известняки карбонатной формации; 5 — терригенные породы мелового возраста.

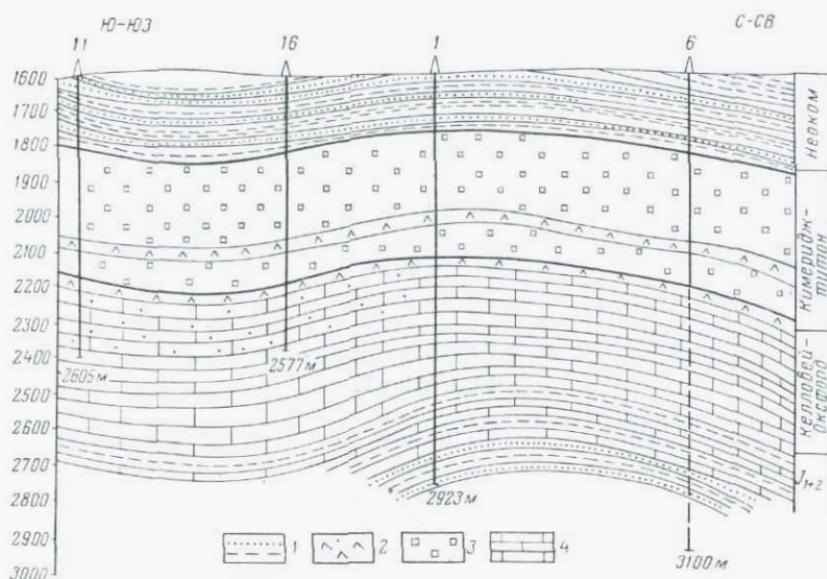


Рис. 20. Геологический профиль месторождения Хаузак.

1 — глины и песчаники; 2 — ангидриты; 3 — соли; 4 — известники.

мощностей, но разница в мощностях на своде, крыльях и периклиналях очень невелика (до 40 м). В этом смысле интересен Северный Камаши, поскольку здесь градиент мощностей достаточно велик для того, чтобы оценить возможность перетока соленоносной толщи. Но, как было показано, на этой площади максимальные мощности приурочены не к своду, а к западной части южного крыла складки.

Таким образом, нет основания относить структуры Айзават, Северный Камаши, Даахатын, Култак к категории складок,

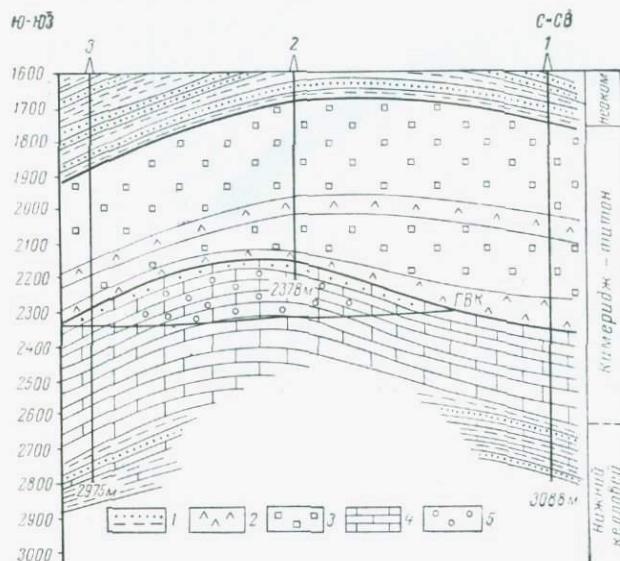


Рис. 21. Геологический профиль месторождения Денгизкуль.

1 — глины и песчаники; 2 — ангидриты; 3 — соли; 4 — известняки; 5 — газовая залежь.

возникших за счет перетоков соли. Очевидно, что не являются диапирами также складки Хаузак (рис. 20), Денгизкуль (рис. 21), Уртабулак и ряд других. Что касается других площадей, то применительно к ним этот вопрос может быть решен после получения новых данных.

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

На рубеже оксфорда — кимериджа возник ряд брахиантеклиналей на фоне общего подъема территории, затем произошли размывы на ту глубину карбонатной формации, выветривание (в том числе гальмировическое) последней и лишь после этого соляно-ангидритовая формация была перекрыта. Такая последовательность событий обусловила следующее:

а) относительно резкие изменения мощностей карбонатной формации в пределах ряда локальных структур — явление явно вторич-

ного характера, поскольку она накапливалась в максимально выровненных условиях седиментации, при выдержаных и медленных погружениях дна бассейна;

б) не менее резкие изменения мощностей соляно-ангидритовой формации с локализацией участков максимальных мощностей в одних случаях на сводах структур, а в других на их флангах;

в) мозаичное распространение доломитов и доломитизированных известняков по площади с явным тяготением участков проявления доломитизированных пород к зонам разломов и размывов, что дает основание предполагать их вторичную природу;

г) ярко выраженную неоднородность пород, слагающих карбонатную формацию по таким показателям, как их пористость и проницаемость, причем, по данным многочисленных петрографических анализов, прямой связи между генетическим типом карбонатной породы, ее химическим составом, с одной стороны, и емкостными параметрами пород, с другой — не наблюдается.

После размыва сводов ряда локальных структур произошло погружение, видимо, крупного масштаба, и на территории эпипалеозойской платформы Средней Азии в истории мезозойского осадконакопления наступил качественно новый этап.

Поскольку характернейшей чертой накопления солей, гипсов и ангидритов является громадная скорость образования пластов в течение первой стадии этого этапа (время формирования нижних ангидритов и нижних солей), на первых порах садка ангидритов и солей происходила на размытых сводах и на флангах структур. После того как структурно-эрэзионная поверхность соляно-ангидритовой формации была сивелирована нижними ангидритами и нижними солями, накопление ангидритов и солей (время верхних ангидритов и верхних солей) происходило с относительно выдержанной интенсивностью на всей площади.

Следовательно, важной особенностью соляно-ангидритовой формации следует считать нивелировку, или «залечивание» ею структурно-эрэзионной поверхности карбонатной формации. Изложенное заставляет с большой осторожностью интерпретировать изменения мощностей карбонатной формации и природу высокопористых зон в верхней части разреза карбонатной формации. Предполагать во всех подобных случаях наличие рифовых массивов нет оснований, так как этому противоречит пластовое строение известняков в целом, замещение высокопористых известняков по простираннию плотными породами и некомпенсированное прогибанием накопление нижних ангидритов и солей.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

Главными породообразующими минералами пород соляно-ангидритовой формации являются ангидрит и галит, в виде примеси иногда встречаются карбонаты (кальцит, доломит), в меньшем количестве гипс и терригенные минералы.

Ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты в основном перекристаллизованы. Для них характерна гетеробластовая структура (приложение, рис. 1, 2). Местами можно различить первичную микрозернистую структуру породы. Последняя в результате процессов перекристаллизации преобразовалась в разнозернистую. Для ангидритов галит-ангидритовой свиты характерна, напротив, первичная, равномерно- и тонкозернистая структура (приложение, рис. 3, 4). По форме зерна ангидритов весьма разнообразны — от идиоморфных (призматических, таблитчатых, квадратных, удлиненных) до ксеноморфных (округлых, овальных). Микрозернистые скопления ангидрита чаще всего имеют неправильную форму, но игольчатые образования ангидрита в виде пучковидных сростков распространены значительно шире и образуют спутанно-волокнистые структуры (приложение, рис. 5, 6).

Иногда ангидрит обладает сплошной мелкозернистой структурой, на фоне которой рассеяны довольно крупные кристаллы ангидрита и гипса, создающие как бы порфиробластовую структуру (приложение, рис. 7, 8). Кроме мелкозернистой основной массы ангидрит образует широкие веерообразные, иногда радиально-лучистые таблички. Довольно часто среди основной массы зерен ангидрита можно видеть зерна доломита, и наоборот. Кроме того, наблюдаются реликты кристаллов гипса, его полностью дегидратизированные разности и даже все стадии его перехода в ангидрит. При переходе гипса в ангидрит граница между ними в одних случаях резкая, в других расплывчатая. Нередко наблюдаются самые ранние стадии ангидритизации, когда ангидрит прослеживается лишь в виде микроточечных включений в гипсовых кристаллах (приложение, рис. 9).

В большинстве случаев среди зерен ангидрита прослеживаются овальные, неправильные или округлые, иногда пелитоморфные стяжения карбонатного материала, создающие пятнистую текстуру

(приложение, рис. 10). Очень часто в породах карбонатно-ангидритовой свиты видны прожилки битуминозного известняка. Наблюдается также замещение карбонатных зерен ангидритом. Структурный признакложен в основу выделения следующих типов ангидритов.

Ангидриты гетеробластовой (неравномернозернистой) структуры пользуются наибольшим распространением в карбонатно-ангидритовой свите. Особенна типична она для плотных сахаровидных ангидритов светло-серых и темно-серых тонов. Порода сложена зернами ангидрита размером от 0,005 до 0,49 мм, иногда даже до 0,57—1,40 мм в продольном сечении. Форма зерен разнообразная, от идиоморфных (призматических, таблитчатых, квадратных, удлиненных) до ксеноморфных (округлых, овальных), изометрических или неправильно-удлиненных зерен (приложение, рис. 1, 2, 11). В расположении зерен различной формы какой-либо закономерности не наблюдается.

Средние и крупные зерна ангидрита встречаются гораздо чаще, чем мелкие зерна идиоморфной формы. Иногда наблюдаются удлиненные призматические кристаллы ангидрита размером 0,2—0,4 мм в длину и до 0,01—0,04 мм в поперечнике.

Ангидриты порфиробластовой структуры также встречаются часто. Они характеризуются крупными, редко хорошо развитыми кристаллами, которые в виде порфиробластов располагаются среди основной массы (приложение, рис. 7, 12). Последняя представлена мелкозернистым, тонкозернистым или пелитоморфным ангидритом, размеры зерен от 0,005 до 0,009 мм. Порфиробласти выражены идиоморфными таблитчатыми или квадратными, призматическими кристаллами ангидрита размером от 0,05 до 0,4 мм, редко до 1,0—1,2 мм в продольном сечении. Возможно, что они возникали в результате перекристаллизации отдельных участков основной массы. Очень часто на фоне тонковолокнистого ангидрита встречаются идиоморфные удлиненные кристаллы. Размеры их 0,01—0,06 мм в поперечнике и 0,31—0,57 мм по длиной оси. Иногда порфиробласти выражены лучистыми или шестоватыми агрегатами ангидрита и гипса (приложение, рис. 13). Местами порфиробласти представлены овальными ксеноморфными зернами кальцита или доломита, размером от 0,06 до 0,36 мм. Все ангидриты с подобной структурой располагаются в разрезе карбонатно-ангидритовой свиты.

Ангидриты гранобластовой (равномернозернистой) структуры встречаются преимущественно в карбонатно-ангидритовой свите, редко в галит-ангидритовой. Порода представляет собой равномернозернистую массу с величиной зерен 0,005—0,009 мм в поперечном и 0,12—0,16 мм в продольном сечении (приложение, рис. 14, 15). Ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты явно перекристаллизованы, поэтому зерна их идиоморфны. Кристаллы призматические, квадратные и реже удлиненные, размером от 0,08 до 0,16 мм в продольном сечении. Ангидриты из галит-ангидритовой свиты мелкозернистые (от 0,005 до 0,009 мм), гипидиоморфные и ксеноморфные.

Зерна соприкасаются друг с другом преимущественно по прямым линиям и вследствие этого в шлифе прослеживаются многоугольные контуры. Эта структура иногда характерна для карбонатов, заполняющих трещины в ангидrite. В таких случаях карбонатная порода состоит из мелких (0,01—0,0025 мм) ромбоэдров, плотно прилегающих друг к другу. В шлифе структура не производит впечатления мозаики. Расположение зерен большей частью беспорядочное.

Ангидриты тонкозернистой структуры также широко распространены. Они характерны для ангидритов галит-ангидритовой свиты Бешкентского прогиба (приложение, рис. 3), но такую структуру часто имеют и ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты площадей Уртабулак, Денгизкуль, Кемачи. Породы обычно плотные или крепкие, массивные. В целом они представляют собою микро- и мелкозернистый агрегат зерен размером от 0,01 до 0,02 мм, редко 0,032—0,046 мм. Форма зерен различная, от идиоморфной до ксеноморфной. Как правило, мелкозернистые ангидриты сложены идиоморфными зернами, а микрозернистые — ксеноморфными.

Ангидриты брусковидной структуры в разрезах Бешкентского прогиба нетипичны, но достаточно часто встречаются при изучении шлифов пород карбонатно-ангидритовой свиты разведочных площадей Чарджуской и Бухарской ступеней. Характерно, что в породах с такой структурой ангидритовые зерна имеют идиоморфную форму удлиненных прямоугольных брусков, которые располагаются беспорядочно. Порода представляет собою довольно однородный тонкозернистый агрегат с величиной зерен в поперечном сечении от 0,009 до 0,023 мм, а в продольном — от 0,046 до 0,2 мм. Брусковидная структура считается характерной для первично выпадающего ангидрита.

Ангидриты радиально-лучистой структуры свойственны карбонатно-ангидритовой свите. В пределах Бешкентского прогиба эта структура изучена только в одном шлифе (Айзават). Она часто встречается в ангидритах Денгизкульского и Каганского поднятий, а также юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Характерной особенностью ее является радиально-лучистое строение игольчатых и длиннопризматических образований ангидрита размером от 0,002 до 0,005 мм, редко 0,01 мм. Срастаясь между собой, но сохраняя при этом лучистое строение, игольчатые индивиды ангидрита образуют радиально-лучистую и перистую структуру (приложение, рис. 17, 18). Местами радиально-лучистые структуры выделяются на фоне тонко- и мелкозернистой массы ангидрита.

Ангидриты волокнистой структуры для Бешкентского прогиба нетипичны. Они встречаются только в одном шлифе, но довольно обычны для пород галит-ангидритовой и карбонатно-ангидритовой свит площади Зекры. Выделяются параллельно- и спутанно-волокнистые разновидности этой структуры. Параллельное расположение тонких волокнистых индивидов ангидрита или иногда гипса обуславливает параллельно-волокнистую структуру всей породы. Вытянутые тончайшие волокна часто расположены беспорядочно и создают

спутанно-волокнистую структуру. Размер волокнистых индивидов в поперечном сечении от 0,004 до 0,009 мм. Часто на фоне этих волокнистых структур прослеживаются идиоморфные перекристаллизованные кристаллы ангидрита и гипса величиной 0,02—0,09 мм по короткой и 0,1—0,3 мм по длинной оси, ксеноморфные зерна карбоната (0,05—0,46 мм) и ромбические кристаллы доломита (0,009—0,046 мм).

Ангидриты таблитчатой структуры характеризуются пластинчатой или таблитчатой формой индивидов (приложение, рис. 19). Они встречаются часто, особенно в карбонатно-ангидритовой свите. Кристаллы ангидрита идиоморфные, удлиненные или призматические, плотно прилегающие друг к другу. Размеры табличек ангидрита и гипса изменяются от 0,01—0,1 мм в поперечном до 0,13—0,4 мм, иногда до 1 мм в продольном сечениях.

Ангидриты пойкилобластовой структуры выделены по наличию мелких включений различно ориентированных минералов в более крупных хорошо кристаллически выраженных зернах. Ангидриты подобной структуры встречаются редко и только в карбонатно-ангидритовой свите. Внутри крупных (от $0,18 \times 0,20$ до $0,4 \times 0,4$ мм) идиоморфных кристаллов гипса различаются мелкие ксеноморфные кристаллы ангидрита в виде пойкилитовых, т. е. различно ориентированных сростков (приложение, рис. 9). Размеры зерен ангидрита от 0,02 до 0,03 мм. В некоторых случаях в крупных ксеноморфных зернах кальцита встречаются мелкие ромбические кристаллы доломита, а местами и ангидрита. В свою очередь, в крупных идиоморфных кристаллах ангидрита отмечаются мелкие зерна кальцита.

Ангидриты пелитоморфной структуры установлены только в двух образцах из карбонатно-ангидритовой свиты. Размер зерен менее 0,0023 мм.

В основной пелитоморфной массе породы встречаются единичные более крупные по размерам (0,023 мм) кристаллы ангидрита.

В процессе петрографического изучения материала было замечено, что ангидриты из нижних свит обладают структурами, которые нетипичны для ангидритов средних свит. Так, для ангидритов галит-ангидритовой свиты характерны первичные (тонкозернистая, брусковидная) структуры, а для пород карбонатно-ангидритовой свиты в основном показательны перекристаллизованные, т. е. вторичные структуры (гранобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая и др.). Кроме того, в ангидритах галит-ангидритовой свиты в основной массе, сложенной различными по форме и размерам кристаллами ангидрита, прослеживаются отдельные зерна и сгустки галита (приложение, рис. 20). В ангидритах же из карбонатно-ангидритовой свиты прослеживаются трещины, заполненные битуминозной карбонатной массой (приложение, рис. 21). Породы с радиально-лучистой, волокнистой и брусковидной структурами широко развиты в породах карбонатно-ангидритовой свиты района Денгизкульского поднятия и Бухарской ступени, но в пределах Бешкентского прогиба

встречаются редко и только в разрезе галит-ангидритовой свиты. Тонкозернистая структура в Бешкентском прогибе встречается преимущественно в галит-ангидритовой свите, а на соседних площадях (Кемачи, Денгизкуль, Уртабулак) в породах карбонатно-ангидритовой свиты. В пределах Бешкентского прогиба наиболее распространены ангидриты тонкозернистой гетеробластовой и порфириобластовой структур.

Каменная соль слагает значительную часть разреза исследуемой формации. Галит, однако, встречается не только в виде мономинеральных скоплений (средняя и верхняя части соляно-ангидритовой формации), но также и в парагенезисе с сульфатными минералами в ангидритовой толще.

Солевая толща Бешкентского прогиба, как и района юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Н. П. Петров, 1964), по минеральному составу близка к толще каменной соли Соликамского месторождения и характеризуется бессульфатным составом.

Большинство глубоких скважин, вскрывших соленосную толщу в пределах Бешкентского прогиба, пройдено с весьма ограниченным отбором керна. Это обстоятельство сильно затрудняет выяснение общей закономерности распределения в районе различных типов солей. Судя по имеющимся данным, первичный материал в пределах исследуемой территории подвергся перекристаллизации. Одним из признаков перекристаллизации галита может служить окаймленность отдельных зерен тончайшей каёмкой глинистого вещества или ангидрита, как бы отнесенных на периферию зерна при перекристаллизации. Именно поэтому столь часто в галитах наблюдается петельчатая структура (приложение, рис. 22, 23). Наряду с перекристаллизованными обнаружены, однако, зонально-зернистые галиты, сохранившие первичную структуру.

Под микроскопом такие галиты прослеживаются в виде кубических зерен или пустоток, содержащих рапу и газовые пузырьки, расположенные по зонам роста и обрисовывающие иногда «лодочки» и «елочки». По форме включения рапы чаще кубические, иногда неправильной вытянутой формы, призматические, во многих из них наблюдается газовый пузырек. Часто можно видеть цепочки газовых пузырьков, вытянутые по прямой линии, секущей крупные зерна галита. Зональность строения у кристаллов галита объясняется изменениями концентрации рапы во время роста кристаллов. Наиболее распространена разнозернистая структура. Форма зерен галита разнообразная, от идиоморфных кубических кристаллов до совершенно неправильных зерен со слабо извилистыми контурами. Часто они соприкасаются друг с другом по прямым линиям. Размер зерен колеблется от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров в поперечнике.

Встречается также бесцветная и водяно-прозрачная каменная соль, образовавшаяся в результате процесса перекристаллизации, а также молочно-белая каменная соль с многочисленными пустотами, заполненными рапой и пузырьками газа в зернах галита. Структуру

ее под микроскопом часто установить очень трудно, так как в этих случаях контуры между отдельными зернами не прослеживаются, и вся масса породы выглядит стекловидной.

В качестве примеси в каменной соли наиболее часто встречается ангидрит в виде отдельных зерен и мелкозернистых скоплений, а также сгустки глинистого вещества, главным образом в верхней части разреза. Очень редко в самых нижних горизонтах солей встречаются включения доломита. В подавляющем большинстве случаев такие микровключения располагаются по трещинкам спайности галита или же вдоль отдельных зерен либо, наконец, внутри них, будучи, вероятно, захваченными во время роста и перекристаллизации галита. Они же обусловливают и петельчатую структуру (приложение, рис. 22, 23). Иногда в трещины зерен галита врастает щетковидные друзья кристаллов ангидрита (приложение, рис. 25).

Совершенно бесцветная (оптически) каменная соль, лишенная каких бы то ни было аксессорных компонентов, встречается среди чистой каменной соли весьма редко. Даже в очень чистых и внешне почти прозрачных разностях галита обычно отмечается очень малое количество той или иной минеральной примеси. Тем не менее эта незначительная примесь нередко дает возможность установить структуру каменной соли. Местами тонко рассеянный ангидрит в виде призматических и неправильных кристаллов попадается и в самих кристаллах галита.

При изучении прозрачных шлифов под микроскопом частично выясняются причины, обусловливающие окраску галитов. Наиболее распространенная серая окраска галита нижней соленосной свиты типична для солей, содержащих многочисленные микровключения ангидрита или карбонатно-ангидритового вещества. Розовая окраска в подавляющем большинстве случаев вторичная и обусловлена проникновением гидроокислов железа, возможно, в коллоидном состоянии в зерна галита по микротрещинам, обычно от периферии к центру. Замечено, что интенсивность окраски к центру зерна снижается. Окраска зерен галита обусловлена, по-видимому, включением мельчайших гематитовых чешуек, иногда встречающихся у границы с глинистыми скоплениями. Такая окраска галита характерна для пород галитовой свиты.

По структуре различаются следующие типы галитов.

Галиты разнозернистой структуры наиболее типичны для описываемой формации. Такая структура обусловлена большим колебанием размеров зерен — от 1,5—11,4 мм по длинной оси до 0,6—7,2 мм в поперечнике. Форма зерен галита разнообразная, идиоморфная (часто кубическая), ксеноморфная. Зерна довольно часто соприкасаются друг с другом по прямым и слабоизвилистым контурам. Местами отмечаются удлиненные идиоморфные кристаллы галита размером от 0,5 до 1,5 мм в поперечном сечении, часто расположенные параллельно друг другу. В зернах галита почти постоянно можно наблюдать включения маточной рапы, выполняющие пустоты кубической, а иногда неправильной формы. Размеры таких пустот не

превышают 0,005—0,05 мм. В них обычно, помимо раны, имеются пузырьки газа. В подавляющем большинстве случаев в трещинах и между кристаллами, а также в самих кристаллах наблюдаются микрозернистые, иногда среднезернистые идиоморфные кристаллы ангидрита (0,03—0,24 мм в продольном сечении) и реже доломита (0,02—0,08 мм в поперечнике) или глинистых частиц (приложение, рис. 24, 26).

Галиты стекловатой структуры также широко распространены. Породы с такой структурой образуют массу, в которой граница между зернами еле заметна, но трещины спайности видны отчетливо. Часто к таким трещинам приурочены включения глинистого материала или мелкозернистого ангидрита (приложение, рис. 27).

Галиты петельчатой структуры характеризуются наличием тонко-зернистого, местами мелкозернистого ангидрита по краям зерен галита в нижней части соляной толщи (приложение, рис. 28) или же глинистого вещества, окаймляющего зерна галита, в верхней части толщи (приложение, рис. 29). В породах с такой структурой форма зерен галита ксеноморфная и идиоморфная с величиной зерен от 0,6 до 3 мм в поперечном и более 1 см в продольном сечениях.

Галиты с зонально-зернистой структурой (приложение, рис. 30) сохранились лишь в единичных случаях. Они свидетельствуют о первичных условиях накопления каменной соли. В отдельных кристаллах каменной соли отчетливо видны хорошо сохранившиеся «лодочки» и «елочки», образовавшиеся при скоплении большого количества пузырьков газа и пустоток кубической и призматической формы, заполненных рапой и расположенных по зонам роста. Иногда по зонам роста в кристаллах галита расположены включения микрозернистого ангидрита и редко доломита. По-видимому, эти микровключения захватывались во время роста кристаллов галита.

Галиты равномернозернистой структуры встречаются редко и отличаются почти идиоморфной формой зерен, среди которых, однако, иногда попадаются и ксеноморфные зерна галита примерно тех же размеров. Величина зерен колеблется от 2,4—3,6 мм в поперечнике до 4,0—4,9 мм по длиной оси. Местами между кристаллами галита расположены мельчайшие зерна ангидрита или глинистых частиц. Отмечаются здесь также линейно расположенные пустоты кубической формы, заполненные рапой и пузырьками газа.

Галиты идиоморфной структуры (приложение, рис. 31) наблюдаются не так часто и характеризуются наличием более или менее идиоморфных кристаллов галита. Величина таких кристаллов колеблется от 0,4—3,6 мм в поперечнике до 0,7—11,4 мм в продольном сечениях. Форма кристаллов в основном кубическая. Иногда прослеживаются удлиненные идиоморфные кристаллы галита размером 0,5—1,5 мм, расположенные параллельно друг другу. Под микроскопом граница между зернами четкая.

Текстура каменной соли обычно массивная, реже неяснослоистая и слоистая. Петельчатая структура каменной соли связана с наличием мелких скоплений микро- и тонкозернистого ангидрита, рас-

положенных между зернами галита или оконтуривающих их. Центральная часть галитовых зерен почти не содержит включений. Петельчатая текстура обусловлена очистительной перекристаллизацией каменной соли, во время которой происходит «оттеснение» примеси в промежутке между зернами галита.

При изучении образцов галита по разрезу наблюдается некоторое повышение интенсивности процесса перекристаллизации в нижних частях толщи. В кристаллах галита нередко встречаются следы первичных зональных структур. В результате микроскопического изучения пород соленосной толщи установлено, что наиболее распространеными структурами являются разнозернистая, стекловатая и петельчатая, тогда как другие встречаются значительно реже.

В разрезе соляно-ангидритовой формации широко распространены карбонатные минералы, которые в нижней части карбонатно-ангидритовой свиты образуют самостоятельные маломощные прослои. Карбонатным материалом заполнены трещины в ангидритах.

Микроскопически в ангидритах, а также в солях обнаружены мелкозернистые примеси и включения карбонатных минералов. В большинстве случаев этот пелитоморфный материал рассеян в виде зерен неправильной формы и ромбических кристаллов в массе ангидрита. В шлифе карбонаты довольно легко различаются по псевдоабсорбции и высоким цветам интерференционной окраски. Часто среди пелитоморфной или микрозернистой карбонатной массы наблюдаются черные непротравляющиеся частицы глинистого вещества, пропитанного битумом (приложение, рис. 32).

Наиболее распространенным карбонатным минералом в породах соляно-ангидритовой формации является кальцит, реже доломит. Кальцит встречается относительно часто в породах ангидритовой толщи, особенно в ее нижней части и реже в соляной. Присутствует он обычно в виде пелитоморфной массы (размеры зерен менее 0,001 мм) в смеси с доломитом, а также в виде зерен неправильной формы с неровными, часто извилистыми очертаниями. Зерна кальцита овальные, округлые, размером 0,05—0,8 мм. Иногда мелкие зерна кальцита (0,009—0,02 мм) плотно соприкасаются друг с другом и образуют сетчатую структуру. В подавляющем большинстве случаев на фоне ангидрита отмечаются ксеноморфные зерна кальцита пятнистой структуры. Местами в пелитоморфных кальцитах встречаются мелкие ромбические кристаллы доломита (0,009—0,023 мм в поперечнике). Контакты между зернами и скоплениями кальцита и ангидрита неровные, местами резкие, иногда печатные. Часто в прослойках ангидрита наблюдаются неправильной формы с нечеткими контурами расплывчатые скопления пелитоморфного кальцита. На контакте этих слойков обычно кальцит заходит в ангидрит или наоборот (приложение, рис. 33).

В соляной толще кальцит встречается редко, обычно в виде пелитоморфной разности в породах ангидрит-галитовой свиты. В большинстве случаев, особенно в карбонатно-ангидритовой свите, в кальцитах, расположенных в трещинах ангидрита, отмечается

битуминозное вещество. Доломит в виде отдельных кристаллов встречается в солях и ангидритах. Наиболее часто он прослеживается в ангидритах карбонатно-ангидритовой, реже галит-ангидритовой свит, а в соленосных свитах наблюдается очень редко. Обычно доломит различается в массе ангидрита в виде хорошо ограненных мелких ромбоэдрических и ксеноморфных угловатых зерен величиной 0,009—0,14 мм, реже до 0,2 мм в поперечном сечении. В единичном случае на фоне тонковолокнистого ангидрита отмечались ксеноморфные зерна доломита размером 0,06—0,25 мм в продольном сечении, образующие как бы порфировидную структуру.

Примесь глинистых частиц встречается только в верхней части галитовой свиты. Под микроскопом глинистые частицы прослеживаются в виде неправильных скоплений и примазок в промежутках между зернами галита, а также в трещинах, но большей частью они размещаются по периферии зерен галита или ангидрита. В подавляющем большинстве случаев глинистое вещество как бы окаймляет зерна галита, образуя петельчатую структуру, иногда оно располагается в зернах галита в виде колыцеобразных скоплений. К скоплениям кирпично-красных глин приурочены граненые кристаллы ангидрита.

Гипсы в разрезе соляно-ангидритовой формации имеют сравнительно небольшое распространение и встречаются исключительно в разрезе карбонатно-ангидритовой свиты. Форма зерен разнообразная, призматическая, квадратная, часто удлиненная и игольчатая. Размеры их от 0,0046—0,32 мм в поперечном до 0,009—1 мм в продольном сечении. Кроме того, наблюдаются реликты кристаллов гипса, его полностью дегидратизированные разности и даже все стадии его перехода в ангидрит. Гипсы в галит-ангидритовой свите мелкозернистые, волокнистые и игольчатые размером от 0,0046—0,009 мм в поперечном до 0,0046—0,1 мм в продольном сечении.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ НЕРАСТВОРИМЫХ ОСТАТКОВ ПОРОД СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В Узбекистане минералогический состав мезозойских отложений изучали А. М. Акрамходжаев, А. М. Габрильян, А. Г. Бабаев, Н. И. Гриднев, Х. К. Исматуллаев, Х. Авазходжаев, В. И. Троицкий, Р. А. Габрильян, М. Э. Эгамбердиев и другие. Исследования этих авторов посвящены либо терригенным, либо карбонатным образованиям мезозоя, палеогена и неогена. Число исследований, в которых освещается минералогический состав карбонатных и соляно-ангидритовых толщ, очень невелико, причем в основном рассматриваются породообразующие минералы этих толщ. Минералогии пород соляно-ангидритовой формации в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта посвящены работы Н. П. Петрова, Д. Д. Ишниязова, Л. И. Филатовой и некоторых других.

В результате минералогического изучения нерастворимых остатков пород соляно-ангидритовой формации нами установлено 25 ми-

неральвых видов. В каждой фракции минералы по своему генезису подразделены на аллотигенные и аутигенные, причем некоторые минералы (хлорит, глауконит) встречены и в легкой, и в тяжелой фракции.

Минералы легкой фракции

Состав минералов легкой фракции в нерастворимом остатке ангидрита и каменной соли одинаковый, однако распределены минералы неравномерно, а количество нерастворимого остатка колеблется в ангидритах от 0,07 до 8,48%, а в солях от 0,02 до 10,1%.

Кварц является одним из наиболее распространенных минералов легкой фракции нерастворимого остатка ангидритов и каменной соли. Он отмечался во всех изученных образцах. В ангидритах и каменных солях различаются аутигенные и аллотигенные разновидности кварца. В ангидритах аллотигенный кварц встречен во всех изученных образцах, а содержание его колеблется от 4,7 до 82,3% (в среднем 44,7%). Аутигенный кварц, напротив, выявлен лишь в отдельных образцах, его содержание варьирует от 2,5 до 10,5%, а в единичных случаях достигает 37,8% (табл. 6). Максимальное содержание кварца (в том числе и аутигенного) наблюдается в ангидритах галит-ангидритовой свиты. В нерастворимом остатке каменной соли содержание аллотигенного кварца колеблется от 8 до 70%, в то время как аутигенный кварц содержится в количестве 5—54,2%. Повышенное содержание кварца в солях отмечается в отложениях галитовой свиты.

Полевые шпаты также являются весьма распространенным минералом нерастворимого остатка солей и ангидритов. Представлены они в основном плагиоклазами. Выявлены аутигенные и аллотигенные полевые шпаты. Аутигенные полевые шпаты в нерастворимом остатке ангидрита встречены не во всех образцах, а содержание их колеблется от 2,1 до 27,4%. В отложениях галит-ангидритовой свиты аутигенные полевые шпаты отсутствуют. Аллотигенные полевые шпаты, наоборот, присутствуют постоянно (2,3—24,1%). Максимальное содержание аллотигенных полевых шпатов отмечается в отложениях карбонатно-ангидритовой свиты. В каменной соли аутигенные полевые шпаты встречаются редко (8—25%). Содержание аллотигенных полевых шпатов в нерастворимом остатке каменной соли варьирует от 1 до 32%, повышенное количество их отмечается в солях ангидрит-галитовой свиты.

Биотит в ангидритах отмечен в единичных зернах только в двух образцах. В нерастворимом остатке солей этот минерал встречается чаще, чем в ангидритах. Содержание его колеблется от 0,8 до 3,42% (среднее 1,5%). Максимальное содержание биотита отмечается в солях галитовой свиты.

Хлорит является редким минералом легкой фракции нерастворимого остатка ангидритов. Он встречен в двух образцах ангидрита в незначительном количестве (0,31—0,91%), тогда как в каменной соли обнаружен в большинстве исследованных образцов из галитовой

Таблица 6

**Сравнительная характеристика минералогического состава
нерасторимого остатка ангидритов и каменной соли**

Минералы	Содержание в ангидритах, %			Содержание в каменной соли, %		
	мини- мальное	макси- мальное	среднее	мини- мальное	макси- мальное	среднее
1	2	3	4	5	6	7
Аллотигенные						
Кварц ¹	4,70	82,28	44,70	8,10	70,0	39,80
Полевые шпаты ¹	2,29	24,10	9,10	1,00	32,30	9,30
Биотит ¹	0,64	0,95	0,80	0,80	3,12	1,50
Хлорит ¹	0,31	0,91	0,60	0,60	2,15	1,10
Мусковит ¹				0,73	2,09	1,20
Лимонит — гематит ²	1,84	90,10	56,20	2,21	66,30	17,50
Ильменит — магнетит ²	1,40	82,50	18,20	0,50	30,31	8,40
Циркон ²	0,34	6,70	2,25	2,33	8,16	5,40
Сфен ²				0,75	4,27	0,87
Гранат ²	0,50	2,71	1,10	0,54	3,07	1,70
Анатаз ²	0,40	2,80	1,00	0,80	4,51	1,05
Турмалин ²	0,30	2,30	1,23	0,84	1,50	1,10
Рутил ²	0,41	0,83	0,62	0,50	0,80	0,65
Эпидот ²	0,62	0,83	0,72	—	—	—
Ставролит ²	0,60	3,13	1,80	—	—	—
Биотит ²				0,50	3,90	2,50
Апатит ²				0,50	0,80	0,65
Аутогенные						
Кварц ¹	2,50	37,80	10,42	5,05	54,20	20,81
Барит ²	0,60	52,95	9,60	0,52	4,09	2,23
Полевые шпаты ¹	2,10	27,42	13,90	8,10	25,34	13,00
Глауконит ¹	0,15	6,70	3,40	1,12	5,30	3,20
Пирит ²	1,52	93,50	19,40	0,81	46,70	15,20
Магнезит ²	—	—	—	0,90	28,45	7,45
Ангидрит ²	—	—	—	2,34	96,85	45,18

Примечание. Содержание нерастворимого остатка для ангидритов 0,07–8,48%, для каменной соли 0,02–10,1%.

¹ В легкой фракции.

² В тяжелой фракции.

свиты. Его содержание варьирует от 0,6 до 2,15%. В солях ангидрит-галитовой свиты он обнаружен только в одном образце в количестве 2,0%.

Мусковит в ангидритах встречен в единичных зернах, но в нерастворимом остатке солей он найден в большинстве исследованных образцов (0,73–2,0%). Максимальное содержание отмечается в солях галитовой свиты (среднее 1,2%).

Глауконит — очень редкий минерал нерастворимого остатка солей и ангидритов. Встречается только в нижней и верхней частях разреза соляно-ангидритовой формации. В ангидритах его содер-

жание колеблется от 0,15 до 6,7% (встречен только в галит-ангидритовой свите), в солях — от 1,1 до 5,3% (галитовая свита).

Обломки пород присутствуют постоянно в нерастворимом остатке ангидритов и солей. В ангидритах их количество колеблется от 2 до 18,2%, а в каменной соли — от 1 до 60%. Повышенное их содержание наблюдается в пределах карбонатно-ангидритовой и галитовой свит.

Вулканическое стекло встречено в двух-трех препаратах. В ангидритах оно обнаружено только в карбонатно-ангидритовой свите (от 0,6 до 5,7%, среднее 3,1%). В каменной соли вулканическое стекло найдено только в отложениях галитовой свиты. Его содержание варьирует от 0,9 до 5,0%. Таким образом, вулканическое стекло обнаружено в нижней и верхней частях разреза соляно-ангидритовой формации, максимальное его содержание наблюдается в породах карбонатно-ангидритовой свиты.

Таким образом, наиболее распространенными минералами легкой фракции нерастворимого остатка пород соляно-ангидритовой формации являются кварц, полевые шпаты. Они встречены во всех образцах. Глауконит и вулканическое стекло обнаружено только в нижней и верхней частях разреза. Такие минералы, как биотит, хлорит, мусковит в ангидритах встречаются очень редко в единичных зернах, а в солях чаще, особенно в породах галитовой свиты. В большинстве случаев максимальное содержание почти всех встреченных минералов отмечается в породах карбонатно-ангидритовой и галитовой свит.

Минералы тяжелой фракции

Как показывают результаты изучения иммерсионных препаратов, состав минералов тяжелой фракции нерастворимого остатка солей и ангидритов неодинаковый. Поэтому рассмотрим распределение минералов тяжелой фракции раздельно для ангидритов и каменной соли.

Минералы тяжелой фракции нерастворимого остатка ангидритов. Лимонит и гематит являются одним из основных компонентов тяжелой фракции. Их содержание колеблется от 1,84 до 90,10%. Среднее содержание этих минералов в ангидритах галит-ангидритовой свиты составляет 61,2%, тогда как в отложениях карбонатно-ангидритовой свиты оно равно 54,6%.

Ильменит и магнетит присутствуют также во всех образцах. Их содержание варьирует от 1,40 до 82,50% (в среднем 18,20%). Максимальное содержание наблюдается в ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты (среднее 19,10%).

Пирит является довольно распространенным минералом. Содержание его колеблется от 1,52 до 93,50% (среднее 19,40%). Повышенное содержание пирита отмечается в отложениях карбонатно-ангидритовой свиты (в среднем 21,70%).

Циркон обнаружен во всех проанализированных пробах. Его содержание варьирует от 0,34 до 6,70% (среднее 2,25%). При этом

максимальное его количество фиксируется в ангидритах галит-ангидритовой свиты (в среднем 2,40%).

Барит менее распространен, чем циркон, но все же присутствует в большинстве образцов нерастворимого остатка ангидритов. Количество барита варьирует от 0,60 до 28,39% и лишь в одном образце возрастает до 52,95%. Относительно повышенное содержание этого минерала отмечается в ангидритах галит-ангидритовой свиты (в среднем 14,50%).

Анатаз найден в небольших количествах в ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты (0,40—2,80%, в среднем 1%), тогда как в отложениях галит-ангидритовой свиты обнаружен только в одном образце.

Лейкоксен также обнаружен в некоторых образцах ангидритов карбонатно-ангидритовой свиты. Его содержание варьирует от 0,37 до 6,94%, в среднем 1,50%. В ангидритах галит-ангидритовой свиты он встречается только в одном образце в единичных зернах.

Гранат является редким минералом тяжелой фракции. Встречен в четырех образцах из карбонатно-ангидритовой свиты. Его содержание колеблется от 0,50 до 2,71% (среднее 1,10%).

Турмалин также относится к числу редких минералов, составляя от долей процента до 2,30% (в среднем 1,23%). Этот минерал в основном встречается в ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты (среднее 1,50%), тогда как в галит-ангидритовой свите найден только в одном образце в ничтожных количествах (0,30%).

Рутил и эпидот найдены в двух образцах из карбонатно-ангидритовой свиты. Содержание рутила составляет 0,41—0,83% (среднее 0,62%), эпидота 0,62—0,83% (среднее 0,72%).

Ставролит отмечен только в двух образцах. При этом максимальное его содержание отмечается в ангидритах галит-ангидритовой свиты (3,13%), а минимальное — в карбонатно-ангидритовой свите (0,60%).

Дистен встречен только в одном образце из карбонатно-ангидритовой свиты в ничтожных количествах (0,18%).

Как видим, наиболее разнообразны тяжелые минералы в нерастворимом остатке ангидритов карбонатно-ангидритовой свиты, где в большинстве случаев повышенным оказывается их содержание.

Минералы тяжелой фракции в нерастворимом остатке солей. Ангидрит — широко распространенный минерал нерастворимого остатка солей; его содержание варьирует от 2,34 до 96,85% (в среднем 45,18%). Максимальные количества ангидрита в нерастворимом остатке солей отмечаются в отложениях ангидрит-галитовой свиты. Здесь его насчитывается от 62 до 98% (в среднем 88,40%). В нерастворимом остатке солей галитовой свиты содержание ангидрита колеблется в более широких пределах — от 3,10 до 93%, но в среднем оно оказывается гораздо ниже (35,8%).

Магнезит после ангидрита наиболее распространенный минерал, но распределение его по разрезу, так же как ангидрита, неодинаковое. В солях галитовой свиты его содержание варьирует от 2,30 до 78,50%

(среднее 24,10%), тогда как в солях ангидрит-галитовой свиты оно гораздо ниже — 0,9—3,5% (среднее 2,5%).

Лимонит и гематит также широко распространены в тяжелой фракции нерастворимого остатка солей. Их содержание колеблется от 2,2 до 66,3% (в среднем 17,5%). Среднее содержание этих минералов в солях галитовой свиты составляет 22,8%, тогда как в солях ангидрит-галитовой свиты оно снижается до 4,8%.

Ильменит и магнетит присутствуют почти во всех проанализированных образцах. В солях галитовой свиты содержание этих минералов изменяется от 2,8 до 30,1% (в среднем равно 10,6%), в то время как в солях ангидрит-галитовой свиты оно не превышает 1,5% (среднее 1,0%).

Пирит также распространенный минерал тяжелой фракции нерастворимого остатка солей. Содержание его варьирует от 0,8 до 46,7% (среднее 15,2%). По разрезу формации он распределен неравномерно; максимальное его содержание отмечается в солях галитовой свиты (от 4,2 до 46,3%, в среднем 17,5%), а минимальное — в отложениях ангидрит-галитовой свиты (от 0,8 до 1,5%, в среднем 1,1%).

Барит менее распространенный минерал. Присутствует в незначительном количестве — от 0,5 до 4,0% (в среднем 2,2%). Максимальное его количество наблюдается в солях галитовой свиты (среднее 3,2%).

Лейкоксен и циркон постоянно присутствуют только в солях терригенно-галитовой свиты. Содержание лейкоксена изменяется от 1,1 до 3,2% (среднее 1,9%), а циркона — от 2,33 до 8,16% (среднее 5,1%). Сфен обнаружен в двух образцах из галитовой свиты в количествах от 0,75 до 1,27%.

Гранат и анатаз относятся к числу редких минералов тяжелой фракции. Они встречены в солях галитовой свиты. Содержание граната варьирует от 0,5 до 3,0% (среднее 1,7%), анатаза от 0,8 до 1,5% (среднее 1,05%).

Турмалин, рутил, биотит, апатит являются очень редкими минералами. Они обнаружены только в солях галитовой свиты. Содержание турмалина составляет 0,8—1,5% (среднее 1,1%), рутила 0,5—0,8% (среднее 0,65%), биотита 0,5—3,9% (среднее 2,5%), апатита 0,5—0,8% (среднее 0,65%). В составе тяжелой фракции в единичных зернах присутствуют также хлорит (среднее 1,05%) и глауконит (среднее 0,8%).

Таким образом, минералы тяжелой фракции нерастворимого остатка солей по разрезу распределены неодинаково. Наиболее богаты минералами тяжелой формации ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты и соли галитовой свиты, т. е. те части формации, которые накапливались на ранних и конечных этапах образования эвапоритовой толщи. В этих частях разреза отмечается максимальное содержание минералов легкой и тяжелой фракций. Кроме перечисленных минералов, в нерастворимом остатке пород в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта Л. И. Филатовой и

Д. Ишниязовым обнаружены такие минералы, как опал, ферримонтмориллонит, халцедон, халькопирит, флюорит, целестин, монацит, брукит, роговая обманка, tremолит, актинолит, цоизит и некоторые другие.

По наличию таких аутигенных минералов, как пирит, глауконит, барит, можно отметить, что палеогеохимическая обстановка накопления пород соляно-ангидритовой формации не оставалась постоянной. Воды бассейна на протяжении всего кимеридж-титонского времени оставались очень засоленными, но геохимическая обстановка осадконакопления изменилась от восстановительной до окислительной.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Химический состав пород

Многочисленные исследования, посвященные осадочным породам отдельных районов Советского Союза, свидетельствуют о большой ценности химических показателей, позволяющих судить о вещественном составе пород и оценивать окислительно-восстановительную обстановку отдельных стадий осадочного процесса, степень солености, относительные глубины древних водоемов и генезис осадочных пород (Л. А. Гуляева, 1953, 1954, 1955, 1956; Н. М. Страхов, 1947, 1948, 1954, 1955, 1962; Г. И. Теодорович, 1955, 1957; М. Г. Валяшко, 1943, 1949, 1952, 1956, 1961; К. Ф. Родионова, 1960 и др.). При геохимическом изучении пород освещаются те стороны осадочного процесса, которые остаются невыясненными петрографическим и минералогическим анализами. Геологические данные позволяют учесть количественные соотношения различных химических явлений, сопутствующих образованию и накоплению осадков.

Как показывают данные петрографического и химического изучения (табл. 7, 8, 9, 10), ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты заметно отличаются от ангидритов галит-ангидритовой свиты. В то же время существенных различий между солями, располагающимися в различных частях разреза формации, не наблюдается. Ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты обогащены в некоторой мере карбонатным материалом. Среднее содержание SO_3 в них колеблется от 40,37 до 58,64%. Количество CaO в ангидритах колеблется от 38,51 до 42,3% (табл. 7). Результаты химического, а также петрографического анализов показывают, что ангидриты из нижней части карбонатно-ангидритовой свиты, особенно на контакте с известняками келловея — оксфорда, обогащены кальцитом и доломитом, тогда как в верхней части они их, как правило, почти не содержат (рис. 22, 23, 24, 25). Количество CaSO_4 в кровле свиты изменяется от 97 до 99%, тогда как в подошве оно колеблется от 87,22 до 95,58%. В ангидритах описываемой свиты почти постоянно выявляется CO_2 . Естественно, что по количеству CO_2 можно судить о степени

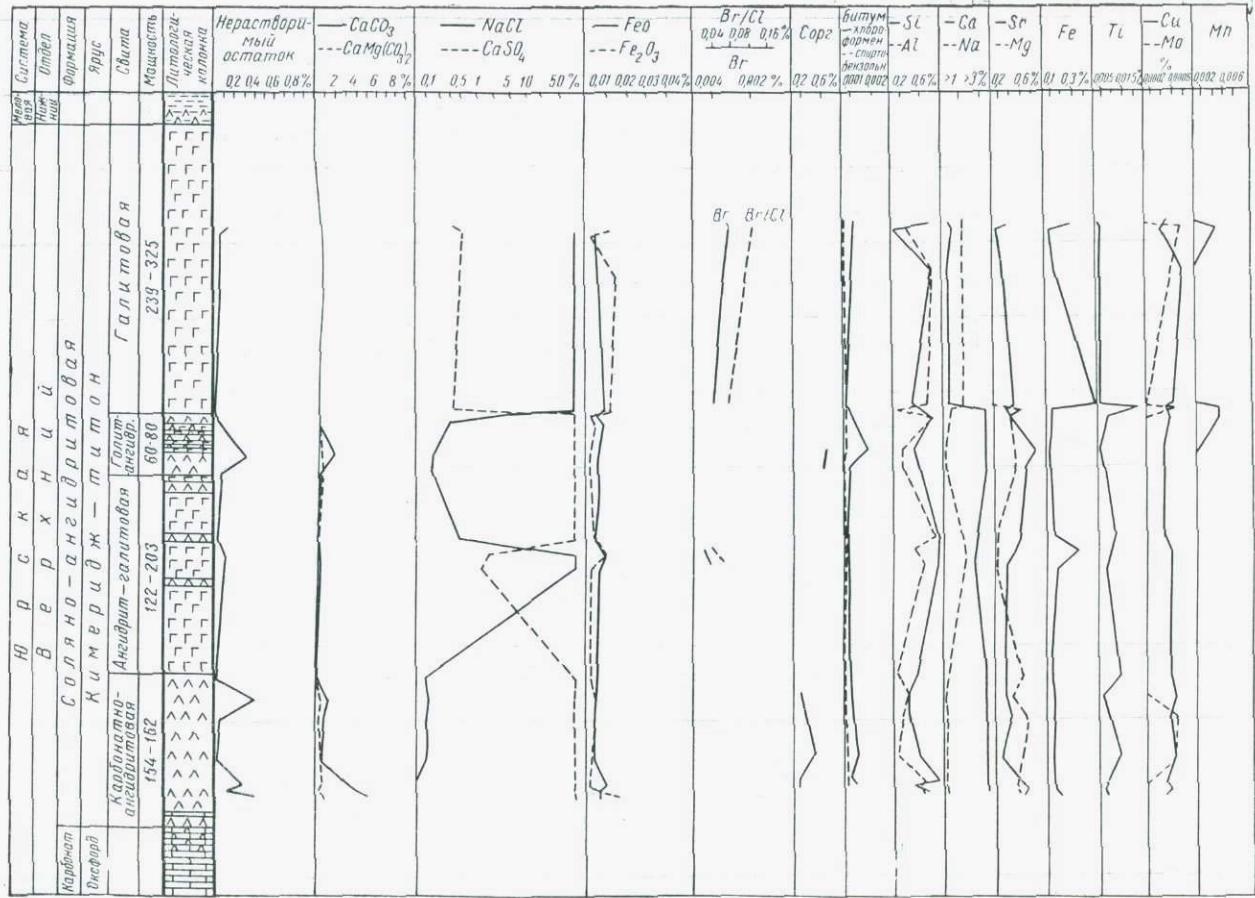


Рис. 22. Литолого-геохимический разрез соляно-ангидритовой формации верхней юры района Айзавата.
Условные обозначения см. на рис. 3.

Таблица 7

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Содер						бонатно-ангидритовой свиты, %						Расчетный минералогический состав						
				CaO	SO ₃	CO ₂	MgO	Na	K	жание компонентов						CaMg(CO ₃) ₂	CaSO ₄	NaCl	KCl			
										Cl	FeO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	H. O.	Σ	CaCO ₃						
4	Айзават	1	2812-2817	40,90	57,5	0,72	0,10	0,05	—	0,08	0,005	0,005	0,34	0,36	100,17	1,14	0,46	97,72	0,11	—		
5		2	3043-3046	40,95	57,80	0,46	0,075	0,04	—	0,07	0,005	0,005	0,28	0,05	99,74	0,68	0,34	98,26	0,11	—		
6			3108-3112	41,42	56,29	1,71	0,15	0,017	0,024	—	0,01	0,002	0,30	0,28	100,20	2,06	0,67	95,58	—	—		
7			3112-3115,9	41,66	55,25	2,48	0,10	0,02	—	—	0,007	0,008	0,21	0,13	99,87	5,16	0,45	93,78	—	—		
8			3115,9-3119,5	41,44	55,62	2,20	0,20	0,02	—	—	0,007	0,016	0,22	0,38	100,12	4,02	0,91	94,49	—	—		
12		4	3028-3030	41,00	58,60	—	—	0,04	0,012	0,05	0,005	0,005	0,37	—	100,08	—	—	99,00	0,1	—		
13			3109-3117,5	41,10	57,97	0,53	0,10	0,04	0,012	0,05	0,005	0,003	0,19	0,03	99,99	0,70	0,46	98,54	0,1	—		
23	Северный Ка- маш	1	2776,9-2777	41,40	56,12	1,76	0,10	0,05	—	0,08	0,007	0,003	0,38	0,10	100,01	3,50	0,46	95,42	0,13	—		
24			2812-2817	40,90	57,90	0,44	0,10	0,08	0,012	—	0,015	0,005	0,24	0,55	99,99	0,88	0,46	97,82	—	—		
25		2	2817-2819	40,95	57,87	0,48	0,09	0,1	0,03	Следы	0,005	0,016	0,50	0,16	100,20	0,66	0,41	98,01	—	—		
26		1	2819-2823	40,95	57,50	0,61	0,10	0,02	—	—	0,015	0,003	0,24	0,20	100,21	1,44	—	98,05	—	—		
27		2	2646-2649	41,23	57,87	0,62	—	0,04	—	—	0,0025	0,0027	0,25	0,20	100,21	—	—	98,89	0,073	—		
28			2770-2771,7	40,95	58,17	0,17	—	0,027	—	—	0,0025	0,008	0,24	0,67	100,26	0,39	—	98,95	0,07	—		
39		4	2908,4-2909	41,14	58,17	0,39	0,10	0,03	Следы	0,04	0,005	0,11	0,29	0,10	100,27	0,39	0,46	98,46	0,036	—		
70		6	2644-2647,7	41,10	57,32	0,92	—	0,007	0,001	—	0,04	0,005	0,15	0,16	99,71	2,09	96,93	0,018	—	—		
71			2647,7-2649	41,40	58,05	0,66	—	0,014	0,001	—	0,05	0,005	0,15	0,12	0,15	100,47	1,5	—	97,35	0,20	—	
72			2649-2650,9	41,10	57,50	0,79	—	0,014	—	—	0,04	0,012	0,16	0,16	99,88	1,79	—	99,11	0,20	—		
41	Култак	1	2745,7-2747	40,92	58,32	0,06	0,05	0,08	0,02	—	0,12	0,005	0,20	0,04	99,84	—	0,23	93,56	0,018	—		
74	Памук	3	2831-2834	42,30	55,05	2,95	—	0,007	—	Следы	0,04	0,005	0,15	0,12	0,28	100,75	6,71	—	98,15	—	—	
45		2	2740,8-2741	41,25	57,96	0,60	0,025	0,056	—	—	0,002	0,005	0,23	0,06	100,19	1,25	0,11	97,20	0,23	—		
79	Западный Майманак	1	2336-2340	41,10	58,45	0,13	—	0,06	—	—	0,13	0,005	0,05	0,35	0,29	100,42	1,75	0,46	99,38	0,15	—	
80			2345-2353	41,40	56,47	1,45	—	0,006	—	—	0,01	0,005	0,15	0,14	0,12	99,61	3,30	—	96,01	0,05	—	
81			2441-2451	41,46	56,70	1,45	—	0,014	—	—	0,06	0,005	0,15	0,07	0,13	99,90	3,30	—	96,16	0,035	—	
84		2	2140-2141	41,07	58,45	0,13	—	0,07	—	—	0,14	0,005	0,23	0,24	0,16	100,28	0,29	—	99,31	0,18	—	
85		2	2156-2159	41,12	57,90	0,44	—	0,014	—	—	0,03	0,010	0,10	0,44	0,13	100,06	1,0	—	98,46	0,035	—	
86			2184-2186,4	41,21	57,47	0,79	—	0,007	—	—	0,015	0,020	0,00	0,19	0,09	99,79	1,79	—	97,61	0,018	—	
87			2200-2210	40,80	57,62	0,40	—	0,014	—	—	0,07	0,012	0,13	0,49	0,17	99,59	0,91	—	97,81	0,035	—	
48	Ташлы	1	1431-1436	41,65	56,10	1,80	—	0,02	—	—	0,05	0,015	0,08	0,48	0,14	100,25	4,09	—	95,46	0,05	—	
49	Учкыр	21	1765,5-1769	40,80	55,90	1,68	0,35	0,04	0,05	—	0,06	0,022	0,02	0,12	0,57	99,61	2,18	1,51	94,83	0,10	—	
50			1781,6-1786,4	40,55	58,37	0,09	0,38	0,03	0,04	—	0,05	0,035	0,016	0,31	0,10	99,97	—	0,35	98,05	0,76	—	
51			1786,4-1789,9	40,97	58,20	0,14	—	0,02	—	—	0,022	0,01	0,33	0,20	99,89	0,32	—	89,03	—	—		
52			1786,4-1789,9	40,30	53,70	3,08	0,88	0,03	0,02	—	0,04	0,05	0,11	0,32	0,45	99,87	2,64	4,02	91,29	0,075	—	
53			1842,3-1845,7	41,27	36,83	4,96	3,10	0,03	—	Следы	0,09	0,15	0,11	0,32	0,45	99,87	2,64	18,63	14,18	63,35	0,076	—
59	Кимерек	2	1540-1543,8	40,72	58,02	0,20	0,09	0,05	—	—	0,06	0,022	0,009	0,40	0,41	100,03	0,11	0,32	98,27	0,11	—	
60			1553-1556	40,05	56,45	0,37	0,10	0,046	—	—	0,06	0,022	0,009	0,40	0,41	100,03	0,11	0,34	96,11	0,13	—	
62	Караулбазар	9	1241-1246	40,75	58,17	—	0,075	0,02	—	—	0,08	0,05	0,27	0,58	1,59	100,14	0,48	0,34	98,17	0,06	—	
63	Мамаджурга- ты	1	1277-1278	40,80	58,32	0,04	0,05	0,033	0,001	—	0,04	0,005	0,11	0,17	1,00	100,35	—	0,19	96,69	0,06	—	
64	Джаррак	1	1128-1131,6	41,01	58,57	—	—	0,034	0,001	—	0,04	0,005	0,05	0,78	100,16	—	0,08	98,88	0,07	—		
47	Шурасан	3	1452-1460	40,85	57,30	0,88	0,30	0,03	—	—	0,13	0,005	0,05	—	0,19	99,98	—	—	99,57	0,08	—	
75			1480-1480	38,51	50,75	2,33	—	0,03	0,005	—	0,09	0,02	0,33	0,40	0,42	100,33	0,57	1,33	97,41	0,07	—	
76		4	1370-1375	38,92	49,64	3,26	—	0,037	0,004	—	0,06	0,035	0,037	0,82	6,90	99,47	5,30	—	86,29	0,075	—	
77			1397,4-1398,6	40,84	57,69	0,35	—	0,005	—	—	0,08	0,028	0,057	0,71	6,55	100,29	7,41	—	84,40	0,10	—	
56	Денгизкуль	1	1453-1477	40,98	55,42	2,20	0,49	0,11	—	—	0,04	0,018	0,010	0,38	0,71	100,04	0,79	—	98,09	0,043	—	
57			1647,9-1652	41,45	55,70	2,11	—	0,18	—	—	0,12	0,022	0,009	0,25	0,53	100,17	2,73	2,10	94,00	0,23	—	
126			1623,5-1626,8	41,62	56,58	1,71	—	0,024	0,00	—	—	0,007	0,008	0,25	0,05	99,80	4,80	—	95,51	—	—	
131		2	2308,7-2310,5	41,04	56,47	1,22	—	0,013	0,00	—	0,04	0,00	0,11	0,07	0,17	100,22	3,89	—	95,84	0,61	—	
132			2310,5-2313	41,16	55,99	1,73	—	0,019	0,001	—	0,023	0,01	0,22	0,16	0,77	99,72	3,77	—	95,86	0,033	—	
133			2313-2315,8	40,94	56,35	1,20	—	0,011	0,00	—	0,07	0,01	0,22	0,24	0,80	100,04	3,93	—	94,58	0,05	0,003	

№ обр.	Площадь	№ сруб.	Интервал, м	Содержание компонентов					
				CaO	SO ₃	CO ₂	MgO	Na	K
134									
97	Адамташ	15	2315,8—2319,2	42,30	52,98	4,43	—	0,004	0,016
98			1920—1923,8	40,80	53,50	2,63	—	0,052	0,004
99			1923,8—1926,9	41,12	55,62	1,72	—	0,044	—
100			1926,9—1930	40,89	57,25	0,70	—	0,014	—
101			1948,9—1949	41,16	56,96	1,01	—	0,029	—
102			1977—1981	41,12	57,55	0,66	—	0,014	0,001
103			1990—1993	40,97	57,00	0,84	—	0,014	—
104			1920,5—1922,5	40,88	58,35	—	—	0,007	—
105			2035—2040	41,16	57,98	0,07	—	0,007	0,008
106			2058—2060	41,18	56,35	0,31	—	0,007	—
107	Адамташ	15	2093,6—2098,4	41,30	57,32	0,92	—	0,014	—
108			2098,4—2104	41,72	54,30	0,77	—	0,017	—
109			2104—2111	41,44	56,87	1,30	—	0,014	—
65			2111—2118	41,90	54,68	2,86	—	0,02	—
110			2341—2344,1	40,95	58,17	0,31	—	0,04	—
111			2319,9—2322,4	41,61	56,95	1,36	—	0,07	—
112			2322—2325,4	40,95	57,00	0,75	—	0,07	—
113			2325,4—2328,4	41,16	56,80	1,06	—	0,07	—
114			2328,4—2334,2	41,72	55,08	2,46	—	0,07	—
115			2331—2334	41,56	55,68	2,02	—	0,07	0,10
116	Зекры	8	2334—2338	41,25	57,86	0,57	—	0,07	0,2
117			2336—2339,4	41,16	57,20	0,75	—	0,07	—
118			2339,4—2341,7	41,16	57,52	0,70	—	0,07	0,1
119			2344—2354	41,59	56,20	1,76	—	0,07	—
120			2298—2302	41,16	57,24	0,84	—	0,014	0,2
121			2302—2304	42,04	53,75	3,47	—	0,06	0,016
122			2304—2306	41,72	55,42	2,42	—	0,004	0,00
123			2340—2342	41,10	51,31	0,92	—	0,004	0,00
61	Кемачи	1	2375,8—2378	41,16	57,23	1,01	—	0,004	0,00
58			2328—2334,4	41,00	57,75	0,57	—	0,10	—
163			2590,8—2594,	41,15	58,65	0,13	—	0,036	—
164			2491—2497	40,16	40,37	9,17	—	0,14	0,01
165			2503—2505,9	39,52	56,44	0,00	—	0,15	0,006
166			2505—2507	41,00	58,64	0,00	—	0,014	0,00
167			2507,9—2511,9	40,88	58,52	0,00	—	0,014	0,00
168			2529—2535,8	41,32	57,12	1,30	—	0,017	0,00
169			2533—2539	41,16	57,00	1,17	—	0,008	0,00
170			2542—2544,3	41,16	57,03	1,13	—	0,021	0,00
171	Уртабулак	12	253,9—2555	41,32	57,50	0,86	—	0,009	0,00
172			2559—2562	40,88	57,69	0,44	—	0,006	—
173			2564—2567	41,72	54,69	4,55	—	0,015	—
174			2570—2575	40,88	57,97	0,36	—	0,006	—
175			2590—2596,6	41,16	58,14	0,42	—	0,001	—
176			2373,8—2377	41,72	54,87	2,60	—	0,007	—
177			2377—2380,7	41,16	53,74	2,78	—	0,022	0,001
178			2380—2384	40,88	57,49	0,55	—	0,015	0,001
179			2384,4—2389,3	41,00	57,59	0,66	—	0,015	0,001
180	Карактай	5	930,5—940,6	40,32	57,69	0,04	—	0,003	—
181			956—961	40,88	57,74	0,36	—	0,006	0,001
182			3624—3627	41,72	55,80	2,32	—	0,052	0,001
183			3647—3650	41,16	57,06	0,74	—	0,029	0,001
184			3377—3379	40,88	57,80	0,09	—	0,007	0,003

Расчетный минералогический состав										
Cl	FeO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	H. O.	Σ	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	CaSO ₄	NaCl	KCl
0,007	0,01	0,022	0,21	0,81	100,46	9,39	—	98,92	0,01	0,003
0,09	0,070	0,015	0,78	2,38	100,31	5,98	—	90,91	0,13	0,008
0,07	0,028	0,012	0,33	0,84	99,85	3,91	—	94,50	0,11	—
0,05	0,01	0,00	0,30	0,28	99,49	1,59	—	97,20	0,035	—
0,10	0,02	0,012	0,20	0,26	99,75	2,29	—	96,81	0,075	0,001
0,04	0,012	0,013	0,17	0,16	99,74	1,50	—	97,78	0,035	—
0,07	0,025	0,010	0,13	0,37	99,43	4,91	—	96,85	0,035	0,001
0,06	0,012	0,023	0,28	0,57	99,77	—	—	99,20	0,018	—
0,007	0,010	0,0026	0,10	0,20	100,10	1,29	—	98,17	0,018	0,0015
0,04	0,010	0,018	0,17	0,21	100,29	0,70	—	99,02	0,018	—
0,05	0,010	0,018	0,15	0,23	100,00	2,09	—	97,42	0,035	—
0,08	0,020	0,015	0,34	0,25	99,91	6,30	—	92,66	0,035	—
0,04	0,010	0,011	0,15	0,15	99,88	2,95	—	96,59	0,035	—
0,05	0,010	0,016	0,23	0,14	99,90	6,50	—	92,88	0,051	—
0,04	0,007	0,003	0,12	0,06	99,84	0,32	—	98,57	0,08	—
0,02	0,025	0,016	0,20	0,12	100,30	3,09	—	96,83	0,018	—
0,05	0,018	0,011	0,28	0,06	99,12	1,70	—	96,91	0,018	0,062
0,03	0,028	0,007	0,11	0,23	99,43	2,41	—	93,65	0,018	—
0,02	0,020	0,038	0,22	0,16	99,72	5,59	—	94,57	0,018	0,019
0,10	0,018	0,015	0,03	0,22	99,74	4,59	—	98,39	0,018	0,38
0,2	0,028	0,022	0,12	0,20	100,45	1,29	—	97,41	0,018	—
0,04	0,035	0,014	0,47	0,15	99,52	4,70	—	97,76	0,018	0,19
0,12	0,020	0,013	0,20	0,16	99,99	1,50	—	97,32	0,38	—
0,02	0,012	0,025	0,15	0,18	99,93	4,00	0,018	95,55	—	—
0,2	0,012	0,017	0,11	0,47	99,96	1,91	0,035	91,32	0,002	—
0,014	0,00	0,033	0,24	0,36	99,90	7,89	0,015	90,15	—	—
0,01	0,01	0,011	0,16	0,66	100,44	5,50	0,01	93,80	—	—
0,035	0,00	0,022	0,19	0,17	99,74	2,09	0,011	96,43	—	—
0,028	0,00	0,022	0,16	0,40	100,04	2,20	0,011	96,83	—	—
0,04	0,005	0,005	0,18	0,13	99,82	0,79	0,05	98,17	—	0,46
0,05	0,007	0,008	0,23	0,04	100,25	0,04	0,09	99,71	—	0,23
0,23	0,14	0,011	0,29	8,48	98,97	20,78	0,35	68,64	0,02	—
0,32	0,06	0,044	0,87	2,65	100,02	—	0,39	95,95	0,01	—
0,023	0,00	0,022	0,10	0,11	99,90	—	0,035	98,53	—	—
0,049	0,01	0,022	0,27	0,20	99,96	—	0,035	99,24	—	—
0,049	0,00	0,033	0,08	0,13	100,05	2,95	0,04	96,30	—	—
0,035	0,00	0,033	0,18	0,11	99,68	2,66	0,02	96,30	—	—
0,028	0,00	0,035	0,16	0,13	99,69	2,56	0,053	96,45	—	—
0,014	0,00	0,022	0,01	0,45	99,87	1,95	0,022	97,66	—	—
0,01	0,018	0,004	0,02	0,33	99,39	4,0	0,015	97,88	—	—
0,05	0,012	0,006	0,21	0,37	98,65	10,34	0,038	87,22	—	—
0,01	0,012	0,008	0,05	0,39	99,62	0,82	0,015	98,12	—	—
0,001	0,012	0,008	0,08	0,38	100,20	0,95	0,017	98,63	—	—
0,04	0,012	0,017	0,13	0,22	99,63	5,91	0,017	93,24	—	—
0,04	0,032	0,008	0,57	1,19	99,53	6,32	0,056	91,32	0,001	—
0,03	0,018	0,011	0,13	0,10	98,23	1,25	0,038	97,54	0,006	—
0,03	0,032	0,014	0,15	0,15	99,63	1,50	0,038	97,56	0,003	—
0,03	0,028	0,007	0,02	0,15	98,30	0,09	0,007	97,76	—	—
0,05	0,018	0,015	0,08	0,29	99,44	0,81	0,015	98,15	—	—
0,11	0,010	0,011	0,13	0,14	100,28	5,27	0,13	94,32	0,001	—
0,07	0,010	0,011	0,02	0,43	99,28	1,68	0,07	97,65	0,001	

Таблица 8

Химический состав ангидритов

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Содержание					
				CaO	SO ₃	CO ₂	MgO	Na	K
1	Айзават	1	2691—2694,7	40,82	58,30	—	0,05	0,11	0,047
2			2784—2726	40,93	57,50	0,79	0,10	0,07	0,096
3			2750—2757,4	40,95	58,07	0,28	0,095	0,07	0,052
66		4	2811—2817	40,30	55,82	1,03	0,11	1,10	0,004
18	Северный Камапи	1	2526—2530	40,10	58,77	—	1,66	0,40	Нет
19			2540—2546	40,55	57,02	0,80	0,45	0,18	0,011
20			2696—2599,6	40,70	57,62	0,39	0,10	0,10	0,023
21			2601—2603,1	40,21	58,72	—	0,60	0,09	—
30		4	2646—2648	40,96	57,55	0,44	Следы	0,07	—
67		1	2540—2546	40,88	58,10	0,30	0,075	0,47	Следы
43	Култак	4	2699,5—2702	41,00	58,55	—	—	0,04	—
73		1	2489—2492	41,40	58,70	0,04	—	0,07	0,001
44	Памук		2611—2612	41,10	58,60	0,044	0,025	0,08	Следы
82	Западный Майманак	2	2022—2027,5	40,98	58,52	0,04	—	0,005	—
83			2033—2038,5	41,40	58,57	0,04	—	0,006	—
124	Денгизкуль	1	2360—2364	41,90	55,00	2,84	—	0,004	0,00
54			2332—2334	40,47	57,25	0,50	0,25	0,55	Следы
130		2	2158—2164,7	38,85	52,43	1,76	—	2,58	0,003
170	Уртабулак	13	2301—2306	40,60	57,69	0,01	—	0,052	0,001
176			2306—2310	40,72	58,28	—	—	0,066	0,002
177			2310—2313	40,60	57,97	0,01	—	0,096	0,001

галлит-ангидритовой свиты, %

	компонентов						расчетный минералогический состав				
	Cl	FeO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	H.O.	Σ	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	CaSO ₄	NaCl	KCl
0,18	0,01	0,005	0,45	0,04	100,01	—	—	98,94	0,28	—	—
0,09	0,007	0,003	0,16	0,32	100,05	1,45	0,32	97,21	0,16	—	—
0,09	0,007	0,003	0,22	0,07	99,90	0,27	0,34	98,66	0,15	—	—
1,64	0,005	0,003	0,12	0,04	100,19	1,84	0,46	94,96	2,73	—	—
Нет	0,007	0,008	0,60	0,01	99,90	—	—	93,71	—	—	—
0,26	0,005	0,003	0,56	0,10	99,94	—	2,06	96,41	0,44	—	—
0,13	0,007	0,003	0,80	0,12	99,90	0,39	0,46	97,94	0,23	—	—
—	0,005	0,003	0,32	0,26	100,20	—	—	97,59	—	—	—
0,09	0,005	0,003	0,41	0,14	99,58	1,00	—	97,85	0,16	—	—
0,26	0,005	0,003	0,35	0,02	100,22	0,43	0,23	98,27	0,43	—	—
0,07	0,025	0,003	0,24	0,02	100,02	—	—	99,55	0,41	—	—
0,16	0,005	0,015	0,33	0,23	100,65	0,09	—	99,66	0,018	—	—
0,12	0,0025	0,005	0,13	0,02	100,44	0,40	—	99,64	0,20	—	—
0,05	0,012	0,008	0,30	0,25	100,46	0,09	—	99,36	0,013	—	—
0,05	0,010	0,015	0,30	0,17	100,25	0,09	—	99,65	0,015	—	—
0,015	0,000	0,011	0,10	0,16	99,99	6,39	—	93,02	0,011	—	—
0,88	0,005	0,003	0,30	0,03	100,26	—	1,18	97,36	1,40	—	—
4,05	0,00	0,022	0,38	0,19	100,26	4,00	—	88,87	6,56	0,005	—
0,15	0,010	0,002	0,14	0,50	99,45	0,023	—	98,09	0,13	0,003	—
0,47	0,010	0,008	0,17	0,17	99,59	—	98,85	0,16	0,004	—	—
0,48	0,012	0,008	0,07	0,19	99,43	0,023	98,53	0,23	0,003	—	—

Таблица 9

Химический состав пород ангидрит-галитовой

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Содержание					
					Na	K	Cl	CaO	SO ₃	CO ₂
15	Айзават	5	2903—2917	Ангидрит	0,21	—	—	40,90	58,42	
16			2903—2917	Соль	38,22	0,28	59,35	0,74	1,06	0,04
17			2927—2934		38,22	0,26	59,70	0,55	0,78	0,08
69	Северный Камаш	1	2660,7—2662,6		38,60	0,22	59,76	0,34	0,47	0,00
22			2662,6—2670		38,42	0,27	59,60	0,49	0,70	0,04
31		4	2712—2720		38,58	0,30	59,90	0,40	0,51	0,03
32			2731—2740		38,45	0,28	59,67	0,26	0,35	0,09
33			2841—2844		38,67	0,28	59,88	0,47	0,67	0,05
34			Слой II	Ангидрит	3,50	0,04	5,44	37,35	52,75	0,37
35			» III	Соль	38,62	0,29	59,85	0,32	0,45	0,13
36			» IV		30,20	0,26	47,01	8,91	12,78	0,16
37			» V		36,35	0,29	56,40	2,86	4,12	0,11
38			» VI	Ангидрит	0,54	0,03	0,80	40,16	57,32	—
90	Адамташ	2	1321—1331	Соль	39,02	0,005	60,21	0,25	0,36	0,04
91			1331—1337		37,38	0,007	57,83	1,77	2,51	0,03
92			1337—1342		38,45	0,009	58,85	0,95	1,54	0,00
93			1342—1347		37,86	0,007	58,50	1,33	2,06	—
94			1347—1349		38,64	0,008	59,75	0,42	0,29	0,18
95			1350—1357		37,69	0,008	58,21	1,59	2,28	0,00
96			1357—1364		37,89	0,005	58,52	0,97	1,31	0,11
78	Западный Майманак	1	2330—2336		33,67	0,007	52,20	5,39	8,04	0,04
55	Денгизкуль	1	2453—2477		38,60	0,29	59,95	0,33	0,46	0,05
125			2548—2556		38,86	0,004	59,95	0,34	0,37	0,08
146	Уртабулак	12	2370—2377		35,85	0,005	55,36	3,50	4,54	0,25
147			2377—2382,8		38,02	0,005	59,00	0,98	1,21	0,10
148	Уртабулак	12	2382,8—2388,8	Соль	37,76	0,006	58,37	1,54	2,07	0,08
149			2388,8—2395		35,26	0,005	54,38	4,08	5,87	0,00
150			2401—2407		38,30	0,006	59,06	0,91	1,20	0,06
151			2413—2418		38,85	0,062	59,91	0,32	0,46	0,00
152			2418—2425		39,00	0,004	60,21	0,15	0,20	0,00
153			2431—2437		37,74	0,005	58,23	1,67	2,40	0,00
154			2431—2437	Ангидрит	0,16	0,001	0,30	41,1	58,01	0,47
155			2443—2449	Соль	35,01	0,004	53,98	4,71	6,31	0,14
156			2449—2456		35,05	0,005	54,10	4,48	6,08	0,14
156a			2449—2456		38,75	0,005	59,80	0,50	0,65	0,04
158			2460—2463		37,76	0,007	58,27	1,74	2,22	0,14
159			2469—2475		36,82	0,008	57,14	2,57	3,77	0,22
160			2475—2481		37,29	0,004	57,60	2,20	2,84	0,22
160a			2475—2481		39,05	0,004	60,21	0,30	0,45	0,00
161			2481—2487		34,68	0,006	53,70	4,57	6,44	0,09
162			2487—2491		38,50	0,005	59,43	0,68	0,81	0,07

свиты (солянокислая вытяжка), %

компонентов						Расчетный минералогический состав				
MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	H. O.	Σ	NaCl	KCl	CaSO ₄	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
0,16	0,005	0,005	0,37	0,03	99,05	97,15	0,35	98,27	—	—
0,10	0,010	0,011	0,13	0,10	100,10	98,06	0,42	1,80	—	—
0,07	0,007	0,003	0,011	0,08	100,06	97,86	0,37	1,33	—	—
0,025	0,007	0,005	0,17	0,04	99,96	98,12	0,38	0,81	—	—
0,07	0,007	0,003	0,19	0,02	99,83	97,66	0,38	1,19	—	—
0,07	0,005	0,011	0,16	0,01	99,95	98,06	0,42	0,91	—	—
0,15	0,007	0,016	0,39	0,17	99,64	97,48	0,26	0,61	—	—
Следы	0,007	0,008	0,11	—	100,09	98,30	0,53	1,14	—	—
0,05	0,007	0,008	0,37	0,09	99,98	98,89	—	89,71	0,59	0,23
0,25	0,010	0,022	0,47	0,17	99,92	92,98	0,51	0,77	—	—
0,10	0,022	0,020	0,25	0,52	100,07	76,76	0,32	21,69	—	—
0,05	0,015	0,016	0,10	0,08	100,08	92,40	0,47	6,98	—	—
0,05	0,015	0,016	0,40	0,44	99,76	1,37	—	97,48	—	—
Следы	Следы	0,32	0,11	99,93	99,18	0,013	0,61	0,009	—	—
0,10	0,007	0,008	0,26	0,19	99,81	95,02	0,013	4,26	0,07	—
0,00	—	Следы	0,18	0,05	99,84	96,97	0,017	2,61	—	—
0,00	0,003	0,005	0,52	0,08	99,85	96,23	0,014	3,50	—	—
0,08	—	—	0,43	0,29	99,65	98,22	0,015	0,49	0,40	—
0,00	Следы	Следы	0,38	0,16	99,93	95,80	0,015	3,87	—	—
0,00	»	»	0,27	0,78	99,58	96,31	0,010	2,23	0,25	—
0,00	0,005	0,007	0,49	0,49	99,53	85,58	0,014	13,67	0,09	—
0,40	0,002	0,003	0,25	0,04	99,98	98,12	0,37	0,79	—	—
0,00	0,002	0,004	0,37	0,77	99,77	98,76	0,007	0,03	0,17	—
0,00	Следы	Следы	0,50	0,35	99,85	91,12	0,009	7,72	0,57	—
0,21	0,005	0,007	0,47	0,26	99,78	96,64	0,009	2,05	0,22	—
0,00	0,001	0,002	0,21	0,15	99,97	95,97	0,009	3,52	0,18	—
0,00	0,001	0,001	0,19	0,35	99,94	89,62	0,010	0,98	—	—
0,00	Следы	Следы	0,42	0,28	99,81	97,35	0,011	2,04	0,13	—
0,00	0,002	0,003	0,37	0,27	99,81	98,75	0,011	0,78	—	—
0,00	Следы	Следы	0,24	0,22	99,78	99,13	0,007	0,34	—	—
0,00	0,001	0,003	0,17	0,19	100,23	95,94	0,008	4,05	—	—
0,00	0,00	0,022	0,09	0,09	100,26	0,41	0,003	98,32	1,07	—
0,00	0,005	0,003	0,14	0,17	100,32	88,89	0,008	10,73	0,32	—
0,00	Следы	Следы	0,80	0,21	100,06	89,09	0,009	10,33	0,32	—
0,00	0,002	0,001	0,45	0,12	99,86	98,49	0,009	1,10	0,09	—
0,00	0,008	0,007	0,43	0,20	100,33	95,98	0,013	1,16	—	—
0,10	0,008	0,01	0,18	0,30	100,42	93,59	0,015	3,77	0,32	—
0,05	Следы	Следы	0,15	0,11	100,31	94,78	0,008	4,56	0,50	—
0,00	0,002	0,001	0,26	0,14	100,15	99,26	0,007	4,82	0,45	—
0,05	Следы	Следы	0,39	0,20	99,73	88,15	0,011	8,76	—	—
0,05	0,010	0,008	0,86	0,22	97,90	97,87	0,009	10,95	0,11	—
					0,137			0,16	—	—

Таблица 10

Химический состав пород терригенно-

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Содержание					
					Na	K	Cl	CaO	SO ₃	CO ₂
9	Айзуват	3	2500—2506	Соль	38,85	0,27	60,35	0,17	0,24	0,06
68			2506—2510		38,58	0,37	58,90	0,23	0,35	0,05
10		4	2811—2817,7		38,85	0,27	60,35	0,15	0,22	0,01
11			2811—2817		0,44	Следы	0,53	40,66	58,08	—
14		5	2617—2624		38,95	0,29	60,35	0,10	0,14	0,08
29		4	2466—2489		38,95	0,35	60,35	0,20	0,28	0,06
40		5	2402—2407		38,95	0,32	60,35	0,14	0,17	0,02
42		3	2511—2522		38,58	0,30	59,90	0,21	0,29	0,03
88		2	1178—1189		37,96	0,007	59,00	1,17	1,45	0,09
88a			1178—1189		37,35	0,008	57,78	1,70	2,27	0,13
89	Денгизкуль		1189—1202		38,12	0,006	58,83	1,14	1,66	0,00
127		2	1847—1852		38,22	0,008	59,00	0,81	1,01	0,09
128			1854—1866,8		38,90	0,012	60,10	0,37	0,53	0,00
129			2019—2031		37,98	0,09	58,77	0,98	1,14	0,05
129a			2019—2031		38,76	0,042	60,00	0,38	0,49	0,06
136			2016—2022		38,50	0,04	59,47	0,72	1,04	0,04
137		12	2022—2028		38,25	0,059	59,36	0,83	0,63	0,30
138			2028—2034		38,15	0,064	59,38	0,31	0,37	0,04
139			2034—2040,5		38,32	0,066	59,54	0,45	0,65	0,00
140			2040,5—2046,5		38,50	0,021	59,75	0,45	0,57	0,00
141			2046—2052,8		38,79	0,054	59,87	0,30	0,40	0,00
142			2052,8—2071		38,42	0,008	50,20	0,83	1,45	0,06
143			2191—2197		36,52	0,004	56,35	2,81	3,70	0,20
144			2280—2274		37,92	0,008	58,73	1,21	1,50	0,12
145			2274—2279,7		37,53	0,008	57,90	1,90	2,26	0,26

обогащенности ангидритов кальцитом и доломитом. Примесь карбонатного материала в нижней части свиты колеблется от 3,08 до 14,9%, тогда как в верхней оно ниже. Содержание карбонатов колеблется от 0 до 5—6% (среднее 1,55—3,47%), но в районах Учкыра и Уртабулака оно иногда доходит до 20,78—32,8%.

Среди карбонатов явно преобладает кальцит, его содержание в среднем колеблется от 0 до 5,39%, но в ряде образцов возрастает до 6,71—20,78%. В меньшем количестве содержится доломит, а число примеров, когда его содержание оказывается повышенным, единично (обр. 53, Учкыр, табл. 7).

Примесь доломита в ангидритах незначительная (0,34—0,91%), среднее значение варьирует от 0,12 (Култак) до 0,60 (Айзуват). В районах Шурасана, Денгизкуля и Учкыра CaMg(CO₃)₂ содержится в количестве 0,35—2,10%, в отдельных случаях в количестве 4,02—14,18% (табл. 7, обр. 52, 53), среднее содержание 0,3—4,01%.

галитовой свиты (соляноокислая вытяжка), %

компонентов							расчетный минералогический состав				
MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	H.O.	Σ	NaCl	KCl	KClMgCl ₂ · 6H ₂ O	CaSO ₄	CaCO ₃	
0,05	0,01	0,013	0,13	0,11	100,18	98,81	0,36	0,58	0,41	—	
0,05	0,005	0,003	0,15	0,05	99,69	98,07	0,62	—	0,58	—	
0,05	0,01	0,013	0,18	—	100,09	98,81	0,36	0,58	0,37	—	
—	0,005	0,003	0,25	0,01	99,98	0,97	—	—	98,74	—	
0,05	0,007	0,016	0,15	0,06	100,11	99,00	0,47	—	0,24	—	
Следы	0,005	0,005	0,07	—	100,14	98,95	0,67	—	0,48	—	
—	0,007	0,003	0,5	0,01	99,95	99,01	0,61	—	0,31	—	
0,05	0,02	0,002	0,13	0,25	99,73	98,06	0,48	—	0,50	—	
0,00	0,003	0,010	0,18	0,15	99,82	96,49	0,014	—	2,46	0,20	
0,00	Следы	Следы	0,20	0,22	99,45	94,96	0,015	—	3,85	0,29	
Следы	»	»	0,34	0,23	99,98	96,89	0,012	—	2,82	—	
0,02	0,005	0,005	0,45	0,70	99,85	97,15	0,015	—	1,71	0,20	
0,07	0,002	0,008	0,30	0,22	100,20	98,88	0,023	—	0,37	—	
0,08	Следы	0,010	0,09	1,19	100,19	96,54	0,17	—	1,94	0,11	
0,07	—	—	0,26	0,16	99,96	98,52	0,08	—	0,83	0,13	
—	—	—	0,17	0,11	99,92	97,87	0,08	—	1,76	—	
0,16	Следы	Следы	0,45	0,56	100,15	97,22	0,11	—	1,07	0,62	
0,27	0,002	0,003	0,23	0,68	99,26	96,97	0,12	—	0,63	0,09	
0,10	Следы	Следы	0,40	0,23	99,51	97,40	0,12	—	1,10	—	
0,10	0,001	0,002	0,17	0,23	99,64	97,82	0,04	—	0,97	—	
0,00	0,003	0,005	0,20	0,12	99,53	98,60	0,10	—	0,68	—	
0,24	Следы	Следы	0,19	0,29	100,16	96,89	0,015	—	1,95	0,43	
0,00	0,007	0,008	0,38	0,35	99,93	92,83	0,007	—	0,21	0,45	
0,16	0,005	0,008	0,24	0,55	100,19	96,39	0,015	—	2,55	0,28	
0,00	Следы	Следы	0,12	0,39	100,24	95,39	0,015	—	3,84	0,59	

Как показывают результаты анализа, содержание NaCl в ангидритах в целом очень невысокое; оно колеблется от 0 до 0,76% (среднее 0,035—0,12%), причем снизу вверх оно увеличивается.

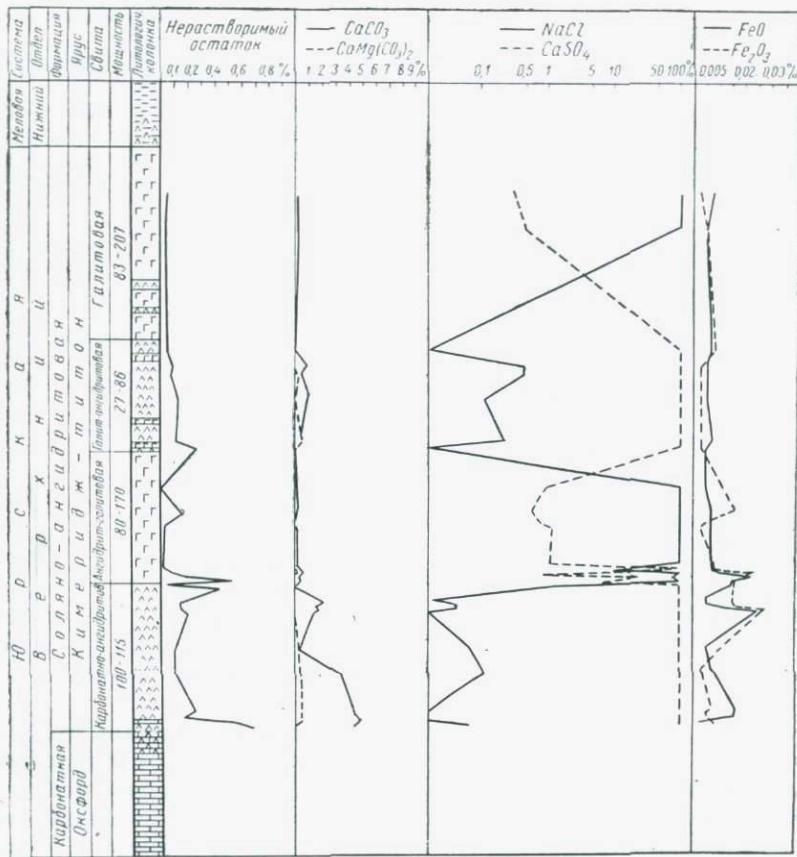
Таким образом, низы карбонатно-ангидритовой свиты несколько обогащены карбонатами, а верхи — солями. Об этом же свидетельствуют и постепенные переходы между известняками карбонатной формации келловея — оксфорда и внутри свит соляно-ангидритовой формации.

Выявленная картина распределения сульфатов и хлоридов в разрезе формации свидетельствует о неуклонном нарастании солености вод бассейна в процессе его существования.

Химико-минералогический состав ангидрита из верхней части карбонатно-ангидритовой свиты следующий (в %): FeO + Fe₂O₃ — 0,028; CaCO₃ — 0,29; CaSO₄ — 99,38; CaMg(CO₃)₂ и NaCl — 0,15, тогда как в нижней содержится FeO + Fe₂O₃ — 0,02, CaCO₃ — 4,88; CaMg(CO₃)₂ — 0,46; CaSO₄ — 94,57; NaCl — 0.

Средний химико-минералогический состав ангидритов карбонатно-ангидритовой свиты, по данным семи анализов (табл. 8, 9, обр. 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13), следующий (в %): $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,012$; $\text{CaCO}_3 = 2,11$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = 0,47$; $\text{CaSO}_4 = 96,65$; $\text{NaCl} = 0,06$.

Ангидриты галит-ангидритовой свиты содержат меньше примесей по сравнению с ангидритами карбонатно-ангидритовой свиты. Здесь



содержание нерастворимого (в 10%-ной HCl) остатка составляет в среднем 0,12—0,29%. Содержание SO_3 изменяется в узких пределах (от 52,43 до 58,77%). Содержание CaO варьирует от 38,85 до 41,9% (табл. 8), причем почти весь CaO увязывается в молекулу ангидрита. При пересчетах оказывается, что количество ангидрита колеблется от 93,02 до 99,65% (среднее 97,44% — Айзуват, 99,60% — Култак), а на Денгизкуле оно варьирует от 88,87 до 97,36% (среднее 93,08%). Примесь CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ в ангидритах изменяется от 0 до 6,39% (в среднем 0,045% — Култак, 1,7% — Айзуват). Содержание CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ наиболее повышено в Денгизкуле (до 4—6% — среднее

3,85%), причем самое высокое содержание карбонатов приурочено к нижней части свиты.

Ангидриты рассматриваемой свиты в районах Култака, Памука, Западного Майманака, Уртабулака содержат ничтожное количество CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, но зато в них постоянно фиксируется NaCl в количестве 0,01—2,73%. В Денгизкуле содержание NaCl в



Рис. 23. Лито-
лого-геохими-
ческий разрез
соляно-ангид-
ритовой фор-
мации верхней
юры района
Северного Ка-
маши.
Условные обозна-
чения см. на
рис. 3.

ангидритах в отдельных случаях возрастает до 6,56% (среднее 2,66%). Среднее содержание NaCl в ангидритах галит-ангидритовой свиты для всего Бешкентского прогиба изменяется от 0,014 (Западный Майманак) до 0,83% (Айзуват). Содержание NaCl от подошвы свиты к ее кровле увеличивается, а CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ уменьшается.

По данным химических анализов (табл. 8, обр. 1, 2, 3, 66), средний химико-минералогический состав ангидрита следующий (в %): $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,015$, $\text{CaSO}_4 = 97,44$, $\text{CaCO}_3 = 0,89$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = 0,28$, $\text{NaCl} = 0,83$, на площади Култак $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,013$, $\text{CaSO}_4 = 99,60$, $\text{CaCO}_3 = 0,045$, $\text{NaCl} = 0,06$.

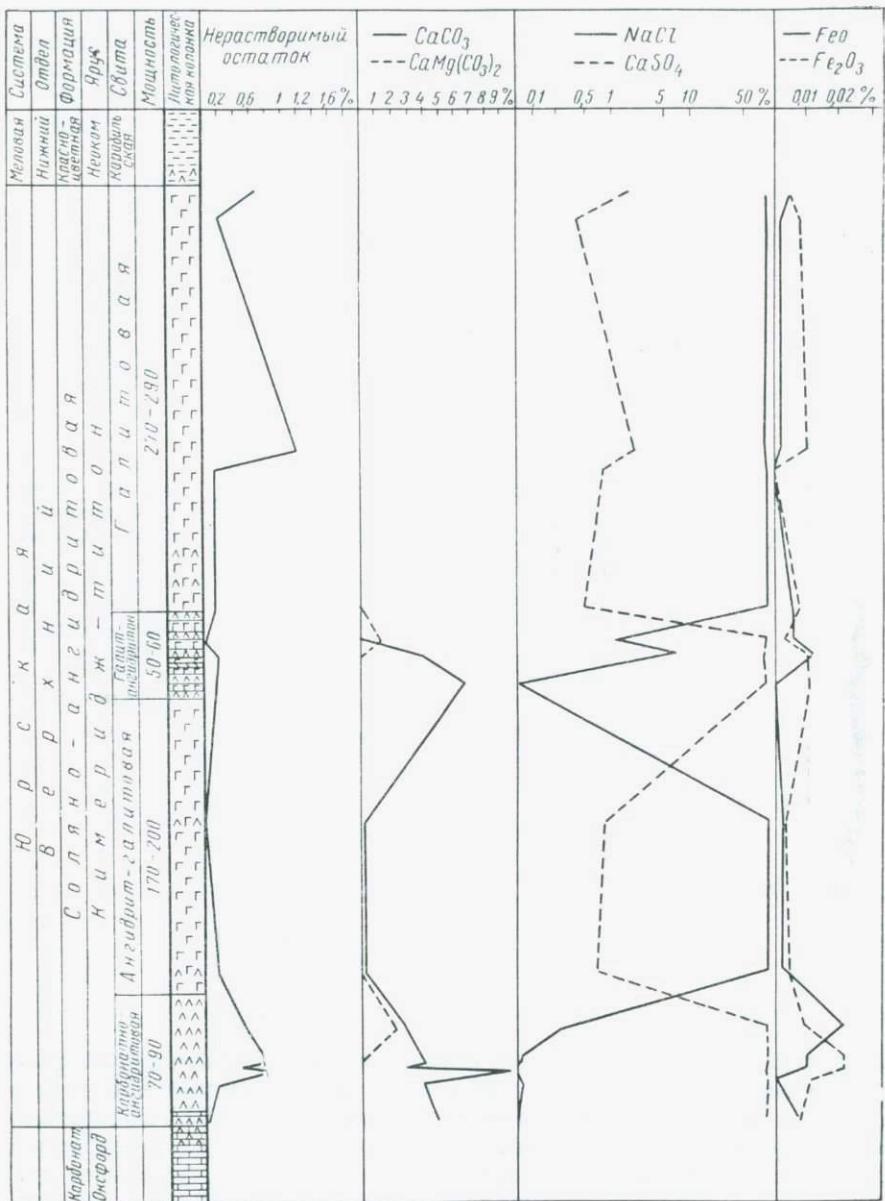
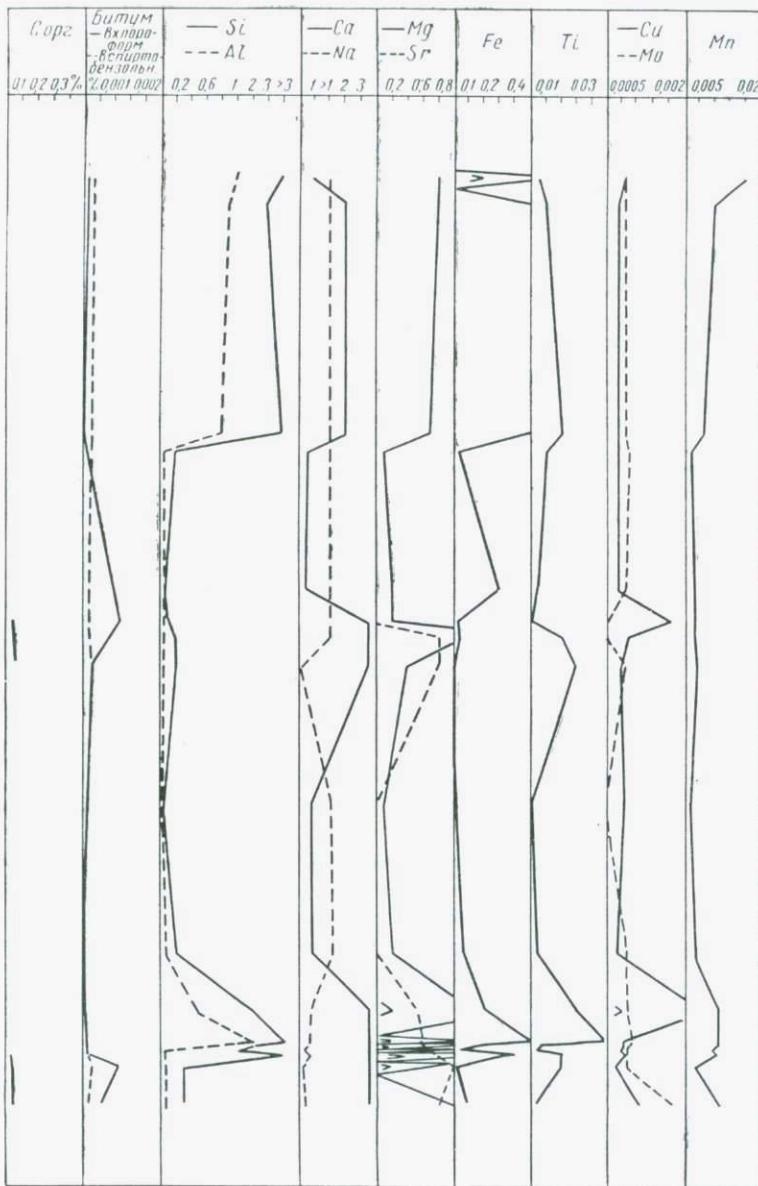


Рис. 24. Литолого-геохимический разрез соляно-
Условные обозначения



ангидритовой формации верхней юры района Денгизкуля. см. на рис. 3.

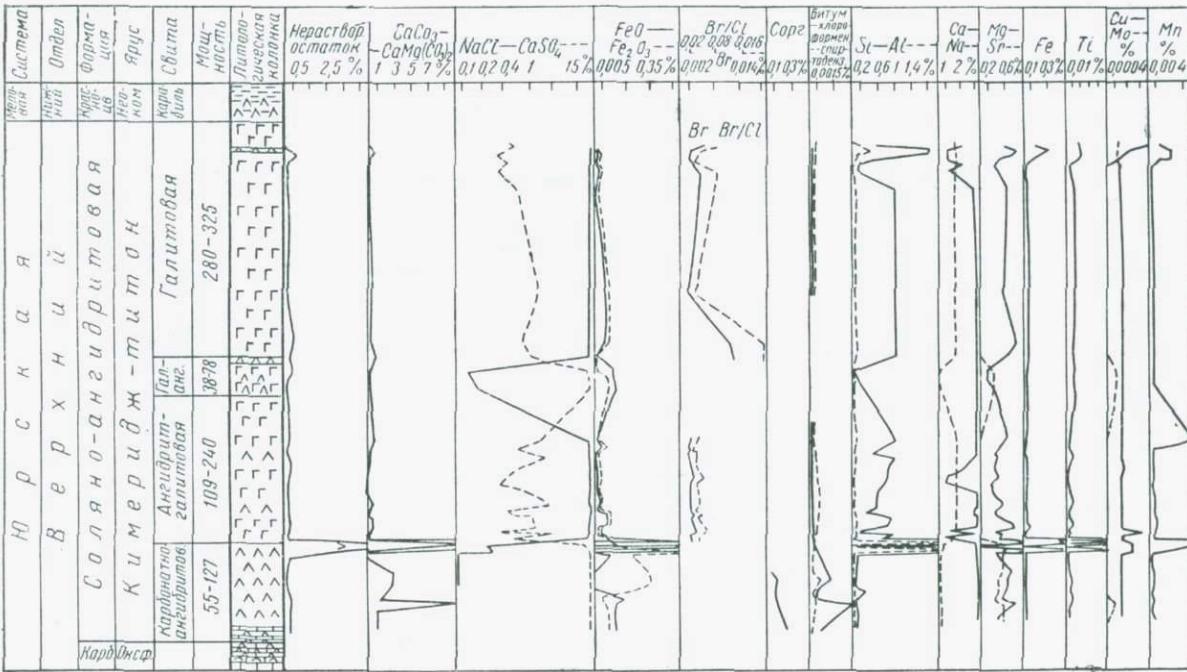


Рис. 25. Литолого-geoхимический разрез соляно-ангидритовой формации верхней юры района Уртабулака.
Условные обозначения см. на рис. 3.

Каменная соль ангидрит-галитовой свиты светло-серая или белая с включениями и прослойками ангидрита. По данным химических анализов (табл. 9), главными породообразующими элементами являются Na и Cl. Содержание Na составляет 30,20—38,85%, в среднем 37,22 (Северный Камаш), 38,22% (Айзават). Иногда оно возрастает до 39,02% (табл. 9, обр. 90). Содержание хлора варьирует в пределах 47,01—60,21% (табл. 9, обр. 90, 152, 160а). Содержание галита колеблется от 76,76 до 99,26%, а в среднем равно 94,62—97,50%. В солях ангидрит-галитовой свиты постоянно присутствуют CaO и SO₃, причем их содержание несколько выше, чем в солях галитовой свиты. Количество CaO в солях составляет 0,26—5,39% (среднее 0,64—1,97%), местами оно возрастает до 8,91% (табл. 9, обр. 36). Содержание SO₃ колеблется в более широких пределах — от 0,35 до 8,04%, иногда до 12,78% (табл. 9, обр. 36), причем максимально оно в нижней части, а минимально в середине свиты. В солях ангидрит-галитовой свиты количество примесей ангидрита колеблется от 0,61 до 6,98% и лишь местами доходит до 21,69% (табл. 9, обр. 36). В среднем этот показатель равен 1,56 (Айзават) — 4,26% (Северный Камаш). На Уртабулаке его значение варьирует от 0,34 до 10,95% (среднее 4,46%).

Заметим, что соли Уртабулака наиболее богаты ангидритами, причем максимальное количество CaSO₄ отмечается на контакте каменной соли с ангидритами, т. е. в нижней и верхней частях рассматриваемой свиты. Так, в районах Уртабулака и Северного Камаша его содержание на контакте доходит до 10,95—21,69%, а на месторождении Тюбекатан, по данным М. Н. Набиева и Р. Г. Осичкиной, до 11,35%. Чем выше содержание в солях CaSO₄, тем меньше NaCl, и наоборот. В нижней части ангидрит-галитовой свиты отмечается очень незначительная примесь кальцита (0,06—0,59%), его содержание в среднем колеблется от 0,13 (Айзават) до 0,17% (Северный Камаш).

Средний химико-минералогический состав каменной соли ангидрит-галитовой свиты, по данным восьми анализов (табл. 9, обр. 22, 31, 32, 33, 35, 36, 37, 69), следующий (в %): FeO + Fe₂O₃ — 0,022, NaCl — 94,62, KCl — 0,44, CaSO₄ — 4,26, CaCO₃ — 0,17.

Каменные соли терригенно-галитовой свиты, в отличие от солей ангидрит-галитовой свиты, белые, с включениями ангидрита в нижней и розовые, с включениями бурых и красных глинистых частиц в верхней частях свиты. Соли более чистые. Содержание Na и Cl здесь оказывается более высоким: Na содержится 37,35—38,95% (среднее 37,81—38,95%), Cl — 57,90—60,35% (в среднем 58,54 — Адамташ и 60,35 — Северный Камаш). Содержание NaCl изменяется в узких пределах (98,06—99,01%), в среднем от 98,06 (Култак) до 98,98% (Северный Камаш), на площадях Уртабулак и Айзават оно варьирует от 92,83 до 98,88% (среднее 96,11—96,73%).

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта содержание NaCl в солях колеблется в широких пределах: от 52,93 до 98,59% (Н. П. Петров, П. А. Чистяков, 1964; М. Н. Набиев, Р. Г. Осичкина, 1965).

Таблица 11

**Химический состав воднорасторимой части каменной соли
месторождения Гаурдак
(по Н. П. Петрову, П. А. Чистякову, 1964), %**

№ обр.	№ скв.	Интервал, м	K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄	H ₂ O	H. O.	Na Cl	KCl	MgCl ₂	CaSO ₄
1076	7	247,7	0,03	32,51	0,22	0,44	51,54	0,64	1,76	12,47	82,54	0,05	0,86	0,91
1075		247,5	0,04	30,23	0,99	0,45	49,76	0,78	3,14	13,90	76,75	0,07	3,87	1,11
1039		293,3	0,43	31,24	0,56	0,37	50,00	1,06	3,70	11,73	79,31	0,82	2,18	1,51
995	6	217,1	0,11	28,21	0,51	0,80	45,50	1,05	6,94	17,23	71,64	0,20	1,99	1,50
8316	5	131,3	0,76	25,91	0,62	0,47	42,36	1,36	3,71	24,10	65,78	1,44	2,42	1,94
49	1	233,3	0,56	26,43	0,47	0,90	43,04	1,97	2,88	23,53	67,13	1,07	1,88	2,84

В солях из нижней части терригенно-галитовой свиты в незначительном количестве содержится примесь CaSO₄ (0,24—3,85%). В то же время на Адамташе средняя концентрация CaSO₄ в солях составляет 3,04%, а на Уртабулаке 2,07%, причем в отдельных случаях она доходит до 6,21%. Повышенные содержания CaSO₄ отмечаются в нижней части свиты, а также на контакте с ангидритом. Для верхней части свиты показательно повышенное содержание K (0,27—0,37%). Содержание KCl изменяется от 0 до 0,67%, среднее 0,21 (Денгизкуль), 0,64% (Северный Камапи). Содержание K в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта в чистых солях варьирует от 0,03 до 0,76%, а KCl — от 0,05 до 1,44%. Химический состав воднорасторимой части каменной соли месторождения Гаурдак (данные Н. П. Петрова и П. А. Чистякова, 1964) приведены в табл. 11.

Большинство глубоких скважин, вскрывших соленосную толщу в пределах исследуемой территории, пройдено с весьма ограниченным отбором керна. Поэтому по калийным горизонтам, залегающим в верхней части галитовой свиты, нет данных, хотя наличие таких горизонтов не вызывает сомнения. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта содержание K в сильвинитах, а также сильвинодержащих породах (галит с включением сильвинита) варьирует от 8,09 до 52,08% (Гаурдак, данные Н. П. Петрова и П. А. Чистякова, 1964), KCl в них содержится соответственно от 15,43 до 98% (табл. 12).

По данным М. Н. Набиева и Р. Г. Осичкиной (1965), в районе Тюбекатана содержание K в калийных горизонтах колеблется от 3,96 до 28,70%, а KCl — от 7,55 до 54,73% (табл. 13).

Соли терригенно-галитовой свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта, особенно из верхней ее части, глинистые. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется от 0,08 до 51,85%. В пределах же Бешкентского прогиба степень обогащенности солей глинистыми частицами изменяется от 0,01 до 1,49%.

Таблица 12

**Химический состав сильвинитовых пород месторождения Гаурдак
(по Н. П. Петрову, П. А. Чистякову, 1964), %**

№ обр.	№ скв.	Глубина взятия, м	K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄
23a	1	199,60	52,08	0,08	—	—	47,0	—
23		199,70	8,09	33,98	Следы	Следы	57,87	Следы
1206a	9	184,50	26,24	15,11	1,27	—	50,85	—
1205		182,40	15,89	12,79	1,16	0,40	38,0	0,82
422	1	225,90	35,39	10,35	0,35	—	48,84	—
44/4		230,25	9,87	30,99	0,26	—	57,09	—
1067	7	244,15	18,59	22,77	0,30	0,57	53,46	0,49
1007	6	247,36	24,44	20,47	0,22	—	53,95	0,46
1012		248,60	10,76	29,97	0,21	—	55,79	0,41

№ обр.	№ скв.	Глубина взятия, м	H ₂ O	H.O.	KCl	MgCl ₂	NaCl	CaSO ₄
23a	1	199,60	—	—	98,0	—	2,0	—
23		199,70	—	0,22	15,43	—	83,04	—
1206a	9	184,50	5,92	0,38	50,04	4,97	38,4	—
1205		182,40	3,14	28,4	30,30	4,54	32,45	1,16
422	1	225,90	1,43	2,60	67,52	1,37	25,95	—
44/4		230,25	1,02	0,20	18,83	1,02	78,08	—
1067	7	244,15	2,34	0,62	35,45	1,17	56,83	0,69
1007	6	247,36	0,54	0,18	45,33	0,86	51,99	—
1012		248,60	1,58	0,06	19,89	0,32	76,12	—

По данным химического анализа, средний химико-минералогический состав каменной соли галитовой свиты Бешкентского прогиба (табл. 10, обр. 10, 9, 14, 68) следующий (в %): FeO + Fe₂O₃ — 0,016, NaCl — 98,7, KCl — 0,45, CaSO₄ — 0,4, CaCO₃ — 0,44.

Ангидриты карбонатно-ангидритовой свиты обогащены карбонатами, причем их содержание вверх по разрезу уменьшается. Ангидриты галит-ангидритовой свиты, напротив, более чистые, но те из них, которые располагаются в верхней части свиты, несколько обогащены галитом, причем содержание последнего вверх по разрезу нарастает.

Каменные соли ангидрит-галитовой свиты обогащены ангидритами, особенно на контакте с ангидритами, т. е. в верхней и нижней частях, тогда как соли галитовой свиты более чистые, в них встречается лишь незначительная примесь ангидрита в нижней части и KCl в верхней части свиты.

Таблица 13

**Химический состав калийных горизонтов из скв. 25
месторождения Тюбекатан**
(по М. Н. Набиеву и Р. Г. Осичкиной, 1965), %

№ обр.	Интервал, м	Горизонт	K	Na	Mg	Ca	Cl	SO ₄
7	417,7	I	19,36	24,29	0,01	0,19	55,06	0,45
23	181,7	II	23,46	20,85	0,01	0,24	53,49	0,63
59	225	III	9,13	32,08	0,21	0,09	58,38	0,17
60	225,2		3,96	35,54	0,23	0,14	59,14	0,24
61	225,5		28,70	15,25	0,66	0,26	51,70	0,32
62	225,6		3,60	34,34	0,27	0,22	57,09	0,46

№ обр.	Интервал, м	Горизонт	H ₂ O	CaSO ₄	CaCl ₂	MgCl ₂	KCl	NaCl	H.O.
7	417,7	I	0,41	0,63	0,01	0,05	36,92	61,74	0,54
23	181,7	II	0,46	0,89	0,03	0,06	44,75	52,98	1,28
59	225	III	0,44	0,24	0,05	0,82	17,42	81,53	0,12
60	225,2		0,01	0,34	0,10	0,92	7,55	90,33	0,39
61	225,5		3,25	0,45	0,36	2,57	54,73	38,77	3,66
62	225,6		0,86	0,66	0,09	1,05	6,93	87,33	4,35

Распределение реакционно-способных форм железа

Карбонатно-ангидритовая свита. Растворимое железо присутствует во всех проанализированных пробах в очень незначительном количестве (табл. 14). В районе Учкыра среднее содержание FeO в ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты составляет 0,056, а Fe₂O₃ 0,013%. Как правило, и на других площадях FeO превышает содержание Fe₂O₃. Следует, однако, отметить, что во всех случаях относительно высокое содержание железа характерно для ангидритов, содержащих прослои и включения глин.

Преобладание закисной формы железа над окисной особенно значительно для пород, располагающихся в нижней части разреза свиты. Так, в ангидритах Северо-Камашинского разреза содержание FeO в 4 из 10 проанализированных образцов менее 0,01%, тогда как Fe₂O₃ в 9 из 10. В ангидритах же из верхней части карбонатно-ангидритовой свиты, особенно в белых, трехвалентного железа столько же, сколько и двухвалентного, или даже больше. Например, на Уртабулаке Fe₂O₃ составляет 0,011—0,044%, а FeO 0,005—0,01%. В целом повсеместно преобладает закисная форма железа.

Так, в Айзуватском разрезе среднее содержание FeO в породах рассматриваемой свиты составляет 0,0063%, а Fe₂O₃ 0,0061%,

Таблица 14

Содержание железа в ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты, %

№ обр.	Площадь	№ скв.	FeO	Fe ₂ O ₃
4	Айзават	1	0,007	0,005
5		2	0,008	0,005
6			0,010	0,002
7			0,008	0,007
8		2	0,016	0,008
12		4	0,005	0,003
13			0,005	0,003
23	Северный Камаши	1	0,007	0,003
24			0,016	0,007
25			0,016	0,007
26			0,015	0,005
27		2	0,003	0,003
28			0,008	0,003
39		4	0,014	0,005
70		6	0,015	0,005
71			0,015	0,005
72			0,012	0,016
41	Култак	1	0,005	0,003
74		3	0,015	0,005
45	Памук	2	0,005	0,002
46			0,005	0,005
79	Западный Майманак	1	0,010	0,018
80			0,045	0,005
81			0,015	0,005
84		2	0,023	0,005
85	Западный Майманак	2	0,010	0,010
86			0,020	0
87			0,012	0,013
48	Ташлы	1	0,015	0,008
49	Учкыр	21	0,022	0,020
50			0,035	0,046
51			0,022	0,010
52			0,050	0,011
53			0,150	0,011
59	Кимерек	2	0,022	0,009
60			0,050	0,027
62	Караулбазар	9	0,005	0,011
63	Мамаджургаты	1	0,005	0,005
64	Джаррак	1	0,005	0,005
47	Шурасан	3	0,020	0,033
75			0,035	0,037
76		4	0,028	0,057
77			0,018	0,010
56	Денгизкуль	1	0,022	0,009
57			0,008	0,007
126			0	0,011
131		2	0,022	0,010
132			0,022	0,010
133			0	0,022
134			0,022	0,010

Продолжение табл. 14

№ обр.	Площадь	№ скв.	FeO	Fe ₂ O ₃
97	Адамташ	15	0,070	0,015
98			0,028	0,012
99			0,010	0
100			0,020	0,012
101			0,012	0,013
102			0,025	0,010
103			0,023	0,012
104			0,010	0,002
105			0,010	0,018
106			0,010	0,018
107			0,020	0,015
108			0,010	0,011
109			0,010	0,016
65	Зекры	8	0,007	0,003
110			0,025	0,016
111			0,018	0,011
112			0,028	0,007
113			0,020	0,038
114			0,018	0,045
115			0,028	0,022
116			0,035	0,014
117			0,020	0,013
118			0,012	0,025
119	Кемачи	1	0,012	0,017
120			0	0,038
121			0,010	0,011
122			0	0,022
123			0	0,022
61		2	0,005	0,005
58			0,007	0,008
163		12	0,140	0,041
164			0,060	0,044
165			0	0,022
166			0,022	0,010
167			0,033	0
168			0,033	0
169			0,033	0
170			0	0,022
171			0,018	0,004
172			0,012	0,006
173			0,012	0,008
174			0,012	0,008
178			0,012	0,017
179			0,032	0,008
180			0,018	0,011
181			0,032	0,014
182	Карактай	5	0,028	0,007
183			0,018	0,015
184	Аляуды	2	0,010	0,011
185			0,010	0,011
186			0,012	0,008
187	Нишан	2	0,011	0,010

в Северном Камаши соответственно 0,0093 и 0,0088%, в Западном Майманаке 0,013 и 0,012%, на Учкыре 0,056 и 0,014%.

Следует, однако, обратить внимание на то, что в породах из разрезов площадей, располагающихся в периферийной части бассейна, окисное железо часто преобладает над закисным. Такие соотношения типичны для Шурасана и других площадей.

По соотношению окисной и закисной форм железа можно предположить, что на основной площади седиментационного бассейна карбонатно-ангидритовая свита формировалась в слабовосстановительной среде, особенно нижняя ее часть. По периферии же бассейна палеогеохимическая обстановка осадконакопления была окислильной.

Ангидрит-галитовая свита. Количество железа во всех образцах этой свиты, как и в породах карбонатно-ангидритовой свиты, очень незначительно (табл. 15). Общее содержание железа варьирует от следов до 0,042, но в большинстве образцов оно не превышает 0,01%. Среднее содержание железа 0,0032 (Адамташ) — 0,022% (Северный Камаши). В подавляющем большинстве изученных образцов трехвалентного железа больше, чем двухвалентного. Так, в породах ангидрит-галитовой свиты Северного Камаши содержание Fe_2O_3 в среднем доходит до 0,013%, а FeO до 0,010%, в Адамташском разрезе Fe_2O_3 составляет 0,0018%, а FeO 0,0014%, на Уртабулаке Fe_2O_3 0,006%; FeO 0,004%. В районе Айзавата в среднем FeO составляет 0,006% и Fe_2O_3 0,007%. Некоторое преобладание трехвалентного железа над двухвалентным показательно для пород свиты и свидетельствует оно об образовании их в условиях слабоокислительной геохимической обстановки.

Галит-ангидритовая свита. Насыщенность железом пород галит-ангидритовой свиты очень незначительная (табл. 16). Общее содержание железа изменяется от 0,008 до 0,015% и лишь в единичных образцах из Уртабулакского, Култакского и Западно-Майманакского разрезов оно достигает 0,020—0,028%. Среднее содержание железа варьирует от 0,01 (Айзават) до 0,022% (Западный Майманак). Как видно из данных химического анализа, в большинстве изученных районов закисная форма железа явно преобладает над окисной. Так, в породах Айзаватского разреза содержание FeO и Fe_2O_3 соответственно составляет 0,005—0,01 и 0,003—0,005%, в Северном Камаши 0,005—0,007 и 0,003—0,005%, в Западном Майманаке 0,010—0,012 и 0,008—0,015%. Лишь в районе Култака в одном образце трехвалентного железа оказалось больше, чем двухвалентного, но и здесь среднее количество FeO составляет 0,0015%, а Fe_2O_3 0,009%. Более явный избыток Fe_2O_3 над FeO показателен для пород из Денгизкульского района. Здесь среднее содержание FeO составляет 0,0017%, тогда как Fe_2O_3 0,012%.

По соотношению закисных и окисных форм железа можно полагать, что породы галит-ангидритовой свиты накапливались в слабовосстановительных, а местами (в периферических частях) в окислильных условиях.

Таблица 15

Содержание железа в породах ангидрит-галитовой свиты, %

№ обр.	Площадь	№ скв.	Порода	FeO	Fe ₂ O ₃
15	Айзават	5	Ангидрит	0,005	0,005
16			Каменная соль	0,010	0,011
17				0,003	0,007
69	Северный Камашин	1		0,005	0,007
22				0,003	0,007
31		4		0,005	0,011
32				0,007	0,016
33				0,007	0,008
34			Ангидрит	0,007	0,008
35			Каменная соль	0,010	0,022
36				0,022	0,020
37				0,015	0,016
38			Ангидрит	0,015	0,016
90	Адамташ	2	Каменная соль	Следы	Следы
91				0,007	0,008
92				Следы	Следы
93				0,003	0,005
94				Следы	Следы
95				»	»
96				»	»
78	Западный Майманак	1		0,005	0,007
55	Денгизкуль	1		0,002	0,003
125		1		0,002	0,004
146	Уртабулак	12		Следы	Следы
147	Уртабулак	12	Каменная соль	0,005	0,007
148				0,001	0,002
149				0,001	0,001
150				Следы	Следы
151				0,002	0,003
152				Следы	Следы
153				0,001	0,003
154			Ангидрит	0,00	0,022
155			Каменная соль	0,005	0,003
156				Следы	Следы
156a				0,002	0,001
157				0,007	0,008
158				0,008	0,010
159				0,008	0,007
160				Следы	Следы
160a				0,002	0,001
161				Следы	Следы
162				0,010	0,008

Таблица 16

Содержание железа в ангидритах галит-ангидритовой свиты, %

№ обр.	Площадь	№ скв.	FeO	Fe ₂ O ₃
1	Айзават	1	0,010	0,005
2			0,007	0,003
3			0,007	0,003
66		4	0,005	0,003
18	Северный Камапи	4	0,007	0,005
19			0,005	0,003
20			0,007	0,003
21			0,005	0,003
30		4	0,005	0,003
67		1	0,005	0,003
43	Култак	4	0,025	0,003
73		1	0,005	0,015
44	Памук		0,003	0,005
82	Западный Майманак	2	0,012	0,008
83			0,010	0,015
124	Денгизкуль	1	0,00	0,011
54			0,005	0,003
130		2	0,00	0,022
175	Уртабулак	13	0,010	0,002
176			0,010	0,003
177			0,012	0,008

Таблица 17

Содержание железа в породах галитовой свиты, %

№ обр.	Площадь	№ скв.	Порода	FeO	Fe ₂ O ₃
9	Айзават	3	Каменная соль	0,010	0,013
68				0,003	0,005
10		4		0,010	0,013
11			Ангидрит	0,005	0,008
14		5	Каменная соль	0,007	0,016
29	Северный Камапи	4		0,005	0,005
40		5		0,003	0,007
42	Култак	3		0,020	0,002
88	Адамташ	2		0,003	0,010
88a			Следы	Следы	Следы
89				»	»
127	Денгизкуль			0,005	0,005
128				0,002	0,008
129			Следы	0,010	
136	Уртабулак	12	Каменная соль	»	0,010
137				»	Следы
138				0,002	0,003
139			Следы	Следы	Следы
140				0,001	0,002
141				0,003	0,005

№ обр.	Площадь	№ скв.	Порода	FeO	Fe ₂ O ₃
142				Следы	Следы
143				0,007	0,008
144				0,005	0,008
145				Следы	Следы

Таблица 18

Изменение отношений FeO/Fe₂O₃ по разрезу соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба

Свита	Среднее со- держание FeO, %	Среднее со- держание Fe ₂ O ₃ , %	FeO/Fe ₂ O ₃
Галитовая	0,0078	0,0086	<1
Галит-ангидритовая	0,0072	0,0055	>1
Ангидрит-галитовая	0,0085	0,0115	<1
Карбонатно-ангидритовая	0,0111	0,0060	>1

Г а л и т о в а я с в и т а . Суммарное содержание железа в породах галитовой (табл. 17) свиты меньше, чем в породах галит-ангидритовой. Обычно общее количество железа колеблется от следов до 0,022%. В породах Адамташского и Уртабулакского разрезов общее количество железа очень низкое (от 0 до 0,013%) и только в отдельных образцах достигает 0,015%. Среднее содержание железа по этому району составляет 0,004—0,005%. В районах Денгизкуля и Северного Камаши во всех проанализированных пробах содержание общего железа одинаковое — 0,01%. В Айзувате и Култаке оно возрастает соответственно до 0,023 и 0,022%.

В целом среднее содержание общего железа по отдельным районам варьирует от 0,004 (Адамташ, Уртабулак) до 0,016% (Айзуват). В породах галитовой свиты окисная форма железа явно преобладает над закисной. Так, в породах Айзуватского разреза FeO в среднем составляет 0,0074%, а Fe₂O₃ 0,011%, на Адамташе FeO 0,001%, а Fe₂O₃ 0,003%, на Денгизкуле FeO 0,003%, а Fe₂O₃ 0,007%.

Таким образом, в породах галитовой свиты трехвалентное железо преобладает над двухвалентным. Отсюда можно сделать заключение, что породы рассматриваемой свиты образовались в условиях окислительной среды.

Если проследить изменение средних содержаний FeO и Fe₂O₃, а также соотношений этих форм железа по всему разрезу формации (табл. 18), то можно заметить, что он распадается на два ритма.

Первый охватывает две нижние свиты, а второй — две верхние. Указанное отношение отражает последовательность изменения палеогеохимической обстановки осадконакопления. Восстановительная обстановка в Бешкентском прогибе существовала во время формирования карбонатно-ангидритовой свиты, но сменилась окислительной во время накопления пород ангидрит-галитовой свиты. Затем в бассейне вновь господствовала восстановительная обстановка, что совпадало со временем накопления пород галит-ангидритовой свиты. На завершающем этапе формирования соляно-ангидритовой формации преобладала окислительная обстановка (галитовая свита).

Распределение брома

Как известно, бром является неизменным компонентом морской воды. В отличие от многих других элементов бром при испарении морской воды не образует самостоятельных соединений, а выделяется в твердую фазу вместе с хлоридами в виде изоморфной примеси к ним. Содержание брома в морской воде составляет $6,10^{-3}\%$, причем по мере увеличения солености вод пропорционально нарастает и содержание брома. Как показали результаты многочисленных исследований (Ю. В. Морачевский и А. Н. Федорова, 1928, 1932; С. К. Чирков, 1935; Ю. В. Морачевский и Т. В. Мандрыкина, 1939; М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкина, 1952 и др.), степень обогащенности пород бромом можно использовать не только для корреляции отдельных пластов, но и в качестве поискового признака на калийные и магнезиальные соли. Содержание брома, близкое к 0,02% или выше, указывает на вероятность нахождения калийных солей (М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкина, 1952). По мнению М. Г. Валяшко (1956), бром является очень чутким индикатором всех диагенетических преобразований вещественного состава солей. Даже при простой перекристаллизации соли содержание брома в породе резко уменьшается. Не менее характерным признаком является бром-хлорный коэффициент, т. е. отношение $\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$. Для галитовой зоны величина этого коэффициента должна изменяться в пределах 0,1—0,4. Абсолютное значение бром-хлорного коэффициента позволяет судить о первичности или вторичности породы, а также месторождения в целом. Отклонения в сторону понижения величины бром-хлорного коэффициента свидетельствуют о переотложении солей.

Выяснением закономерностей распределения брома между кристаллами и раствором занимались многие исследователи. Эти работы, начатые в 1908 г. Бекке, получили дальнейшее развитие в трудах Ю. В. Морачевского (1928—1950), В. И. Николаева (1932—1937), Н. А. Шлизенгера с Ф. П. Зорькиным и А. В. Новоженовой и др. (1935—1938), С. К. Чиркова (1935—1946), В. П. Ильинского, В. М. Вилиписо, Д. И. Сапирштейна (1928—1948), М. Г. Валяшко, Е. М. Петровой и Т. В. Мандрыкиной (1943—1949), М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкиной (1952), Н. М. Страхова (1946—1962) и др.

Количество брома в твердых хлоридах определяется его содержанием в растворе, из которого кристаллизуется твердая фаза. Для каждого хлорида характерен свой коэффициент распределения.

Теория распределения ионов брома между кристаллами и раствором разработана С. К. Чирковым. Позже М. Г. Валяшко проведены экспериментальные работы и внесены некоторые уточнения. Ниже приведены коэффициенты распределения брома для различных фаз кристаллизации морской воды по М. Г. Валяшко

	По С. Н. Чиркову	По М. Г. Валяшко
Галит	0,04	0,037
Сильвии	0,23	0,20
Карналлит	0,32	0,32
Бишофит	0,47	0,47

В Средней Азии изучением распределения брома и величины бром-хлорного коэффициента впервые занимались М. Н. Набиев, Р. Г. Осичкина (1964) на материалах месторождения Тюбегатан. В 1966—1968 гг. авторами выполнено 200 определений содержания брома в породах соляно-ангидритовой формации. Определения эти велись гипохлоридным полумикрометодом, разработанным Все-союзным научно-исследовательским институтом галургии.

Как показывают полученные результаты, галиты оказываются единственной породой исследуемой формации, в которой бром всегда присутствует в том или ином количестве. В ангидритах, как правило, опробование на бром дает отрицательные результаты. Такое явление отмечалось ранее Н. М. Страховым и И. Д. Борнеман-Старынкевич на примере нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья (1946).

Ангидрит-галитовая свита. В каменных солях рассматриваемой свиты бром содержится в количестве от 0,0019 до 0,0037%, в отдельных образцах его содержание доходит до 0,0046—0,0075% (табл. 19, обр. 22, 94). В подавляющем большинстве проб содержание брома изменяется от 0,0020 до 0,0026%, в среднем составляя 0,0024 (Уртабулак) — 0,0035% (Адамташ).

Между содержанием брома и значением бром-хлорного коэффициента прослеживается прямая зависимость — с увеличением количества брома увеличивается бром-хлорный коэффициент. Последний изменяется от 0,032 до 0,0771 и в единичных случаях возрастает до 0,1255 (табл. 19, обр. 94).

На месторождении Тюбегатан содержание брома также низкое и варьирует от 0,0006 до 0,007% (табл. 20), а бром-хлорный коэффициент — от 0,03 до 0,19. Как видно, в большинстве проанализированных проб содержание брома почти одинаково. Характер распределения брома, а также бром-хлорного коэффициента указывает на то, что во время отложения пород рассматриваемой свиты концентрация рассола в солеродном бассейне оставалась практически неизменной.

Таблица 19

**Содержание брома и бром-хлорный коэффициент
в породах ангидрит-галитовой свиты**

№ обр.	Площадь	№ скв.	Порода	Br, %	$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$
15	Айзават	5	Ангидрит	0,0000	0,0000
16			Соль	0,0024	0,0404
17				0,0037	0,0619
69	Северный Камаш	1		0,0030	0,0503
22				0,0046	0,0771
31		4		0,0023	0,0383
32				0,0026	0,0435
33				0,0023	0,0384
34			Ангидрит	—	—
35			Соль	0,0024	0,0401
36				0,0025	0,0531
37				0,0037	0,0656
90	Адамташ	2		0,0047	0,0780
91				0,0024	0,0415
92				0,0025	0,0424
93				0,0025	0,0427
94				0,0075	0,1255
95				0,0027	0,0463
96				0,0024	0,0410
146	Уртабулак	12		0,0023	0,0415
147				0,0019	0,0322
148				0,0023	0,0394
149			Соль	0,0020	0,0367
150				0,0024	0,0406
151				0,0032	0,0534
152				0,0025	0,0402
153				0,0025	0,0429
154			Ангидрит	—	—
155			Соль	0,0026	0,0481
156				0,0025	0,0462
156a				0,0023	0,0384
157				0,0029	0,0487
158				0,0023	0,0394
159				0,0030	0,0525
160				0,0036	0,0625
160a				0,0037	0,0614
161				0,0025	0,0465
162				0,0025	0,0420

Таблица 20

**Содержание брома и бром-хлорный коэффициент в нижних слоях на
месторождении Тюбекатан (данные М. Н. Набиева и Р. Г. Осичкиной, 1965)**

№ обр.	Порода	Br, %	$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$
93	Галит с включением глины	0,004	0,07
94	» » »	0,002	0,03
95	» » »	0,003	0,03

Продолжение табл. 20

№ обр.	Порода	Br, %	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$
96	Галит с включенем глины	0,003	0,05
97	» » »	0,0006	0,05
99	Галит с ангидритом	0,004	0,07
100	»	0,005	0,08
102	» с ангидритом	0,004	0,19
104	»	0,004	0,07
106	» с ангидритом	0,005	0,08
109	» с включениями глины	0,005	0,08
111	» » »	0,006	0,11
114	Галит	0,005	0,09
117	»	0,005	0,08
119	Галит с включениями глины	0,006	0,11
120	» » »	0,004	0,07
121	» » »	0,004	0,07
123	Галит	0,007	0,11
125а	»	0,007	0,11
125б	»	0,005	0,08
126	» с ангидритом	0,005	0,08
127	» » и глиной	0,006	0,11
128	» с ангидритом	0,004	0,08
129	Порода на контакте галита с ангидритом	0,003	0,16

Повышение солености рассола за счет испарения компенсировалось притоком пресных вод. В большинстве проанализированных проб из этой свиты содержание брома невелико, что, по-видимому, можно объяснить перекристаллизацией пород. Это предположение подтверждается также крупнокристаллической структурой солей.

Галитовая свита. Содержание брома в солях галитовой свиты более высокое и изменяется в широких пределах, от 0,0021 до 0,0074%, а в некоторых пробах Уртабулакского разреза доходит до 0,012—0,013% (табл. 21, обр. 144, 145). Среднее его значение варьирует от 0,0037 (Адамташ) до 0,0064% (Айзуват). Значения бром-хлорного коэффициента также резко меняются. Средние значения его колеблются от 0,0644 (Адамташ) до 0,106 (Айзуват). Содержание брома увеличивается снизу вверх по разрезу (рис. 20, 23), соответственно нарастает и значение бром-хлорного коэффициента.

На месторождении Тюбегатаан содержание брома также колеблется в широких пределах (0,0001—0,444%). В галитах бром содержится в количестве 0,0001—0,008%, иногда доходит до 0,01%, а бром-хлорный коэффициент варьирует от 0,03 до 0,23. Как видно из табл. 22, в глинистой каменной соли содержание брома (0,007—0,020%) и бром-хлорного коэффициента (0,11—0,44) более высокое. Увеличение содержания брома, по-видимому, происходит за счет адсорбции его глинистым веществом. Больше обогащены бромом сильвиниты, карналлиты, галиты с включениями сильвина. В таких породах

Таблица 21

**Содержание брома и бром-хлорный коэффициент
в каменной соли галитовой свиты**

№ обр.	Площадь	№ скв.	Br, %	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$
9	Айзават	3	0,0072	0,1193
68			0,0074	0,1235
10		4	0,0045	0,0745
14		5	0,0066	0,1098
29	Северный Камашин	4	0,0051	0,0845
40		5	0,0027	0,0447
88	Адамташ	2	0,0030	0,0508
88а			0,0047	0,0813
89			0,0036	0,0611
136	Уртабулак	12	0,0055	0,0925
137			0,0029	0,0490
138			0,0026	0,0440
139			0,0021	0,0350
140			0,0037	0,0620
141			0,0052	0,0868
142			0,0050	0,0844
143			0,0021	0,0372
144			0,012	0,2040
145			0,013	0,2245

Таблица 22

**Содержание брома и бром-хлорный коэффициент
в верхних слоях на месторождении Тюбекатан
(данные М. Н. Набиева и Р. Г. Осичкиной, 1965)**

№ обр.	Порода	Br, %	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$
3	Галит с глиной	0,005	0,12
4	» с ангидритом	0,008	0,14
5	» с глиной	0,006	0,14
6	» с ангидритом	0,007	0,12
7	» с включениями сильвина	0,003	0,59
10	» глинистый	0,0104	0,32
11	» »	0,0001	0,13
17	» »	0,0104	0,49
19	»	0,008	0,14
23	» с сильвипом	0,039	0,73
33	» с глиной	0,003	0,06
40б	Ангидрит	0,003	0,14
45	Галит с глиной	0,007	0,11
46	» »	0,011	0,22
49	»	0,008	0,14
50	»	0,008	0,13
52а	»	0,009	0,14
52б	Ангидрит с галитом	0,003	0,19
53	»	0,003	0,47
57	Галит	0,009	0,19

Продолжение табл. 22

№ обр.	Порода	Br, %	$\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$
59	Галит с включениями сильвина	0,017	0,29
60	» » »	0,043	0,21
61	Сильвинит	0,102	1,97
62	Галит с включениями сильвинита и ангидрита	0,055	0,96
63	Галит с глиной	0,020	0,44
64	» с сильвином и глиной	0,030	0,57
66	Сильвинит	0,068	1,33
67	»	0,444	8,64
68	»	0,044	0,86
69	Галит с включением сильвина	0,024	0,41
73	» » »	0,009	0,16
74	» » »	0,020	0,32
74б	»	0,007	0,11
76	» с ангидритом	0,009	0,16
77	» с глиной	0,009	0,19
78	»	0,007	0,13
81	» с глиной	0,010	0,23
82	с сильвином и глиной	0,008	0,14
83	» с глиной	0,005	0,09
84	» »	0,005	0,08
85	» »	0,005	0,08
86	» »	0,006	0,10
87	» с ангидритом	0,002	0,03

содержание брома изменяется от 0,013 до 0,102%, местами достигает 0,44% (табл. 22, обр. 67), а бром-хлорный коэффициент изменяется от 0,21 до 8,64.

Распределение брома в породах галитовой свиты позволяет думать, что во время образования галита концентрация рассола постепенно возрастила. Об этом свидетельствует увеличение количества брома снизу вверх по разрезу. Периоды повышения концентрации рассола сменялись периодами его разбавления, а последнее приводило к частичному растворению ранее выделившейся соли, т. е. к относительному обеднению рассола бромом. Бром-хлорный коэффициент возрастает в направлении сильвинитовой зоны. Это следствие увеличения содержания в рассоле брома, что связано с общим повышением количества солей в рассоле, вплоть до насыщения его хлоридом калия.

М. Н. Набиев, Р. Г. Осичкина (1965), основываясь на том, что в карналлитах содержится 0,056% брома, а значения бром-хлорного коэффициента низкие (1,16), считают, что карналлиты Тюбекатанского месторождения являются вторичными. С этим выводом необходимо согласиться, поскольку жильный характер залегания карналлита иначе объяснить невозможно. Такую же мысль высказала и П. Л. Приходько (1951) для карналлита Гаурдакского месторождения.

На диаграмме зависимости бром-хлорного коэффициента от состава пород (рис. 26), построенной М. Г. Валишко и Т. В. Мандрыкиной для некоторых месторождений, видно, что сильвиниты Гаурдака по значению бром-хлорного коэффициента оказываются ниже нижней границы, типичной для нормальных сильвинитов. Такая же закономерность отмечена М. Н. Набиевым и Р. Г. Осипчиной (1965) для сильвинитов Тюбегатана.

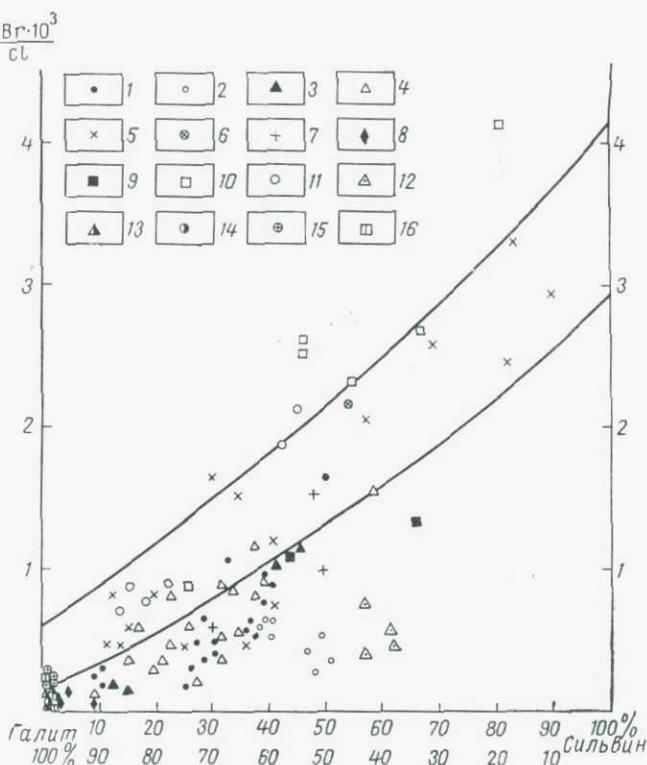


Рис. 26. Изменение бром-хлорного коэффициента сильвинитовых пород в зависимости от их состава.
 1—Соликамск, красные сильвиниты; 2—Соликамск, пестрые сильвиниты; 3—Индер, сильвиниты; 4—Индер, пестрые сильвиниты; 5—Калуш; 6—Стебник; 7—Гаурдак; 8—Озинки; 9—Стассфурт; 10—Верра; 11—Юта; 12—Нью-Мексика; 13—Айзант; 14—Северный Камаш; 15—Уртабулак; 16—Адамташ.

Таким образом, значения бром-хлорных коэффициентов для сильвинитовых и карналлитовых пород Тюбегатанского, Гаурдакского месторождений ниже нормальных, установленных М. Г. Валишко (табл. 23). Подобные соотношения наводят на мысль о том, что эти породы переотложены в процессе формирования толщи.

Породы ангидрит-галитовой свиты равнинной территории Бухаро-Хивинской области имеют заниженные значения содержания брома и бром-хлорного коэффициента по сравнению с нормальными значениями, что, по-видимому, объясняется перекристаллизацией пород. Породы галитовой свиты, наоборот, отличаются нормальными содержанием брома и значением бром-хлорного коэффициента.

Содержание брома и бром-хлорный коэффициент
в некоторых породах по М. Г. Валашко

Твердая фаза	Br, %	$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$
Галит	0,005—0,05	0,01—0,3
Сильвин	0,13—0,2	3—4
Карналлит	0,24—0,6	6—15
Бишофит	0,5—0,70	14—20

Следовательно, первоначальная рапа солеродного бассейна содержала такое количество брома, которое свойственно морской воде на стадии испарения и перекристаллизации галита.

Распределение микроэлементов

В процессе садки соли могут обогащаться микроэлементами не только путем ассимиляции их из водной массы, но и за счет поглощения кристалликами химически осаждающегося вещества частиц терригенного материала, находящихся в водной массе во взвешенном состоянии. По мнению некоторых исследователей (Н. М. Страхов, и др., 1954, В. И. Теодорович, 1946), наличие Cu, Fe, Mn, P, Cr, Ni и V в лагунных осадках обусловлено в основном вносом их в водоемы речными водами и затем последовательным и быстрым осаждением по пути следования вод. Н. М. Страхов (1962) показал, что Fe, Mn, P, а также некоторые другие малые элементы (V, Cr, Ni, Co, Cu, Ba, Sr, Be, Ga) перемещаются в реках в составе взвесей и в виде растворов. Однако соотношение между взвешенной и растворимой формами для различных элементов даже в случае, если они мигрируют одновременно в едином потоке, может быть существенно разным.

Соляно-анgidритовая формация верхней юры юга Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области представляет собой пример такого геологического тела, в формировании которого приток воды с суши временами приобретал существенное значение. В то же время состав пород, слагающих формацию, обусловлен в основном химической продуктивностью самого водоема. В связи с этим изучение состава и распределения некоторых микроэлементов в них может иметь немалое значение для воссоздания геохимической обстановки осадконакопления.

При изучении микроэлементов в отложениях соляно-анgidритовой формации исследуемой территории, а также смежных районов в общей сложности было проанализировано около 200 образцов пород. Из общего числа выявленных элементов (28) было изучено распределение Si, Al, Na, Ca, Fe, Mg, Ba, Sr, Mn, V, Ti, Cr, Cu, Pb, Ni,

Co, Mo, Be, Zn, а полученные при этом материалы обобщены в виде графиков. Так как содержание микроэлементов колеблется в значительных пределах, они подразделены на следующие группы: 1) элементы, содержание которых колеблется от десятых долей процентов до 3% и более (Na, Co, Mg, Si, Al); 2) элементы, содержание которых колеблется от сотых долей процента до 1% (Fe, Sr); 3) элементы, содержание которых колеблется от тысячных до сотых долей процента (Mn, Ti, V, Pb, Zn); 4) элементы, содержание которых колеблется от десятитысячных до тысячных долей процента (Cu, Co, Mo, Ni, Ba).

Как видно из рис. 22, 23, Ca, Na, Al, Sr наиболее постоянны и почти всегда встречаются в значительных количествах, хотя распределение их по стратиграфическому разрезу неравномерное. Другую группу микроэлементов составляют Mn, Ti, Cu, которые столь же часто встречаются в породах, но в меньших количествах. Третью группу составляют V, Cr, Pb, Sr, Sc, Co, Mo, Ni и Ba. Они отличаются не постоянно, а содержание их измеряется сотыми и тысячными долями процента.

Среди ангидритов первой и третьей свит залегают маломощные пласти каменной соли, а среди соли второй и четвертой свит — пласти ангидрита. Распределение обнаруженных элементов в породах различного типа, а также по стратиграфическому разрезу неодинаковое.

Карбонатно-ангидритовая свита. Из данной секции разреза изучено 102 образца ангидритов. Как показывают результаты анализа (табл. 24), Si, Al, Ti в ангидритах встречаются повсеместно и их содержание варьирует в широких пределах. Среднее содержание кремнезема в ангидритах этой свиты изменяется от 0,008 до 0,45%, алюминия — от 0,09 до 0,95%, железа — от 0,006 до 0,15%. Замечено, что повышенные содержания кремнезема показательны для районов Памука, Култака, Учкыра, Кимерека, Шурасана и др., а минимальные — для районов Аляуды и Западного Майманака. Почти для всех этих районов типичны и повышенные содержания Al, Fe. В районах Шурасана, Учкыра, Уртабулака содержание этих элементов в ангидритах составляет в среднем (в %): Si — 0,77—2,4; Al — 0,49—1,71; Fe — 0,2—0,66. Концентрация Ca во всех проанализированных образцах ангидритов высокая ($>3\%$), содержание Na колеблется от 0,1 до 0,8% (среднее 0,1—0,65%). Повышенное содержание Na в ангидритах показательно для районов Северного Камаши и Култака. Породы карбонатно-ангидритовой свиты, особенно те, которые располагаются в нижней части, отличаются от пород вышележащих секций разреза повышенным содержанием Mg и Sr. Наиболее отчетливо эта особенность проявляется для районов Памука, Шурасана, Денгизкуля, Учкыра. В проанализированных образцах ангидритов этой свиты из районов Бешкентского прогиба Mn присутствует не во всех образцах; обычно его содержание 0,001%, тогда как в смежных районах оно варьирует от 0,001 до 0,06%, а в единичных случаях возрастает до 0,5%.

Таблица 24

Результаты спектрального анализа ангидрида

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Si	Al	Ca	Na
4	Айзават	1	2970—2976	0,3	0,3	>3	0,4
5		2	3043—3046	0,3	0,2	>3	0,3
6			3108—3112	0,9	0,6	>3	0,1
7			3112—3116	0,4	0,5	>3	0,4
8			3116—3119,5	0,7	0,6	>3	0,2
12		4	3028—3030	0,5	0,07	>3	0,4
13			3109—3117,5	0,5	0,07	>3	0,2
23	Северный Камаши		2776,9—2777,4	0,8	0,8	>3	0,4
24			2812—2817	0,6	0,6	>3	0,3
25			2817—2819	1	0,9	>3	0,5
26		2	2819—2823	0,9	0,6	>3	0,1
27			2646—2649	0,6	0,3	>3	0,4
28			2770—2771,7	0,5	0,2	>3	0,6
39		4	2908,4—2909	0,4	0,1	>3	0,4
70		6	2644—2647,7	0,4	0,08	>3	0,2
71			2647,7—2649	0,3	0,06	>3	0,1
72			2649—2651	0,08	0,04	>3	0,2
41	Култак	1	2745,7—2747	0,3	0,3	>3	0,8
74		3	2831—2834	1	0,2	>3	0,5
45	Памук	2	2740,8—2741	0,9	0,3	>3	0,2
46			2741—2742	1	0,6	>3	0,4
79	Западный Майма- нак	1	2336—2340	0,1	0,01	>3	0,1
80			2345—2353	0,1	0,01	>3	0,1
81			2441—2451	0,1	0,01	>3	0,1
84		2	2140—2141	0,06	0,003	>3	0,1
85			2156—2159	0,06	0,006	>3	0,1
86			2184—2186,4	0,1	0,01	>3	0,1
87		1	2200—2210	0,1	0,01	>3	0,1
48	Ташлы	1	1431—1436	0,8	0,5	>3	0,3
49	Учкыр	21	1765,5—1769	2	0,9	>3	0,5
50			1781,5—1786,4	2	1	>3	0,4
51			1786,4—1789,9	1	0,5	>3	0,2
52			1786,4—1789,9	3	3	>3	0,5
53			1842,3—1845,7	3	3	>3	0,8
59	Кимерек	2	1540—1543,6	2	0,7	>3	0,2
60		2	1553—1556	3	3	>3	0,7
62		9	1241—1246	1	0,2	>3	0,1
63	Мамаджургаты	1	1277—1278	0,06	0,02	>3	0,3
64	Джаррак		1128—1131,6	0,08	0,05	>3	0,7
47	Шурасан	3	1452—1460	2	0,8	>3	0,4
75			1480—1488	>3	3	>3	0,3
76		4	1370—1375	>3	3	>3	0,3
77			1397—1398	0,8	0,06	>3	0,1
56	Денгизкуль	1	2453—2477	2	0,5	>3	0,7
57			2648—2652	0,3	0,05	>3	0,3
126			2623,5—2626,5	0,3	0,07	>3	0,2
131		2	2308,7—2310,5	3	2	>3	0,6
132			2310,5—2313	2	0,7	>3	0,5
133			2313—2315,8	1	0,005	>3	0,3
134			2315,8—2319	>3	1	>3	0,6
97		15	1920—1924	>3	3	>3	0,2
91			1924—1927	3	3	>3	0,2

рита из карбонатно-ангидритовой свиты, %

K	Fe	Mg	Ba	Sr	B	Mn	V	Ti	Cr
—	0,07	0,2	0,008	0,3	—	—	—	0,002	—
—	0,07	0,3	0,008	0,6	—	—	—	0,004	—
—	0,07	0,5	0,01	0,4	—	—	—	0,004	—
—	0,07	0,6	—	0,4	—	—	—	0,002	—
—	0,1	0,5	0,03	0,5	—	—	—	0,003	—
—	0,4	0,2	—	0,5	—	—	—	0,01	—
—	0,06	0,4	0,0008	0,5	—	—	0,001	0,01	—
—	0,1	0,5	—	0,4	—	—	0,001	0,005	—
—	0,2	0,8	0,01	0,5	—	0,004	0,002	0,005	—
—	0,3	0,8	0,03	0,4	—	0,01	0,002	0,01	—
—	0,2	0,04	0,04	0,5	—	0,001	0,001	0,003	—
—	0,03	0,2	—	0,4	—	—	0,001	0,002	—
—	0,05	0,3	—	0,5	—	—	—	0,002	—
—	0,08	0,2	—	0,6	—	—	0,001	0,004	—
—	0,02	0,3	—	0,4	—	0,001	—	0,004	—
—	0,01	0,3	—	0,5	—	0,001	—	0,006	—
—	0,007	0,2	—	0,4	—	0,001	—	0,007	—
—	0,08	0,3	0,008	0,8	—	—	—	0,001	—
—	0,02	0,3	—	0,3	—	0,004	—	0,003	—
—	0,1	0,5	—	0,8	—	0,001	—	0,005	—
—	0,2	1	—	0,7	—	0,001	—	0,005	—
—	0,006	0,3	—	0,3	—	0,001	—	0,002	—
—	0,004	0,4	—	0,5	—	0,001	—	0,002	—
—	0,006	0,4	—	0,4	—	0,001	—	0,001	—
—	0,006	0,2	—	0,3	—	—	—	0,001	—
—	0,006	0,2	—	0,3	—	0,001	—	0,001	—
—	0,006	0,5	—	0,6	—	—	—	0,003	—
—	0,006	0,5	—	0,6	—	0,001	—	0,001	—
—	0,3	0,4	—	0,5	—	0,002	0,001	0,004	—
—	0,6	3	—	0,6	—	0,005	0,001	0,005	—
—	0,7	0,7	—	0,6	—	0,003	0,001	0,02	—
—	0,3	0,4	—	0,6	—	0,006	—	0,03	0,01
—	0,5	2	0,01	0,5	—	0,05	0,001	0,05	—
—	0,7	2	0,01	0,5	—	0,06	0,001	0,06	0,003
—	0,2	0,4	—	—	—	0,01	—	0,02	—
—	0,7	0,2	—	—	—	0,05	0,002	0,06	0,005
—	0,1	0,5	—	—	—	0,005	—	0,005	0,003
—	0,06	0,1	—	—	—	0,001	—	0,005	—
—	0,04	0,05	—	—	—	0,001	—	0,007	—
—	0,6	1	—	0,4	—	0,03	—	0,01	—
1	1	3	0,04	2	—	0,01	—	0,1	—
0,8	1	3	0,02	0,5	—	0,02	—	0,1	0,003
—	0,03	0,8	—	0,3	—	0,003	—	0,004	—
—	0,2	2	—	0,5	—	0,01	—	0,03	0,003
—	0,08	1	0,01	0,8	—	0,01	—	0,003	—
—	0,02	2	—	1	—	0,003	—	0,02	—
—	0,5	2	—	0,6	—	0,01	—	0,05	—
—	0,2	2	—	0,5	—	0,01	—	0,006	—
—	0,05	2	—	0,7	—	0,008	—	0,003	—
—	0,4	3	—	0,7	—	0,01	—	0,02	—
—	0,2	3	0,008	0,5	—	0,01	—	0,1	—
—	0,1	3	0,06	0,5	—	0,06	—	0,006	—

Продолжение табл. 24

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Ag	Cu	Pb
4	Айзат	1	2970—2976	—	0,0005	—
5		2	3043—3046	—	0,0004	—
6			3108—3142	—	0,0003	—
7			3112—3116	—	0,0004	—
8			3116—3119,5	—	0,0003	—
12		4	3028—3030	—	0,0004	—
13			3109—3117,5	—	0,0005	—
23	Северный Камаши		2776,9—2777,4	—	0,0004	—
24			2812—2817	—	0,0003	0,001
25			2817—2819	—	0,0005	0,001
26			2819—2823	—	0,0003	0,001
27		2	2646—2649	—	0,0004	—
28			2770—2771,7	—	0,0003	—
39		4	2908,4—2909	—	0,0004	—
70		6	2644—2647,7	—	0,0003	—
71			2647,7—2649	—	0,0004	—
72			2649—2651	—	0,0006	—
41	Култак	1	2745,7—2747	—	0,0004	—
74		3	2831—2834	—	0,0003	—
45	Памук	2	2740,8—2741	—	0,0004	—
46			2741—2742	—	0,0006	—
79	Западный Маймак	1	2336—2340	—	0,0003	—
80			2345—2353	—	0,0003	—
81			2441—2451	—	0,0003	—
84		2	2140—2141	—	0,0003	—
85			2156—2159	—	0,0003	—
86			2184—2186,4	—	0,0003	—
87		4	2200—2210	—	0,0003	—
48	Ташлы	1	1431—1436	—	0,002	—
49	Учкыр	21	1765,5—1769	—	0,001	—
50			1781,5—1786,4	—	0,001	—
51			1786,4—1789,9	—	0,003	0,004
52			1786,4—1789,9	—	0,005	0,001
53			1842,3—1845,7	—	0,003	0,001
59	Кимерек	2	1540—1543,6	—	0,001	0,001
60		2	1553—1556	0,0001	0,005	0,001
62		9	1241—1246	—	0,001	0,001
63	Мамаджургаты	1	1277—1278	—	0,002	0,001
64	Джаркак		1128—1131,6	—	0,0008	0,001
47	Шуласан	3	1452—1460	—	0,002	—
75			1480—1488	—	0,0004	—
76		4	1370—1375	—	0,0005	—
77			1397—1398	—	0,0003	—
56	Денгизкуль	1	2453—2477	—	0,003	0,001
57			2648—2652	—	0,001	0,001
126			2623,5—2626,5	—	0,0003	—
131		2	2308,7—2310,5	—	0,0005	0,001
132			2310,5—2313	—	0,0005	0,001
133			2313—2315,8	—	0,0004	0,001
134			2315,8—2319	—	0,0006	0,001
97		15	1920—1924	—	0,0003	—
91			1924—1927	—	0,0005	—

Продолжение табл. 24

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Si	Al	Ca	Na
99	Денгизкуль	15	1927—1930	0,8	0,05	>3	0,1
100			1948,9—1949	0,8	0,1	>1	0,1
101			1977—1981	0,2	0,04	>3	0,1
102			1990—1993	0,6	0,05	>3	0,1
103			1920,5—1922,5	0,3	0,03	>3	0,1
104			2035—2040	0,1	0,01	>3	0,1
105			2058—2060	0,2	0,03	>3	0,1
106			2093,6—2098,4	0,6	0,06	>3	0,1
107			2098,4—2104	0,2	0,03	>3	0,1
108			2104—2111	0,1	0,01	>3	0,1
109			2111—2118	0,1	0,01	>3	0,1
65	Зекры	8	2341—2344	0,1	0,05	>3	0,5
110			2320—2322	0,5	0,04	>3	0,1
111			2322—2325	0,5	0,04	>3	0,1
112			2325—2328	0,8	0,06	>3	0,1
113			2328—2331	0,6	0,05	>3	0,1
114			2331—2334	0,5	0,01	>3	0,1
115			2334—2336	0,4	0,07	>3	0,1
116			2336—2339	1	0,2	>3	0,1
117			2339—2341,7	0,4	0,06	>3	0,1
118			2344—2354	0,4	0,1	>3	0,1
119	Кемачи	4	2298—2302	0,1	0,07	>3	0,1
120			2302—2304	0,07	0,06	>3	0,2
121			2304—2306	0,5	0,1	>3	0,1
122			2340—2342	0,1	0,04	>3	0,1
123			2376—2378	0,6	0,2	>3	0,1
61		2	2328—2334	0,2	0,03	>3	0,1
58	Уртабулак	2	2391—2395	0,05	0,008	>3	0,1
163		12	2491—2497	>3	3	>3	0,6
164			2503—2506	>3	3	>3	0,5
165			2506—2507	0,1	0,008	>3	0,1
166			2508—2512	0,06	0,008	>3	0,1
167			2529—2536	0,06	0,01	>3	0,1
168			2536—2539	0,01	0,003	>3	0,1
169			2542—2544	0,01	0,003	>3	0,1
170			2549—2555	0,3	0,008	>3	0,1
171			2559—2562	0,01	0,003	>3	0,1
172			2564—2567	0,08	0,003	>3	0,1
173			2570—2575	0,1	0,02	>3	0,4
174			2590—2596	0,08	0,01	>3	0,1
178		13	2374—2377	0,2	0,03	>3*	0,1
179			2377—2381	0,7	0,01	>3	0,2
180			2381—2384	3	1	>3	0,1
181			2384—2389	3	3	>3	0,2
182	Карактай		930,5—940,9	0,1	0,03	>3	0,1
183		5	956—961	0,5	0,06	>3	0,1
184	Аляуды	2	3624—3627	0,1	0,01	>3	0,1
185			3647—3650	0,1	0,006	>3	0,1
186			3647—3650	0,5	0,04	>3	0,1
187	Нишан	2	3377—3379	0,01	0,003	>3	0,1

K	Fe	Mg	Ba	Sr	V	Mn	Ti	Cr
—	0,01	0,5	—	0,5	—	0,001	—	0,001
—	0,02	0,5	—	0,5	—	0,002	—	0,001
—	0,01	0,5	—	0,4	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,8	—	0,4	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,3	0,01	0,5	—	0,001	—	0,002
—	0,08	0,1	—	0,4	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,5	—	0,4	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,3	—	0,4	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,5	—	0,3	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,6	—	0,3	—	0,001	—	0,001
—	0,02	0,9	—	—	0,004	—	0,005	—
—	0,01	0,6	—	0,3	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,6	—	0,3	—	0,001	—	0,002
—	0,01	0,8	—	0,4	—	0,001	—	0,002
—	0,01	1	—	0,4	—	0,003	—	0,002
—	0,02	0,9	—	0,5	—	0,002	—	0,005
—	0,01	1	—	0,8	—	0,004	—	0,004
—	0,04	1	—	0,6	—	0,005	—	0,03
—	0,01	0,3	0,01	2	—	0,002	—	0,02
—	0,06	0,4	0,02	2	—	0,007	—	0,02
—	0,02	0,2	—	0,5	—	0,003	—	0,05
—	0,02	0,4	—	0,5	—	0,002	—	0,04
—	0,03	0,4	—	0,8	—	0,004	—	0,04
—	0,01	0,9	—	—	—	0,001	—	0,005
—	0,06	0,2	—	—	—	0,002	—	0,003
—	1	3	0,01	0,6	—	0,500	0,006	0,1
—	0,8	3	—	0,6	—	—	0,06	—
—	0,01	0,3	—	0,5	—	0,001	—	0,001
—	0,01	0,4	—	0,5	—	—	0,001	—
—	0,006	0,7	—	0,5	—	0,001	—	0,002
—	0,006	0,6	—	0,4	—	0,001	—	0,002
—	0,006	0,6	—	0,4	—	0,001	—	0,003
—	0,006	0,5	—	0,4	—	0,001	—	0,002
—	0,006	0,4	—	0,3	—	—	0,003	—
—	0,01	0,8	—	0,5	—	0,001	—	0,003
—	0,006	0,6	—	0,5	—	—	0,001	—
—	0,01	0,4	—	0,5	—	—	0,001	—
—	0,01	0,8	—	0,3	—	0,006	—	0,003
—	0,1	0,8	0,05	0,2	—	0,002	—	0,003
—	0,1	0,5	—	0,3	—	0,003	—	0,01
—	0,1	1	0,01	0,5	—	0,004	—	0,06
—	0,03	0,5	—	0,3	—	0,006	—	0,001
—	0,01	0,5	—	0,3	—	0,001	—	0,003
—	0,006	0,1	—	0,3	—	—	0,003	—
—	0,006	0,1	—	0,3	—	0,001	—	0,004
—	0,01	0,2	0,01	0,3	—	—	—	—
—	0,004	0,2	—	0,3	—	—	0,002	—

Продолжение табл. 24

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Ag	Cu	Pb
99	Денгизкуль	15	1927—1930	—	0,0003	—
100			1948,9—1949	—	0,0008	—
101			1977—1981	—	0,0003	—
102			1990—1993	—	0,0003	—
103			1920,5—1922,5	—	0,0003	—
104			2035—2040	—	0,0003	—
105			2058—2060	—	0,0003	—
106			2093,6—2098,4	—	0,0003	—
107			2098,4—2104	—	0,0003	—
108			2104—2111	—	0,0003	—
109			2111—2118	—	0,0003	—
65	Зекры	8	2341—2344	—	0,001	0,001
110			2320—2322	—	0,0003	—
111			2322—2325	—	0,0003	—
112			2325—2328	—	0,0003	—
113			2328—2331	—	0,0003	—
114			2331—2334	—	0,0003	—
115			2334—2336	—	0,0004	—
116			2336—2339	—	0,0004	0,001
117			2339—2341,7	—	0,0004	—
118			2344—2354	—	0,0005	0,001
119	Кемачи	1	2298—2302	—	0,0004	—
120			2302—2304	—	0,0003	—
121			2304—2306	—	0,0004	—
122			2340—2342	—	0,0003	—
123			2376—2378	—	0,0003	—
61		2	2328—2334	—	0,0008	0,001
58	Уртабулак	12	2391—2395	—	0,0002	0,001
163			2491—2497	—	0,0006	—
164			2503—2506	—	0,0006	—
165			2506—2507	—	0,0003	—
166			2508—2512	—	0,0003	—
167			2529—2536	—	0,0003	—
168			2536—2539	—	0,0003	—
169			2542—2544	—	0,0003	—
170			2549—2555	—	0,0003	—
171			2559—2562	—	0,0003	—
172			2564—2567	—	0,0003	—
173			2570—2575	—	0,0003	—
174		13	2590—2596	—	0,0003	—
178			2374—2377	—	0,0003	—
179			2377—2381	—	0,0004	0,002
180			2381—2384	—	0,0003	—
181			2384—2389	—	0,0004	—
182	Карактай		930,5—940,6	—	0,0004	—
183		5	956—961	—	0,0003	—
184	Аляуды	2	3624—3627	—	0,0003	—
185			3647—3650	—	0,0003	—
186			3647—3650	—	0,0003	—
187	Нишан	2	3377—3379	—	0,0003	—

Таблица 25

Распределение некоторых элементов в породах
карбонатно-ангидритовой свиты (усредненные данные), %

Площадь	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	Sr	Mn	Ti	Cu
Айзават	0,51	0,33	3	0,20	0,07	0,34	0,46	—	0,005	0,0004
Северный Камаши	0,56	0,37	3	0,32	0,10	0,36	0,46	0,0018	0,0048	0,00039
Култак	0,65	0,25	3	0,65	0,05	0,30	0,55	0,002	0,002	0,00035
Памук	0,95	0,45	3	0,30	0,45	0,75	0,75	0,001	0,005	0,0005
Западный Майманак	0,09	0,008	3	0,10	0,006	0,36	0,46	0,0007	0,0015	0,0003
Адамташ	0,77	0,49	3	0,11	0,033	0,84	0,41	0,0063	0,009	0,00035
Аляуды	0,23	0,013	3	0,10	0,007	0,43	0,30	0,0003	0,0033	0,0003
Шурасан	2,20	1,71	3	0,27	0,66	1,95	0,80	0,016	0,053	0,00035
Денгизкуль	1,66	0,62	3	0,45	0,20	2,00	0,68	0,009	0,019	0,0009
Уртабулак	0,81	0,60	3	0,16	0,13	0,86	0,41	0,03	0,015	0,00045
Карактай	0,30	0,045	3	0,10	0,02	0,50	0,30	0,0035	0,002	0,00035
Учкыр	2,40	1,70	3	0,48	0,56	1,60	0,56	0,025	0,033	0,0026
Зекры	0,52	0,068	3	0,10	0,054	0,87	0,47	0,0032	0,007	0,00033
Кемачи	0,26	0,086	3	0,11	0,025	0,38	0,96	0,003	0,029	0,0004
Среднее значение	0,81	0,48	3	0,22	0,13	0,76	0,50	0,010	0,011	0,0011

(табл. 24, обр. 163). В ангидритах рассматриваемой свиты повсеместно присутствуют Ti (0,001—0,1%) и в малых количествах Cu (0,0003—0,002%). В большинстве образцов их содержание относительно постоянно (табл. 25). Ангидриты Учкыра, Шурасана, Уртабулака и Денгизкуля (табл. 25) более насыщены этими элементами.

Как видно из рис. 22, 23, концентрации Si, Mg, Sr, Ti от подошвы свиты к ее кровле уменьшаются, а на контакте с ангидрит-галитовой свитой возрастают. На Уртабулаке (рис. 25) максимальное содержание вышеперечисленных элементов наблюдается в кровле в подошве свиты. По его изменению можно относительно уверенно определять границы свиты.

Ангидрит-галитовая свита. Из этой части разреза проанализированы 42 образца (табл. 26). Породы данной свиты содержат меньше малых элементов по сравнению с породами карбонатно-ангидритовой свиты. Максимальные концентрации Si, Al, Mg приурочены к ангидритам (в среднем Si от 0,5 до 1,5%, Al 0,7—0,8%, Mn 0,45—0,50%), а минимальные — к солям (в среднем Si 0,12—0,9%, Al 0,5%, Mg от 0,3 до 0,4%). В то же время соли более насыщены Fe (0,02—0,29%) по сравнению с ангидритами (0,01—0,25%). По результатам анализа видно, что ангидриты рассматриваемой свиты больше обогащены Na, чем ангидриты выше- и нижележащих свит. Стронций в образцах каменной соли встречен в единичных случаях (до 0,01%) в слоях, обогащенных ангидритом. В ангидритах же его содержание изменяется от 0,4 до 0,6%. Концентрация Ti и Cu здесь также ниже, чем в породах подстилающей

Таблица 26

Результаты спектрального анализа пород ангидрит-галитовой свиты, %

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Si	Al	Ca	Na	K	Fe	Mg	Ba	Sr	B	Mn	V	Ti
15	Северный Камапи	1	2903—2917	Ангидрит	0,9	0,8	> 3	0,7	—	0,07	0,5	—	0,01	—	—	0,001	0,008
16			2903—2917	Соль	0,9	0,4	2	> 1	—	0,3	0,4	—	0,01	—	—	—	0,006
17			2927—2934	Соль	0,9	0,6	2	> 1	—	0,1	0,2	—	—	—	—	—	0,003
69			2660,7—2662,7	Ангидрит	0,1	0,02	0,8	> 1	—	0,02	0,09	—	—	—	0,001	—	0,002
22			2662,7—2670	Соль	0,6	0,6	1	> 1	—	0,2	0,3	—	0,01	—	—	—	0,001
31		4	2712—2720	Соль	0,5	0,2	2	> 1	—	0,1	0,3	—	—	—	—	—	0,003
32			2731—2740	Соль	0,8	0,6	0,8	> 1	—	0,4	0,5	—	—	—	—	—	0,003
33			2841—2844	Соль	0,6	0,5	1	> 1	—	0,3	0,6	—	—	—	—	—	0,003
34			2844—2844	Ангидрит	1,0	0,5	3	> 1	—	0,3	0,2	0,008	0,5	—	—	—	0,004
35			2844—2844	Соль	0,9	0,6	1	> 1	—	0,4	0,6	—	—	—	—	—	0,002
36	VI слой	2	2844—2844	Соль	2	0,9	3	> 1	—	0,4	0,3	—	0,05	—	—	—	0,002
37			1	0,7	3	> 1	—	0,5	0,7	—	0,04	—	—	—	—	0,01	
38			2	0,9	> 3	0,8	—	0,2	0,7	—	0,6	—	—	—	—	0,01	
90			1320—1331	Ангидрит	0,3	0,02	1	> 1	—	0,006	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,002
91			1331—1337	Соль	0,7	0,06	3	> 1	—	0,01	0,5	0,008	0,01	—	0,002	—	0,002
92			1337—1342	Соль	0,6	0,04	3	> 1	—	0,01	0,3	0,008	0,01	—	0,002	—	0,001
93			1342—1347	Соль	0,7	0,04	3	> 1	—	0,01	0,4	—	0,01	—	0,002	—	0,001
94			1347—1349	Соль	0,7	0,08	1	> 1	—	0,01	0,8	0,01	0,01	—	0,003	—	0,001
95			1350—1357	Соль	0,7	0,04	3	> 1	—	0,01	0,6	—	0,01	—	0,001	—	0,002
96			1357—1364	Соль	0,5	0,03	3	> 1	—	0,006	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,002
78	Западный Майманак	1	2330—2336	Соль	0,6	0,06	3	> 1	—	0,03	0,6	—	0,01	—	0,001	—	0,004
55			2453—2477	Соль	0,04	0,02	0,8	> 1	—	0,01	0,1	—	—	—	0,002	—	0,001
125			2548—2556	Соль	0,2	0,06	2	> 1	—	0,06	0,2	—	—	—	0,003	—	0,004
146			2370—2377	Соль	1	0,4	3	> 1	—	0,03	0,6	—	0,01	—	0,02	—	0,001
147			2377—2383	Соль	0,6	0,06	3	> 1	—	0,03	0,4	—	0,01	—	0,001	—	0,001
148			2383—2389	Соль	0,4	0,05	3	> 1	—	0,01	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,002
149			2389—2395	Соль	1	0,1	3	> 1	—	0,03	0,4	—	0,01	—	0,001	—	0,004
150			2401—2407	Соль	0,8	0,06	2	> 1	—	0,03	0,3	—	—	—	0,001	—	0,001
151			2413—2418	Соль	0,8	0,06	1	> 1	0	0,03	0,4	—	—	—	0,001	—	0,001
152			2418—2425	Соль	0,2	0,01	0,6	> 1	—	0,008	0,2	—	0,01	—	—	—	0,001
153	Уртабулак	12	2431—2437	Соль	0,6	0,04	> 3	> 1	—	0,01	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,002
154			2431—2437	Ангидрит	0,5	0,01	> 3	0,3	—	0,01	0,5	—	0,4	—	0,001	—	0,003
155			2443—2449	Соль	0,6	0,04	> 3	> 1	—	0,01	0,5	—	0,01	—	0,001	—	0,003
156			2449—2456	Соль	0,6	0,04	3	> 1	—	0,01	0,5	—	0,01	—	0,001	—	0,003
156a			2449—2456	Соль	0,3	0,01	3	> 1	—	0,01	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,004
157			2456—2460	Соль	0,6	0,04	3	> 1	—	0,01	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,001
158			2460—2463	Соль	0,9	0,1	> 3	> 1	—	0,03	0,4	—	0,01	—	0,002	—	0,002
159			2469—2475	Соль	0,8	0,1	> 3	> 1	—	0,03	0,8	—	0,01	—	0,002	—	0,003
160			2475—2481	Соль	0,1	0,03	> 3	> 1	—	0,06	0,8	—	0,01	—	0,001	—	0,001
160a			2475—2481	Соль	0,1	0,03	1	> 1	—	0,01	0,3	—	0,01	—	0,001	—	0,001
161			2481—2487	Соль	0,9	0,2	> 3	> 1	—	0,01	0,5	—	0,01	—	0,001	—	0,003
162			2487—2491	Соль	0,6	0,04	1	> 1	—	0,01	0,4	—	0,01	—	0,001	—	0,001

Продолжение табл. 26

Таблица 27

Распределение некоторых элементов в породах
ангидрит-галитовой свиты (установленные данные), %

Площадь	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	Sr	Mn	Ti	Cu
Айзават	0,9	0,6	2,3	>1	0,16	0,37	0,01	—	0,006	0,00037
Северный Камаши	0,9	0,55	2,0	>1	0,28	0,43	0,12	—	0,009	0,00037
Адамташ	0,6	0,037	2,5	>1	0,009	0,46	0,01	0,0017	0,0016	0,00039
Денгизкуль	0,12	0,04	0,8	>1	0,035	0,15	—	0,0025	0,0025	0,00045
Уртабулак	0,6	0,059	2,7	>1	0,02	0,43	0,01	0,002	0,0018	0,00036
Среднее значение	0,67	0,20	2,35	>1	0,09	0,42	0,035	0,0013	0,004	0,00037

свиты. Однако соли рассматриваемой свиты более насыщены Ti (в среднем 0,002–0,009%), чем ангидриты (0,003–0,007%). Повышенные средние значения описанных элементов отмечаются в районах Айзавата, Северного Камаши. Среднее содержание всех элементов в породах ангидрит-галитовой свиты (табл. 27) в целом ниже, чем в породах карбонатно-ангидритовой свиты. Однако в Айзавате, Северном Камаши ангидриты ангидрит-галитовой свиты насыщены такими элементами, как Si, Al, Fe, Na, Mg (в среднем Si 0,9–1,5%, Al 0,7–0,8%, Na >1%, Fe 0,07–0,25%, Mg 0,45–0,50%).

Как видно из рис. 23, 25, содержание Si, Al, Mg, Fe вверх по разрезу уменьшается, в некоторых случаях на контакте с галит-ангидритовой свитой повышается.

Галит-ангидритовая свита. Из данной секции разреза изучено 22 образца. Породы рассматриваемой свиты обеднены Si, Al, Fe, Mn, но зато обогащены Mg, Ti в отличие от пород ангидрит-галитовой свиты. Однако распределение их в ангидритах и каменной соли неодинаковое (табл. 28). Повышенное содержание Si, Al, Mg типично для ангидритов, в каменной соли этих элементов мало. Так, среднее содержание Si в ангидритах изменяется от 0,14 до 0,57%, Al – 0,03–0,4%, Mg – 0,09–0,7%, тогда как в солях количество Si составляет 0,06%, Al – 0,06%, Mg – 0,2%. Вместе с тем каменная соль больше обогащена Fe (0,3), чем ангидриты (0,008–0,09%). Концентрация Na в ангидритах ниже (в среднем по свите 0,58%), чем в ангидритах ангидрит-галитовой свиты (0,9–1%), но выше, чем в карбонатно-ангидритовой свите (в среднем 0,22%). Струнций в солях отсутствует, а в ангидритах имеется, но в меньшем количестве, чем в породах нижележащих свит. Его содержание в среднем варьирует от 0,18 (Западный Майманак) до 0,5% (Северный Камаши, Култак, Денгизкуль). Породы рассматриваемой свиты бедны Mn (в среднем 0,0005–0,003%), богаты Ti и Cu по сравнению с породами ангидрит-галитовой свиты (среднее

Таблица 28

Результаты спектрального ана

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Si	Al	Ca
1	Айзават	1	2691—2695	Ангидрит	0,8	0,8	>3
2			2724—2726		0,4	0,2	>3
3			2750—2752		0,5	0,2	>3
66			2811—2817		0,06	0,3	>3
18	Северный Камапи	4	2526—2530	Ангидрит	0,6	0,3	>3
19			2540—2546		0,7	0,4	>3
20			2596—2599		0,6	0,5	>3
21			2601—2603		0,7	0,6	>3
30			2646—2648		0,6	0,1	>3
67			2540—2546		0,4	0,07	>3
43			2699—2702		0,4	0,2	>3
73			2489—2492		0,2	0,05	>3
44	Памук		2611—2612		0,5	0,1	>3
82	Западный Маймак	2	2022—2027	Соль	0,8	0,06	>3
83			2033—2038		0,01	0,001	>3
124			2360—2364		0,2	0,07	>3
54			2332—2334		0,1	0,04	>3
130			2158—2165		0,2	0,04	>3
135			2139—2147		0,06	0,06	0,5
175	Уртабулак	13	2301—2306	Ангидрит	0,03	0,003	>3
176			2306—2310		0,1	0,03	>3
177			2310—2313		0,3	0,01	>3

лиз галит-ангибитовой свиты, %

	Na	K	Fe	Mg	Ba	Sr	V	Mn	V	Ti
	0,7	—	0,06	0,3	0,008	0,3	—	0,004	—	0,004
	0,3	—	0,04	0,8	—	0,4	—	—	0,001	0,001
	0,3	—	0,05	0,6	—	0,4	—	—	—	0,003
	1	—	0,04	0,3	—	—	—	0,004	—	0,003
	0,4	—	0,08	0,5	0,008	0,5	—	—	—	0,004
	0,8	—	0,1	0,6	0,008	0,5	—	0,001	0,001	0,007
	0,5	—	0,07	0,6	—	0,5	—	—	—	0,005
	0,7	—	0,06	0,3	—	0,5	—	—	—	0,003
	0,5	—	0,08	0,8	—	0,4	—	0,001	—	0,002
	1	—	0,008	0,2	—	—	—	0,001	—	0,002
	0,8	—	0,04	0,08	—	0,6	—	—	—	0,02
	0,7	—	0,006	0,1	—	0,4	—	0,002	—	0,006
	0,5	—	0,04	0,1	—	0,7	—	—	0,001	0,005
	0,4	—	0,01	0,4	—	0,3	—	0,003	—	0,003
	0,1	—	0,006	0,3	—	0,06	—	—	—	0,002
	0,1	—	0,01	0,4	—	—	—	0,004	—	0,03
	—	—	0,02	0,2	—	—	—	0,003	—	0,001
	—	—	0,04	2	—	0,8	—	0,003	—	0,02
	—	—	0,3	0,2	—	—	—	0,003	—	0,004
	—	—	0,008	0,1	—	0,3	—	0,001	—	0,003
	—	—	0,006	0,4	—	0,3	—	0,001	—	0,003
	0,2	—	0,01	0,3	—	0,3	—	0,002	—	0,004

Продолжение табл. 28

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Cr	Ag	Cu
1	Айзават	1	2691—2695	Ангидрит	—	—	0,0004
2			2724—2726		—	—	0,0003
3			2750—2752		—	—	0,0003
66			2811—2817		0,004	—	0,004
18	Северный Камапи	4	2526—2530	Ангидрит	—	—	0,0003
19			2540—2546		—	—	0,0003
20			2596—2599		—	—	0,0003
21			2601—2603		—	—	0,0003
30			2646—2648		—	—	0,0003
67			2540—2546		—	—	0,0006
43			2699—2702		—	—	0,0003
73			2489—2492		—	—	0,0003
44	Памук		2611—2612		—	—	0,0003
82	Западный Маймак	2	2022—2027	Соль	—	—	0,0003
83			2033—2038		—	—	0,0003
124			2360—2364		—	—	0,0005
54			2332—2334		—	—	0,002
130			2158—2165		—	—	0,0007
135			2139—2147		—	—	0,0004
175	Уртабулак	13	2301—2306	Ангидрит	—	—	0,0003
176			2306—2310		—	—	0,0003
177			2310—2313		—	—	0,0003

Таблица 30

Результаты спектрального ана

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Si	Al	Ca
9	Айзуват	3	2500—2506	Соль	0.8	0.8	0.6
68			2500—2506		0,04	0.3	1
10		4	2811—2817,7		0,4	0,7	0,6
11			2811—2817,7		0,5	0,08	>3
14		5	2617—2624		0,8	0,8	0,5
29			2466—2489		0,06	0,2	0,6
40		5	2402—2407		0,08	0,5	0,4
42			2511—2522		0,8	0,6	0,6
88		3	1178—1189		0,7	0,04	3
88a			1178—1189		0,8	0,06	3
89		2	1189—1202		0,6	0,04	3
127			1847—1852		3	1,0	0,8
128		Денгизкуль	1854—1867		3	0,9	2
129			2019—2031		3	0,8	2
129a			2019—2031		0,2	0,07	0,6
136			2016—2022		0,5	0,07	2
137			2022—2028		2	0,4	1
138			2023—2034		2	0,1	0,9
139			2034—2040,5		0,4	0,08	1
140			2040,5—2046,5		0,1	0,01	2
141			2046—2053		0,1	0,01	1
142			2053—2071		1	0,1	3
143			2191—2197		1	0,06	>3
144		12	2260—2274		1	0,1	>3
145			2274—2279,7		1	0,1	>3

лизи пород галитовой свиты, %

	Na	K	Fe	Mg	Ba	Sr	B	Mn	V	Ti
>1	—	0,3	0,3	—	—	—	—	—	0,002	0,002
>1	—	0,04	0,1	—	—	—	—	0,002	—	0,003
>1	—	0,5	0,4	—	—	—	—	—	—	0,001
0,8	—	0,06	0,2	—	0,5	—	—	0,001	0,02	—
>1	—	0,1	0,2	—	—	—	—	—	—	0,002
>1	—	0,3	0,2	—	—	—	—	—	—	—
>1	—	0,07	0,1	—	—	—	—	—	—	0,002
>1	—	0,4	0,4	—	—	—	—	—	—	0,002
>1	—	0,006	0,4	0,008	0,01	—	—	0,001	—	0,001
>1	—	0,01	0,5	0,01	0,01	—	—	0,002	—	0,003
>1	—	0,01	0,5	0,008	0,01	—	—	0,001	—	0,001
>1	—	0,7	0,8	—	—	—	—	0,02	—	0,006
>1	—	0,5	0,8	—	—	—	—	0,01	—	0,01
>1	—	0,6	0,7	—	—	—	—	0,006	—	0,02
>1	—	0,03	0,1	—	—	—	—	0,002	—	0,01
>1	—	0,4	0,5	—	—	—	—	0,004	—	0,007
>1	—	0,3	0,8	—	—	—	—	0,01	—	0,01
>1	—	0,2	0,7	—	—	—	—	0,01	—	0,008
>1	—	0,07	0,4	—	—	—	—	0,003	—	0,007
>1	—	0,01	0,3	—	—	—	—	0,001	—	0,001
>1	—	0,01	0,4	—	—	—	—	0,001	—	0,002
>1	—	0,03	0,6	—	—	—	—	0,001	—	0,004
>1	—	0,02	0,5	—	—	—	—	0,001	—	0,003
>1	—	0,03	0,8	—	—	—	—	0,001	—	0,003
>1	—	0,03	0,6	—	—	—	—	0,001	—	0,002

Продолжение табл. 30

№ обр.	Площадь	№ скв.	Интервал, м	Порода	Cr	Ag	Cu
9	Айзуват	3	2500—2506	Соль	—	—	0,0004
68			2500—2506		—	—	0,0003
10		4	2811—2817,7		—	—	0,0005
11			2811—2817,7		—	—	0,0003
14		5	2617—2624		—	—	0,0007
29			2466—2489		—	—	0,0004
40		5	2402—2407		—	—	0,0003
42			2511—2522		—	—	0,0004
88		3	1178—1189		—	—	0,0003
88a			1178—1189		—	—	0,0003
89		Денгизкуль	1189—1202		—	—	0,0003
127			1847—1852		—	—	0,0006
128			1854—1867		—	—	0,0004
129			2019—2031		—	—	0,0004
129a			2019—2031		—	—	0,0004
136		12	2016—2022		—	—	0,001
137			2022—2028		—	—	0,0005
138		12	2023—2034		—	0,0001	0,0004
139			2034—2040,5		—	0,0001	0,0002
140		12	2040,5—2046,5		—	—	0,0003
141			2046—2053		—	—	0,0003
142		12	2053—2071		—	—	0,0003
143			2191—2197		—	—	0,0003
144		12	2260—2274		—	—	0,0003
145			2274—2279,7		—	—	0,0003

Pb	Ni	Co	Mo	Sn	Be	Li	Y	Yb	Zr	Sc	Ga
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,0005	—	0,0007	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,0005	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,0005	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,0008	0,0006	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,001	—	—	0,0006	0,0001	—	—	—	—	—	—	—
0,001	—	—	0,0006	—	—	—	—	0,001	—	—	—
0,001	—	—	0,0006	0,0006	—	—	—	0,001	—	—	—
—	—	—	0,0007	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,0006	—	—	—	—	—	0,001	—	—
0,001	—	—	0,0006	—	—	—	—	—	0,001	—	—
0,001	—	—	0,0006	—	—	—	—	—	0,001	—	—
0,001	—	—	0,0006	—	—	—	—	—	0,001	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 29

Распределение некоторых элементов в породах галит-ангибитровой свиты (усредненные данные), %

Площадь	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	Sr	Mn	Ti	Cu
Айзават	0,44	0,40	>3	0,58	0,05	0,50	0,3	0,001	0,003	0,0013
Северный Камаши	0,57	0,33	>3	0,65	0,066	0,50	0,5	0,0005	0,007	0,00035
Култак	0,30	0,12	>3	0,75	0,023	0,09	0,5	0,001	0,0035	0,0003
Западный Маймак	0,40	0,03	>3	0,40	0,008	0,35	0,48	0,0015	0,0025	0,0003
Денгизкуль	0,14	0,05	>3	1,00	0,09	0,70	0,5	0,003	0,014	0,0009
Уртабулак	0,44	0,014	>3	0,43	0,008	0,17	0,3	0,0013	0,0033	0,0003
Среднее	0,36	0,19	>3	0,58	0,05	0,42	0,40	0,001	0,005	0,0005

значение Ti 0,0025—0,014%, Cu 0,0003—0,0013%). В подавляющем большинстве случаев повышенное содержание описанных элементов отмечается в Айзавате и Северном Камаши (табл. 29). По содержанию этих элементов иногда хорошо прослеживается верхняя граница рассматриваемой свиты (рис. 22, 23).

Галитовая свита. Проанализировано 25 образцов. Установлено, что породы этой свиты более насыщены малыми элементами, чем породы галит-ангибитровой и ангибит-галитовой свит (табл. 30). Содержание Si в каменной соли варьирует 0,04 (Айзават) до 0,8% (Айзават, Култак, Адамташ), а в Денгизкуле оно превышает 3%, Al от 0,01 до 1,0%, Mg от 0,10 до 0,8%, Fe — 0,01—0,70%. В изученном образце ангибрита содержание SiO_2 0,5%, Al 0,08%, Fe 0,06%, Mg 0,2%. Соли этой свиты насыщены Fe и бедны Ca. Среднее содержание последнего по свите составляет 1,62%, тогда как в ангибит-галитовой оно достигало 2,35%. Максимальное содержание всех перечисленных элементов отмечается в Денгизкуле, а минимальное — в Северном Камаши (табл. 31). В Бешкентском прогибе Mg отсутствует, а в соседних районах его содержание колеблется от 0,001 до 0,02%.

Как видно из изложенного, наиболее насыщены микроэлементами породы карбонатно-ангибитровой свиты. В вышележащих частях разреза формации их содержание уменьшается, но оно вновь увеличивается в породах галитовой свиты.

В породах соляно-ангибитровой формации кроме перечисленных элементов обнаружен Ba, V, Cr, Pb, Mo, Zr, но встречаются они не повсеместно, и содержание их очень невелико. Эти элементы в породах галитовой, галит-ангибитровой, ангибит-галитовой свит встречаются еще реже. Они отмечаются чаще в карбонатно-ангибитровой свите. Ba выявлен в трех образцах солей, для которых его содержание изменяется от 0,008 до 0,01%. Элементы V, Pb, Zr чаще всего приурочены к породам карбонатно-ангибитровой свиты, где

Таблица 31

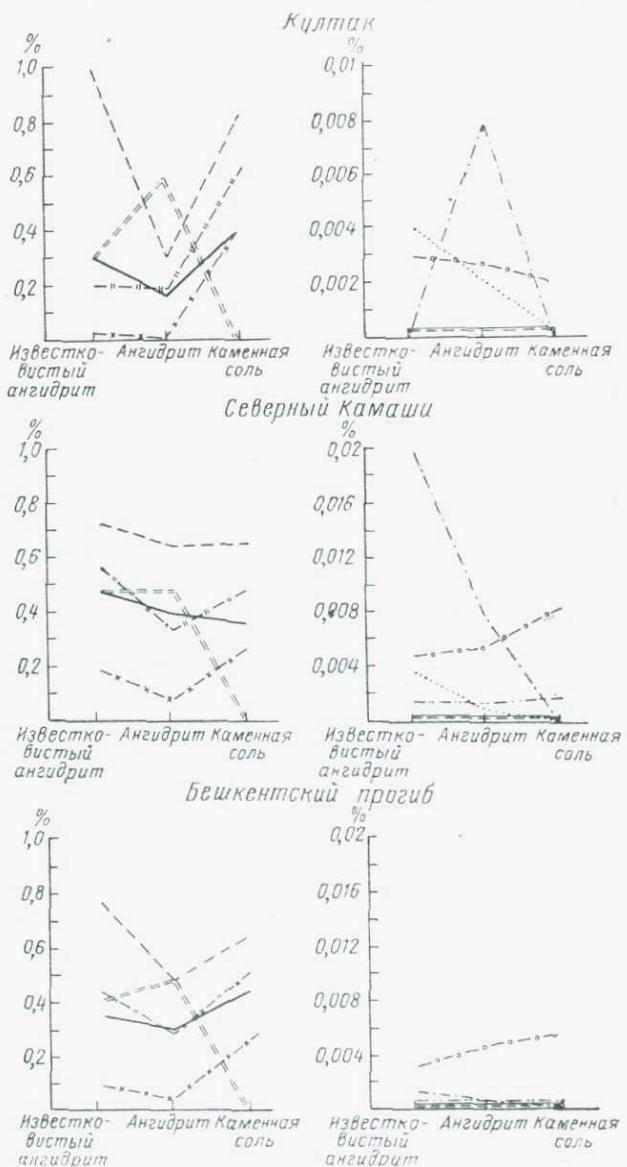
Распределение некоторых элементов в породах терригенно-галитовой свиты (установленные данные), %

Площадь	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	Sr	Mn	Ti	Cu
Айзават	0,51	0,53	1,1	>1	0,20	0,24	—	0,0004	0,0056	0,00044
Северный Камашин	0,07	0,35	0,5	>1	0,18	0,15	—	—	0,001	0,00035
Култак	0,80	0,60	0,6	>1	0,40	0,40	—	—	0,002	0,0004
Адамташ	0,70	0,047	3,0	>1	0,009	0,47	0,01	0,0013	0,0017	0,0003
Денгизкуль	2,30	0,69	1,35	>1	0,46	0,60	—	0,009	0,011	0,00045
Уртабулак	0,91	0,103	2	>1	0,08	0,56	—	0,003	0,005	0,0004
Среднее	0,88	0,31	1,62	>1	0,18	0,45	0,001	0,0042	0,0052	0,0004

содержание их повышенное. Так, содержание V колеблется от нуля до 0,002%, в единичных случаях достигает 0,006% (табл. 24, обр. 163), но обычно оно составляет 0,001%; Pb содержится в количестве от 0,001 до 0,004%, а Zr 0,001—0,003%. В вышележащих свитах эти элементы встречаются очень редко, причем их количество не превышает 0,001—0,002%. Содержание Mo в карбонатно-ангидритовой свите изменяется от нуля до 0,0008%, редко доходит до 0,002% (табл. 24, обр. 57), тогда как в вышележащих свитах этот элемент встречается редко в количестве 0,0005—0,0007%. В породах карбонатно-ангидритовой и галит-ангидритовой свит Денгизкульского района постоянно присутствует Mo и почти всегда в количестве около 0,0006%.

Распределение ряда микроэлементов по стратиграфическому разрезу соляно-ангидритовой формации неодинаковое. Максимальное содержание Na показательно для пород ангидрит-галитовой и галитовой свит, а для карбонатно-ангидритовой и галит-ангидритовой свит оно минимально. В среднем относительно повышенные содержания Si, Al, Mg, Fe, Ti, Mn, Cu характерны для пород карбонатно-ангидритовой и галитовой свит, а максимальное содержание Ba, Ni, Zr — только для пород карбонатно-ангидритовой свиты. Это дает основание полагать, что при формировании пород карбонатно-ангидритовой свиты некоторую роль играл и материал, привносившийся в водоем с сушей. Вместе с тем очевидна решающая роль химической продуктивности самого бассейна. Породы галитовой свиты обогащались микроэлементами не только путем ассимиляции их из водной массы, но и путем поглощения кристалликами химически осаждающегося вещества терригенных частиц, находившихся в воде во взвешенном состоянии. Напротив, при формировании породы ангидрит-галитовой и галит-ангидритовой свит роль материала, вносимого в водоем с сушей, была ничтожно мала, и породы образовались почти исключительно за счет химической продуктивности самого водоема.

Как известно, распространение микроэлементов в осадочных породах на различных участках земной поверхности не остается одинаковым. Эти изменения, как указывает Н. М. Страхов (1962),



подчиняются закономерностям, которые связаны главным образом с особенностями физико-географической обстановки седлообразования. Изучая распределения малых элементов в континентальных

и морских отложениях гумидного фацального пояса, Н. М. Страхов (1962) выделил два типа распределения: пестрый и упорядоченный. Первый тип характерен для отложений прибрежного мелководья

Айзават

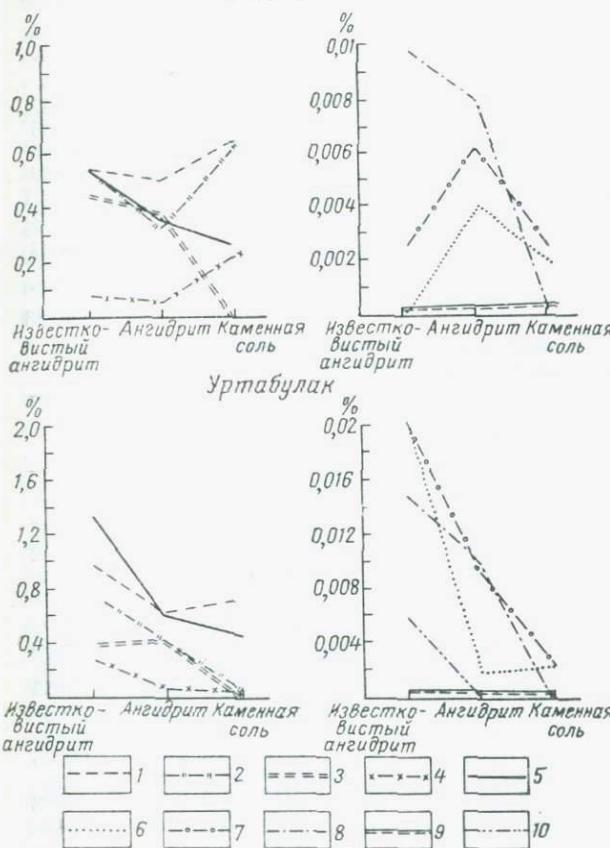


Рис. 27. Взаимосвязь между содержаниями некоторых малых элементов и петрографическими разностями пород.

1 — Si; 2 — Al; 3 — Sr;
4 — Fe; 5 — Mg; 6 — Mn;
7 — Ti; 8 — Ba; 9 — Cu;
10 — V.

и лагун. Его сущность заключается в отсутствии единой схемы распределения у разных элементов. Максимум содержания одних элементов приходится на одну петрографическую разность пород, тогда как для других разностей эти элементы нетипичны. Второй, упорядоченный, тип распределения элементов характеризуется тем, что в ряду пород песчаники — алевролиты — аргиллиты — известняки содержания всех или подавляющей массы элементов в начале нарастают от песчаников к аргиллитам, а затем падают от аргиллитов к известнякам.

Для соляно-ангибитовой формации, образовавшейся в условиях максимальной аридизации климата, характерен пестрый тип распределения микроэлементов. Как видно из рис. 27 и табл. 32, 33, максимальные содержания Mg, Sr, Mn, Cu, Ba характерны для ангидритов,

Таблица 32

**Распределение некоторых элементов в каменной соли
(установленные данные), %**

Площадь	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	Sr	Mn	Ti	Cu
Айзават	0,65	0,56	1,6	>1	0,18	0,29	0,004	0,0002	0,012	0,0004
Северный Камаши	0,76	0,52	1,75	>1	0,26	0,38	0,10	0,0002	0,007	0,00037
Адамташ	0,44	0,04	2,65	>1	0,009	0,46	0,01	0,0016	0,0016	0,00035
Денгизкуль	1,57	0,47	1,17	>1	0,31	0,35	—	0,007	0,008	0,00045
Уртабулак	0,70	0,074	1,46	>1	0,04	0,47	0,006	0,0024	0,0028	0,00037
Среднее	0,75	0,25	2,10	>1	0,12	0,43	0,022	0,0022	0,0043	0,00037

Таблица 33

**Распределение некоторых элементов в ангидритах
(установленные данные), %**

Площадь	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mg	Sr	Mn	Ti	Cu
Айзават	0,49	0,36	>3	0,34	0,05	0,40	0,40	0,0005	0,004	0,0007
Северный Камаши	0,56	0,35	>3	0,44	0,086	0,41	0,47	0,0025	0,0055	0,00037
Култак	0,47	0,18	>3	0,70	0,036	0,49	0,52	—	0,0027	0,00032
Памук	0,80	0,33	>3	0,33	0,11	0,53	0,73	0,007	0,005	0,0004
Западный Маймак	0,17	0,013	>3	0,10	0,0062	0,35	0,37	0,0009	0,0018	0,0003
Адамташ	0,77	0,49	>3	0,11	0,038	0,84	0,41	0,0063	0,009	0,00035
Аляуды	0,23	0,018	>3	0,10	0,007	0,13	0,30	0,0003	0,0033	0,0003
Шурасан	2,20	1,71	>3	0,27	0,66	1,95	0,80	0,016	0,053	0,00035
Денгизкуль	1,10	0,44	>3	0,65	0,16	1,50	0,58	0,007	0,0017	0,0009
Уртабулак	0,71	0,50	>3	0,16	0,11	0,70	0,39	0,003	0,0018	0,0004
Карактай	0,30	0,045	>3	0,10	0,02	0,50	0,30	0,0035	0,002	0,00035
Учкыр	2,40	1,70	>3	0,48	0,56	1,60	0,56	0,025	0,033	0,0026
Зекры	0,52	0,068	>3	0,10	0,054	1,87	0,47	0,0032	0,007	0,00033
Кемачи	0,26	0,086	>3	0,11	0,025	0,38	0,96	0,003	0,029	0,0004
Среднее	0,73	0,43	>3	0,27	0,11	0,70	0,46	0,0084	0,01	0,001

тогда как в солях их содержание минимальное. Повышенные концентрации Si, Al, Fe, Ti наблюдаются, наоборот, в каменных солях. В породах, обогащенных глиной, отмечается повышенное количество всех описанных элементов (табл. 32, 33, Учкыр, Шурасан).

Распределение органического углерода

Органический углерод в отложениях соляно-ангидритовой формации определялся газометрическим методом сухого сжигания в приборе Бюргца-Штролейна после полного удаления из образцов кар-

бонатных соединений. При этом нерастворимый остаток породы скигают в потоке кислорода, учитывая количество выделившегося CO_2 . Содержание органического углерода в породах соляно-ангидритовой формации в целом очень невысокое (табл. 34), хотя в отдельных образцах оно значительно. Замечено, что наиболее высокое содержание органического углерода показательно для ангидритов, обогащенных карбонатным материалом. Из 200 проанализированных проб органический углерод обнаружен в 93, что составляет 46,5%, причем в ангидритах органический углерод встречается чаще, чем в солях. Из указанного общего числа проб 63 составляют соли, но только в 14 из них обнаружен органический углерод (22,2%). Из карбонатно-ангидритовой свиты проанализировано 102 образца. Из них в 37 $C_{\text{орг}}$ не обнаружен, в 21 его содержание 0,05%, в 19 — 0,06—0,1%, в 24 — 0,1—0,5%, в 1 — до 1%. Для образцов пород карбонатно-ангидритовой свиты, в которых отмечено наличие органического углерода, его содержание варьирует от 0,02 до 0,3% и лишь в единичных случаях доходит до 1,06%.

Содержание органического углерода в породах этой свиты Бешкентского прогиба незначительное (0,03—0,28%). Здесь из 32 проанализированных проб $C_{\text{орг}}$ обнаружен в 26 образцах. Среднее содержание органического углерода по 26 образцам изменяется от 0,04 (Западный Майманак, Памук) до 0,14% (Северный Камаш).

Таким образом, ангидриты Аляуды и Северного Камаша богаты органическим углеродом, в то время как ангидриты Култака, Памука, Западного Майманака и Нишана отличаются низким содержанием этого элемента (в среднем 0,04—0,06%). Общее среднее содержание органического углерода в породах карбонатно-ангидритовой свиты Бешкентского прогиба составляет 0,096%. Более повышенное содержание органического углерода отмечается в районах Зекры, Адамташа, Уртабулака. В среднем оно равно 0,14—0,26%.

Из 42 образцов пород ангидрит-галитовой свиты в 32 содержание $C_{\text{орг}}$ равно нулю, в пяти колеблется от 0,001 до 0,006%, в четырех — от 0,006 до 0,009% и в одном — 0,02%. Содержание органического углерода в солях ничтожное, в среднем по 10 образцам оно колеблется от 0,003 (Айзават) до 0,009% (Уртабулак). В ангидритах содержание органического углерода несколько выше (0,02%).

Из галит-ангидритовой свиты проанализировано 22 образца, из них в девяти содержание $C_{\text{орг}}$ равно нулю, в шести колеблется от 0,04 до 0,06%, в трех — от 0,6 до 0,9% и в четырех от 0,09 до 0,26%. Заметим, что повышенное содержание $C_{\text{орг}}$ отмечено в образцах из Северного Камаша (табл. 34). Однако по этой площади из шести проанализированных образцов $C_{\text{орг}}$ выявлен только в трех. В то же время среднее содержание органического углерода для площадей Айзават, Култак, Денгизкуль оказывается почти одинаковым и очень невысоким (табл. 34). Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ по этим 10 образцам составляет 0,098%.

Из галитовой свиты изучено 25 образцов, из них в 20 $C_{\text{орг}}$ не

Таблица 34

Содержание органического углерода в соляно-ангидритовой фракции, %

Площадь	№ скв.	Сорг	Площадь	№ скв.	Сорг
Карбонатно-ангидритовая (ангидрит)			Уртабулак	12	0,08 0,43 0,08 0,09
Айзават	1	0,06			0,09
	2	0,06 0,09 0,08 0,06			0,22 0,33 0,09 0,32
Северный Камаши	4	0,22	Карбонатно-ангидритовая (ангидрит)		
	1	0,19 0,21	Аляуды	2	0,24
		0,20			0,10
	2	0,15 0,28			0,05
	6	0,05 0,04 0,04	Нишан Учкыр	2 21	0,03 0,07 1,06
Култак	1	0,05	Караулбазар	9	0,15
	3	0,07	Джаркак	1	0,02
Памук	2	0,05 0,04	Шурасан	4	0,05
Западный Майманак	1	0,04	Ангидрит-галитовая (соль)		
	2	0,03 0,05 0,05	Айзават	5	0,001
Денгизкуль	1	0,05	Северный Камаши	1	0,001
	2	0,05 0,03			0,02 0,002
		0,04 0,04	Адамташ	2	0,006
Зекры	8	0,15 0,10 0,07 0,09	Уртабулак	12	0,008 0,009 0,01 0,003
		0,21 0,13	Денгизкуль	1	
		0,17 0,25	Галит-ангидритовая (ангидрит)		
Кемачиг	1	0,40 0,05 0,04 0,06	Айзават	1	0,05 0,08 0,13 0,18
Адамташ	15	0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Северный Камаши	1	
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Култак	4	0,26 0,09 0,04
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Памук	1	0,07
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Западный Майманак	2	0,04
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Денгизкуль	1	0,06 0,04
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Уртабулак	13	0,11
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Галитовая соль		
		0,27 0,41 0,30 0,38 0,26 0,28 0,24	Айзават	3	0,002

обнаружено, в 5 его содержание колеблется от 0,001 до 0,006%. В целом содержание органического углерода в породах этой свиты незначительное — от 0,001 до 0,006% (в среднем 0,003—0,004%).

По данным Н. М. Страхова, содержание органического углерода в чистых ангидритах кунгурского яруса Ишимбаевского Приуралья также незначительное — от 0,01 до 0,03%, тогда как в глинистых и песчанистых ангидритах оно возрастает до 0,19—0,60% (Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, 1944). Отсутствие органического углерода или очень незначительное его количество в соленосных породах Ишимбаевского Приуралья Н. М. Страхов объясняет следующим образом: «Причина заключается в значительной быстроте галогенного процесса, особенно в последние его моменты: все возрастающее ежегодно количество минеральных солей все сильнее разбавляло массы одновременно поступавшей в осадок органики, и процент C_{org} в соленосных породах неизбежно падал». Это объяснение распространяется и на соляно-ангидритовую формацию Бешкентского прогиба.

Итак, в породах соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба, а также смежных районов присутствуют рассеянные битуминозные вещества. В процессе изучения материала установлено, что битумы часто встречаются в трещинах, особенно в ангидритах из нижней части карбонатно-ангидритовой свиты. Окраска их желтовато-бурая, красновато-бурая.

Как видно из результатов люминесцентно-битуминологического анализа (табл. 35), содержание хлороформенного битума в ангидритах колеблется от следов до 0,0025%, местами доходит до 0,005—0,01% (табл. 35, обр. 106, 107), а среднее содержание изменяется от 0,00023 до 0,0033%. При этом насыщенность пород карбонатно-ангидритовой свиты хлороформенным битумом колеблется от следов до 0,0025% и лишь изредка достигает 0,01%, в среднем оно равно 0,0004—0,0033%. Относительно повышенное содержание хлороформенного битума отмечается в Зекры и Адамташе (среднее 0,001—0,0033).

Среднее содержание хлороформенного битума в породах карбонатно-ангидритовой свиты изменяется от 0,0002 (Аляуды) до 0,00045% (Айзуват), в целом по Бешкентскому прогибу оно составляет 0,00054%, а в ангидритах галит-ангидритовой свиты колеблется от 0,0002 до 0,0042%, в среднем количество его 0,00023 (Северный Камаш) — 0,00075% (Айзуват, Денгизкуль). В породах галит-ангидритовой свиты концентрация битума еще ниже, чем в породах карбонатно-ангидритовой свиты. Среднее его содержание по Бешкентскому прогибу составляет 0,00043%. Очень низким оказывается количество хлороформенного битума в солях. Оно изменяется от следов до 0,0003% и очень редко доходит до 0,0006%; ниже всего оно в породах галитовой свиты. Степень обогащенности ангидритов спирто-бензольным битумом еще ниже, количество этого вида органического вещества колеблется от следов до 0,0003% и лишь в некоторых случаях возрастает до 0,0006% (среднее 0,00016—0,0008%). Относительно повышенные содержания спирто-бензольного битума отмечаются в породах карбонатно-ангидритовой свиты — от 0,00016

Таблица 35

Содержание битума в породах соляно-ангидритовой формации, %

Район	№ обр.	№ скв.	Хлороформенный битум	Спиртобензольный битум
Карбонатно-ангидритовая (ангидрит)				
Айзават	4	1	0,0003	Следы
	6	2	0,0003	»
	7		0,0006	0,00016
	13	4	0,0006	0,00016
Северный Камаш	24	1	0,0006	0,00016
	25		0,0012	0,00060
	25		0,0003	0,00016
	27	2	0,0003	0,00016
	28		0,0003	0,00016
	41	1	0,0003	Следы
	74	3	0,0006	0,00060
Памук	45	2	0,0002	0,00016
Западный Майманак	81	1	0,0006	0,0012
	86	2	0,0025	0,0006
	87		0,0012	0,0006
Денгизкуль	57	1	0,0006	0,0002
	126		0,0012	0,0003
	134		0,0002	0,0002
Зекры	65	8	0,0003	0,0002
	112		0,0025	0,0003
	113		0,0012	0,0002
	114		0,0012	0,0002
	115		0,0012	0,0012
	116		0,0006	0,0003
	118		0,0003	0,0003
Кемачи	119		0,0003	0,0002
	122		0,0012	0,0006
Карбонатно-ангидритовая (ангидрит)				
Кемачи	123	1	0,0006	0,0003
Адамташ	100	15	0,0006	0,0003
	101		0,0003	0,0003
	104		0,0025	0,0002
	106	15	0,0100	0,0002
	107	15	0,0050	0,0003
	108	15	0,0025	0,0002
	109	15	0,0025	0,0003
Уртабулак	167	12	Следы	0,0002
	168	12	0,0012	0,0006
	170	12	0,0003	0,0002
	171	12	0,0003	0,0003
	172	12	0,0025	0,0003
	174	12	0,0006	0,0002
	178	13	0,0003	0,0002
	179	13	0,0003	0,0003
	180	13	0,0006	0,0003
Аляуды	184	2	0,0006	0,0002
	175	2	Следы	Следы
	186	2	»	»

Продолжение табл. 35

Район	№ обр.	№ скв.	Хлорофор-мениный битум	Спирто-бен-зольный битум
Нишан Учкыр	187 53	2 21	0,0002 0,0006	Следы 0,0003
Ангидрит-галитовая (соль)				
Айзават	17	5	0,0002	0,0002
Северный Камаши	22	1	0,0002	0,0002
	31	4	0,0002	Следы
	33	4	Следы	»
	37	4	»	»
Адамташ	96	2	»	»
Уртабулак	146	12	0,0002	0,0003
	155	12	0,0002	0,0006
	162	12	0,0002	0,0003
Денгизкуль	125	1	Следы	Следы
Западный Майманак	78	1	0,0003	0,0003
Галит-ангидритовая (ангидрит)				
Айзават	2	1	0,0012	0,0002
	3		0,0003	Следы
	4		0,0005	0,0012
Северный Камаши	18	1	0,0002	Следы
	21		0,0003	0,0002
Култак	73	1	0,0006	0,0002
	43	4	0,0002	0,0002
Памук	44	1	0,0003	0,0002
Денгизкуль	54	1	0,0012	0,0002
	124	1	0,0003	0,0003
Уртабулак	175	13	0,0003	0,0002
Северный Камаши	30	4	0,0002	0,0002
Галитовая (соль)				
Айзават	9	3	0,0006	Следы
	10	4	0,0002	0,0002
	14	5	Следы	Следы
Северный Камаши	29	4	»	»
Адамташ	83	2	»	»
Уртабулак	126	12	»	0,0003
	143	12	»	0,0003

до 0,0012 (в среднем 0,00016% — Айзават, 0,0008% — Западный Майманак). Содержание спирто-бензольного битума в породах ангидрит-галитовой и галитовой свит также очень низкое — от следов до 0,0003%, и лишь в отдельных образцах оно доходит до 0,0006%.

Судя по чрезвычайно низкой насыщенности пород соляно-ангидритовой формации рассеянным органическим веществом, а также по условиям седиментации в кимеридж-титонское время, происхождение этих битумов аллохтонное.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Физико-химические условия образования галогенных отложений рассматривались в работах Н. С. Курнакова и М. Г. Валяшко (1933), Н. С. Курнакова (1940), М. Г. Валяшко (1951, 1962), А. И. Дзенс-Литовского (1936, 1954, 1956), М. П. Фивега (1948, 1954, 1956, 1961), Б. И. Степанова и В. И. Николаева (1938), А. Д. Пельша (1952) и многих других исследователей.

Долгое время общепризнанной считалась «баровая» гипотеза К. Оксенуса, согласно которой ископаемые толщи солей образовались в лагунах типа Карабогаз-Гола. Полагали, что эта точка зрения наиболее полно раскрывает все особенности формирования солей.

По мнению известного немецкого исследователя Вальтера, соли в основном образуются в континентальных условиях за счет выщелачивания их при выветривании различных горных пород и сноса постоянными и временными потоками в бессточные впадины аридных зон. Однако оказалось, что при континентальном соленакоплении образуются небольшие залежи различных сульфатов и каменной соли (А. Л. Яншин, 1961). В Узбекистане континентальные накопления сульфатов и солей развиты в неогеновых отложениях Северо-Западной Ферганы. В составе галогенных отложений выделяются следующие литологические типы пород: каменная соль, ангидритовые, гипсовые, глауберитовые, мирабилитовые породы, галопелиты (солевые глины).

Нижняя часть разреза состоит из красно-бурых галопелитов с мощными пластами каменной соли и прослойми гипса, а верхняя — из серо-зеленых галопелитов, переслаивающихся пластами глауберитов, ангидритов и гипсов с линзами каменной соли. Нижняя часть галогенной толщи неогена с мощными пластами каменной соли образовалась преимущественно в условиях морского режима накопления. Верхняя часть разреза соответствовала этапам преимущественно континентального питания бассейна с участием ряда морского происхождения, о чем свидетельствует повышенное содержание ангидрита, почти постоянное присутствие глауберита и значительно меньшее содержание галита (В. В. Герасимова, 1960). Как отмечает В. В. Герасимова, «встречающиеся местами в массе каменной соли вкрапления и гнезда глауберита указывают на не-

которую примесь к морским водам бассейна высокоминерализованных континентальных растворов».

Условия образования соляно-ангидритовой формации верхней юры Западного Узбекистана рассмотрены в работах Н. П. Хераскова (1932, 1934), А. В. Пейве (1934), Б. М. Гиммельфарб (1934), Н. П. Петрова (1953, 1959, 1964), А. Г. Бабаева и А. М. Акрамходжаева (1960), В. И. Троицкого (1967), В. С. Попова (1968) и др.

По мнению А. В. Пейве, отложения соляно-ангидритовой формации относятся к широко распространенным лагунно-морским осадкам. Г. М. Гиммельфарб считает, что они образовались в результате усыхания озера на континенте. По Н. П. Хераскову, эти осадки характерны для прогрессивно усыхающего морского бассейна, а по мнению Н. П. Петрова, мощная толща ангидритов и каменной соли образовалась в долго существовавшем солеродном очень мелководном бассейне.

До ааленского века вся территория Туранской плиты представляла собой арену накопления терригенных континентальных, в том числе угленосных, образований. Однако позже сюда все чаще и чаще стали вторгаться воды морского бассейна. В келловейском веке проявилась первая из региональных трансгрессий мезозойских морей, окончательно вытеснившая континентальные водоемы из пределов Туранской плиты. Вся она оказалась перерытой мелководным морским бассейном. В келловейском веке здесь началось, а в оксфордском закончилось формирование карбонатной формации. В конце оксфордского века на фоне начавшихся медленных поднятий уже сформировавшиеся структуры местами оказались выведенными выше зеркала вод, а морской бассейн в целом обмелел. Все это изменило конфигурацию бассейна, он стал преобразовываться в бассейн регressiveного типа. Непосредственному накоплению соляно-ангидритовой формации предшествовали в значительной мере наступившая резкая аридизация климата и, видимо, существенное опускание территории, располагающейся южнее Бухарского пароградного разлома. Таким образом, в начале позднеюрского времени произошло резкое расширение площади седиментационного бассейна и полное вытеснение континентальных условий осадконакопления морскими. Завершающий этап позднеюрского времени показателен не только резким сокращением площади седиментационного бассейна, но и не менее резкой сменой типов накапливавшихся пород.

Если в келловее — оксфорде область осадконакопления представляла собою краевую мелководную часть моря с нормальной соленостью вод, то в кимеридже — титоне этот водоем преобразовался в солеродный. Вряд ли этот солеродный бассейн представлял собой лагуну в обычном смысле этого слова. Лагуны — это отделенные от открытого моря песчаным бортом или рифовыми постройками морские заливы. Они отличаются частой сменой солевого состава вод из-за постоянной перестройки бара под действием морских волн и течений. При перемещениях береговой линии они исчезают и возникают вновь. Как отмечает Н. М. Страхов (1962), характерной

особенностью лагунных формаций является остановка галогенного процесса, как правило, на самой начальной его фазе — возникновения сульфатов, гипса. Лишь крайне редко, по его мнению, процесс этот доходит до садки галита и калийных солей, и Н. М. Страхов указывает, что «...если мы имеем дело с калийной солью, то тщетно искать ей место в составе лагунных формаций, она возникает только в формациях заливных, краевых морских и внутриконтинентальных солеродных морей». Сказанное и ярко выраженный галогенез на этапе формирования соляно-ангидритовой формации заставляют пересмотреть ранее господствовавший вывод о лагунном генезисе соляно-ангидритовой формации. Важным фактором, определяющим необходимость пересмотра этих представлений, является региональная обогащенность галогенных секций разреза формации калийными солями. Следовательно, можно предполагать, что они образовались в морских водоемах с совершенно особым гидрохимическим режимом.

Формирование соляно-ангидритовой формации верхней юры происходило в условиях периодической повторяемости качественно различных процессов соленакопления, протекавших в солеродном бассейне. Бешкентский прогиб — часть этого огромного солеродного бассейна, который в начальный период накопления соляно-ангидритовой формации, по-видимому, отличался большей глубиной, чем смежные районы. В связи с аридизацией климата началось быстрое осолонение вод. С этого времени накапливались ангидриты и известняки нижней карбонатно-ангидритовой свиты, которая занимает промежуточное положение между карбонатной и соляно-ангидритовой формациями.

Ангидрит, как известно, выпадает в осадок из солевого раствора в период, когда концентрация хлористых солей в солеродном бассейне достигает состояния, близкого к насыщению. Длительное сохранение таких условий приводит к выпадению ангидрита в осадок.

В начале образования карбонатно-ангидритовой свиты прогрессивное нарастание солености частично компенсировалось привносом с суши пресных вод. Но в дальнейшем в процессе нарастания аридизации климата палеореки пересохли. И именно с этим надо связывать наличие прослоев известняка в нижней части соляно-ангидритовой формации. Особенно часто эти маломощные прослойки встречаются на структуре Адамаш, т. е. на площади, ближе расположенной к древней береговой линии. Карбонатные прослои и включения, которые часто встречаются в нижней части рассматриваемой свиты, по-видимому, являются первичными. Это заключение подтверждается отчасти пелитоморфной структурой известняков. Серая окраска карбонатных и сульфатных пород, преобладание зажиганной формы железа над окисной ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1$), присутствие органического углерода и битума (табл. 34), хотя и в небольших количествах, наличие пирита и, наконец, обогащенность ангидритов сероводородным газом свидетельствуют о восстановительной среде солеродного бассейна в период накопления карбонатно-ангидритовой свиты. Такая среда характерна, по Н. П. Петрову, для солеродных

бассейнов средиземноморского типа, не потерявших связи с океаном. В конце формирования карбонатно-ангидритовой свиты физико-химические условия в бассейне изменились. Вероятно, резко уменьшился приток пресных вод с суши, а связь с открытым морем затруднилась. В результате концентрация солей повысилась, и сульфатное осадконакопление вытеснилось галогенным.

Уже установлено (Н. М. Страхов, М. Г. Валяшко и др.), что осаждение каменной соли в солеродном бассейне наступает в том случае, когда создается дефицитный баланс воды, в результате чего рапа насыщается одной из легкорастворимых солей, в данном случае галитом. Если рапа еще далека от насыщения галитом, то устойчивого накопления солей не происходит. Галитовый пласт возникает и удерживается лишь в том случае, когда рапа достигла насыщения хлористым натрием или даже несколько пересыщена им. Н. М. Страхов (1962) отмечает «...если новосадка галита будет в нижней части своей соприкасаться с ненасыщенной NaCl донной рапой, она неизбежно будет растворяться этой рапой. Если донная рапа уже будет насыщена NaCl, то растворения нижних слоев новосадки этой рапой уже происходит не будет, она сохранится и даст начало соляному пласту, так называемой старосадке».

В результате интенсивного испарения воды бассейна концентрация хлористых солей возросла до садки галита, и начала отлагаться мощная толща каменной соли ангидрит-галитовой свиты. Следует отметить, что этот процесс прерывался очень редко и на короткое время за счет проникновения в солеродный бассейн морских вод. Такое опреснение в пределах Бешкентского прогиба произошло, по-видимому, 3 раза, что зафиксировано тремя маломощными прослойками ангидрита в нижней, средней и верхней частях ангидрит-галитовой свиты. Видимо, восстановительная среда, которая существовала во время формирования карбонатно-ангидритовой свиты и сохранялась еще долгое время, постепенно замещаясь окислительной. Однообразный петрографический состав каменной соли, присутствие в ней прослоек и включений ангидрита свидетельствуют о том, что формирование этой толщи происходило в спокойных условиях. К концу времени накопления ангидрит-галитовой свиты связь солеродного бассейна с открытым морем стала более ощущимой. Как масштаб опреснения вод солеродного бассейна, так и продолжительность моментов свободной связи возросли. Каждое такое проникновение моря отмечено садкой пластиангидрита.

Однако такая смена режима солеродного бассейна не везде имела одинаковый характер. На севере Бешкентского прогиба (Западный Майманак) в начале образования галит-ангидритовой свиты осолонение произошло лишь один раз и было коротким. На юге прогиба (Култак) было четырех-пятикратное опреснение, а затем кратковременное осолонение солеродного бассейна. Указанные периоды опреснения наступали непосредственно вслед за периодами максимального возрастания концентрации водоема. Наконец, после многократного чередования режима закрытого моря с режимом свободного доступа

вод открытого моря установилась настоящая связь с последним, а ангидритовые породы окончательно вытеснились из разреза соли.

С этого времени началось накопление чистой ангидритовой толщи. Следует обратить внимание на то, что подобное распространение водоема не отмечено в Гаурдак-Тюбегатанском районе. По В. И. Троицкому, олеснение достигло и этого района, но сульфатные и карбонатные ионы были потеряны.

По соотношению закисных и окисных форм железа ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > > 1$) можно полагать, что породы галит-ангидритовой свиты накапливались в условиях слабовосстановительной среды. К концу времени формирования пород галит-ангидритовой свиты фациальные условия изменились. Степень солености вод вновь возросла настолько, что началась стадия садки каменной соли. Во время формирования пород этой свиты связь солеродного бассейна с открытым морем сильно затруднялась.

Длительное сохранение таких условий привело к накоплению мощной толщи каменной соли галитовой свиты. Наличие в верхней части толщи вкраплений сильвина, а также данные гамма-каротажа, подтверждающие присутствие в разрезе слоя калиеносных горизонтов, свидетельствуют о том, что концентрация рапы достигала в отдельные моменты, особенно в конечной стадии осадконакопления, стадии садки наиболее растворимых и легкоподвижных калийных солей. Однако условия, благоприятные для садки калийных солей, возникали только на юге Бешкентского прогиба. Вообще калийные соли в исследуемом районе отмечены на многих участках, но тем не менее они выражены некоторым числом изолированных линз различной мощности. Общий их объем по отношению к общему объему каменной соли представляет ничтожную величину.

Меньшую распространенность залежей калийных солей, по сравнению с залежами каменной соли, А. А. Иванов объясняет тем, что содержания калия в морской воде геологических эпох было во много раз меньше, чем натрия. Кроме того, калий обладает большей, чем натрий, подвижностью и склонностью к рассеянию, поэтому он легче поглощается почвами, коллоидами и растительностью (А. А. Иванов, 1953). Как отмечает М. Г. Валяшко, «... первыми осенними дождями обычно растворяются все выпавшие летом магнезиальные и калийные соли, так как небольшой слой поверхности рапы не может предохранить их от растворения... на поверхности озера не могут образоваться и сохраняться отложения калийных и магнезиальных солей» (М. Г. Валяшко, 1962).

Отсутствие регионально распространенных калиеносных горизонтов в пределах исследуемой территории объясняется перечисленными доводами. В период формирования галитовой свиты можно предполагать некоторый приток в бассейн пресных вод с континента, привносивших с собой глинистый материал, который несколько «загрязнил» соль. Возможно, что большую роль в переносе глинистых частиц играл и ветер, ибо трудно допустить проникновение пресных вод далеко на юг.

В конце накопления галитовой свиты физико-химические условия в бассейне изменяются. Сюда поступают значительные объемы морской воды. Происходит опреснение солеродного бассейна, накопление галита приостанавливается, начинается формирование сульфатов и единичных прослоев глин и алевролитов, т. е. свиты «покровных ангидритов».

К концу титона воды морского бассейна окончательно покидают территорию, наступает кратковременный перерыв, не сопровождавшийся, однако, проявлением складчатости. Затем наступает качественно новый этап развития — возникает серия пресных и опресненных водоемов, в которых накапливаются красноцветные отложения карабильской свиты. Обращает на себя внимание выдержанность в смене типов пород.

Отмеченное выше многократное чередование сульфатных и галогенных отложений является результатом смены условий седиментации, вызванной изменением концентрации солей водоемов в связи с периодическим разбавлением рассолов, а затем их новым осолонением.

Мощности соляно-ангидритовой формации с юга на север постепенно уменьшаются, но такой тип изменения сохраняется до Бухарского пароградного разлома. Севернее же его описываемая формация либо вообще отсутствует, либо выражена маломощной свитой средних ангидритов. Таким образом, условия развития южной и северной частей Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области во время формирования соляно-ангидритовой формации были различными. Во время формирования первых двух свит северная, Бухарская, ступень представляла собой плоскую равнину, сложенную известняками келловей-оксфордского возраста, тогда как южная, Чарджоуская, ступень оказалась глубоко опущенной и перекрытой вскоре же после этого опускания или же одновременно с ним сильноминерализованными морскими водами. Накопление карбонатно-ангидритовой и нижней галитовой свиты происходило очень быстро и лишь частично компенсировалось прогибаниями. В процессе их накопления произошло уменьшение глубины бассейна, ибо скорость накопления ангидритов и солей значительно превосходила скорость прогибания дна бассейна. Во время отложения средних ангидритов произошло распреснение солеродного бассейна и увеличение его площади за счет продвижения северной окраины к Бухарской ступени. В дальнейшем завершающая регressiveная стадия развития бассейна привела к сокращению его площади и локализации осадконакопления только в пределах Чарджоуской ступени. Бухарская ступень в это время вновь превратилась в плоскую равнину, но частично уже была сложена с поверхности ангидритами.

Столь существенные различия состава, строения и мощностей соляно-ангидритовой формации этих двух регионов Бухаро-Хивинской области определяют и принципиальную систему фациальной зональности формации. На территории Бухарской ступени находится единная (внешняя) зона монофациальных ангидритов, мощность которых изменяется от нуля до 20—40 м. На территории Чарджоуской

ступени (внутренняя зона), напротив, выявляется сложнейшая картина зональности фаций, типов разрезов формации. Мощности ее здесь колеблются от 250—300 до 900 м, причем очевидно тяготение как наиболее полных разрезов, так и максимальных мощностей к южным частям региона. Именно здесь в разрезе формации постоянно около 50% мощности приходится на долю солей и среди галитов различаются прослои и линзы калийных солей.

Как видим, в течение кимеридж-титонского времени Чарджоуская ступень была перекрыта огромным солеродным бассейном. Органической частью этого бассейна был и Бешкентский прогиб, поскольку в качестве самостоятельной структурно-формационной зоны он обособился значительно позже. Как раз поэтому ранее приведенная характеристика соляно-ангидритовой формации Чарджоуской ступени может быть распространена и на Бешкентский прогиб.

По В. С. Попову (1968), питание солеродного бассейна морскими водами происходило только с запада. Это обусловило возрастание концентрации рассолов в восточном направлении. Материалы бурения однозначно свидетельствуют, что в пределах Бухаро-Хивинской области мощности соляно-ангидритовой формации минимальны на западе, к востоку и юго-востоку закономерно возрастают, в восточной части Афгано-Таджикской впадины они вновь сокращаются, а в Придарвазье эти породы выклиниваются.

Так, в Ходжиказгане присутствуют все четыре свиты, хотя мощности их минимальны. В Кульбешкаке верхняя галитовая свита выклинивается, а в Учкыре разрез представлен только нижней карбонатно-ангидритовой свитой. На Каганском и Мубарекском поднятиях соляно-ангидритовая формация представлена только средней ангидритовой свитой (мощность 20—30 м). Мощность свиты в Ромитанском прогибе сокращается еще больше. Так, на структурах Галаассия и Ромитан она составляет 16—18 м. На Газлинском и Янгиказганском поднятиях соляно-ангидритовая формация в разрезе мезозоя вообще отсутствует.

Таким образом, площадь солеродного бассейна сокращалась постепенно. Интересно, что даже в солях часто фиксируется небольшая примесь терригенных частиц, а в некоторых свитах есть прослои глини и алевролитов.

Снос терригенного материала происходил в основном с северо-востока. На это указывает большая насыщенность разрезов северных районов терригенным материалом по сравнению с разрезами более южных районов (Учкыр, Карабазар). Содержание остатка, нерастворимого в 10%-ной соляной кислоте, здесь составляет 1,0—8,48%, тогда как породы соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба отличаются исключительной чистотой, особенно в южной части (нерасторимый остаток 0,09—0,67%).

На приподнятых площадях (возможно, это были конседиментационные положительные складки) опреснение охватывало всю массу воды, что приводило к частичному растворению ранее накопившихся сульфатов и хлоридов (влияние сезонных осенне-весенних

опреснений водоема). В депрессиях из-за большой глубины опреснение не доходило до дна. Это обусловило возникновение здесь гораздо более мощных сульфатно-хлоридных отложений по сравнению с окружающими приподнятыми участками (Н. М. Страхов, 1962). По-видимому, в наиболее приподнятых участках солеродного бассейна Бухаро-Хивинской области сезонные опреснения в какой-то мере оказали влияние на формирование соляно-ангидритовой формации.

Аналогом описываемого солеродного бассейна является солеродный бассейн усольской свиты Иркутского амфитеатра. Разрез свиты подразделяется на пять литологических пачек. В первой, третьей и пятой снизу преобладает каменная соль, а во второй и четвертой — доломиты, ангидриты (Н. М. Страхов, 1962; Я. К. Писарчик, 1963). Здесь также выделяются две фациальные зоны — внутренняя, где развита мощная (600—1100 м) сульфатно-галогенная толща, и внешняя — периферийная зона, где в усольское время отлагались сульфатно-карбонатные породы мощностью 150—200 м. Южные периферийные части Иркутского амфитеатра в усольское время были прибрежной зоной. В течение всего усольского времени происходило интенсивное прогибание территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра при довольно слабом прогибании западных, южных и восточных его периферийных частей. От них к внутренним частям закономерно увеличиваются мощности усольской свиты. Общая схема изменения мощности и состава усольской толщи совершенно аналогична той, которая характерна для соляно-ангидритовой формации верхней юры исследуемой области.

В развитии соляного бассейна М. Г. Валяшко выделяет две стадии: подготовительную и самосадочную. Подготовительная стадия наиболее длительна и в развитии соляного бассейна на нее приходится большая часть времени. Эта стадия характеризуется постепенным повышением минерализации воды бассейна, возникновением раны того или иного состава и накоплением основных запасов солей. На дне бассейна сначала накапливаются карбонаты кальция и магния, а в дальнейшем и гипс.

Самосадочная стадия бассейна наступает с момента насыщения его одним из периодических минералов, который в какой-то период времени начинает выделяться в осадок. Эта стадия занимает относительно короткий промежуток времени в жизни соляного бассейна, в который происходит формирование соли. Бассейн или замирает, переходя в состояние захоронения, а затем соляной залежи, или же снова разбавляется и переходит в новую подготовительную стадию, которая при благоприятных условиях снова может закончиться самосадочной. Ход развития бассейна, следовательно, зависит и от климатических условий, и от характера вертикальных движений (М. Г. Валяшко, 1962).

Применительно к изученному солеродному бассейну сначала В. И. Троицкий (1967), затем Г. И. Могилевский (1968) также выделили два этапа в его развитии: подготовительный и самосадочный. К подготовительному этапу они относили образования карбонатно-

Култак скв 8

ангидритовой свиты, а к самосадочному — ангидрит-галитовую, ангидритовую и галитовую субформации (по Г. И. Могилевскому).

Однако целесообразнее в данном случае выделять два ритма в развитии солеродного бассейна, с разделением каждого ритма на подготовительную и самосадочную стадии (рис. 28). Первый ритм охватит две нижние свиты, а второй — две верхние. Подготовительный этап первого ритма приходится на время формирования карбонатно-ангидритовой свиты, а самосадочный наступает во время накопления пород ангидрит-галитовой свиты. Оiresнение, наступив-

Уровень	Ярус	Формация	Изменение ритма инициации соленакоплением	Ритмичность осадконакопления	Соотношение пород различного типа, % от общей мощности									Продолжительность, тыс. лет			
					10	20	30	40	50	60	70	80	90	Общая	Битумы	на формирование соленакопления	
Верхнюю ресурсную	Карбонатно-литогенетическую	Соленакопляющая	Ангибиторная	Ческая	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	17,4	0	16	1,4
96	94	92	80	Литогенез	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	40	0	39,9	0,06
Прическая II				Подготочная I б	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	7,1	0	4	3,1
Прическая I				Самосадочная I б	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	278	40	238	0
				Подготочная I а	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная I а	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная II	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная II	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная III	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная III	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная IV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная IV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная V	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная V	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная VI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная VI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная VII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная VII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная VIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная VIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная IX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная IX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная X	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная X	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XVI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XVI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XVII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XVII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XVIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XVIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XIX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XIX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXVI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXVI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXVII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXVII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXVIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXVIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXIX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXIX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXVI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXVI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXVII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXVII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXVIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXVIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XXXIX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XXXIX	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XL	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XL	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XLI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XLI	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XLII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XLII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XLIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XLIII	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Подготочная XLIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				
				Самосадочная XLIV	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г				

Из них на долю ангидритовой толщи приходится 250 тыс. лет, на долю солевой — 4 тыс. лет и на долю покровных ангидритов — 13 тыс. лет.

По данным А. А. Иванова, мощность годового слоя каменной соли колеблется от 5 до 10 см, составляя в среднем 6—8 см. Не очень резко от этих цифр отличается величина годичного накопления и калийных солей (А. А. Иванов, 1953).

М. П. Фивег для различных горизонтов Верхнекамского месторождения приводит средние мощности годичных слоев: для верхней части разреза нижней каменной соли и для пласта красный III — 8,6 см, для каменной соли между пластами красный III и красный II — 9 см, для пласта красный II — 6,4 см. В современных лагунных бассейнах (Карабогаз-Гол) средняя годичная скорость накопления каменной соли составляет 11 или 7—8 см (М. П. Фивег, 1954).

По данным А. Д. Пельша, средняя годичная скорость для Карабогаз-Гола составляет 7 см. Как видно, годичная мощность галогенных отложений древнего водоема почти совпадает со скоростью осадконакопления современных лагунных бассейнов. Время формирования германских цехштейновых месторождений исчисляется А. А. Ивановым (1953) в 9—10 тыс. лет, М. П. Фивегом (1954) — в 6 тыс. лет.

Значительно медленнее накапливались толщи ангидрита, карбонатных и карбонатно-терригенных осадков, подстилающие почти во всех месторождениях каменную соль. Скорость накопления таких осадков, по наблюдениям в современных соляных бассейнах, составляет в среднем от 0,5 до 2—3 мм в год (А. А. Иванов, 1953). Формирование 350—380 м глинисто-ангидритовой толщи, подстилающей соляную залежь Верхнекамского месторождения, по А. А. Иванову, продолжалось 150—200 тыс. лет, а по расчетам М. П. Фивега (1954), — 103 тыс. лет.

Учитывая опыт других исследователей (Г. Рихтер-Бернбург, А. А. Иванов, М. Г. Валяшко, Н. М. Страхов, М. П. Фивег, А. Д. Пельш и др.) и исходя из ранее указанного положения о непрерывности седиментации во время формирования рассматриваемой формации в зоне полных разрезов, мы подсчитали время, необходимое для образования каждой свиты и формации в целом. На севере Бешкентского прогиба, где полные разрезы соляно-ангидритовой формации имеют минимальную мощность, время формирования карбонатно-ангидритовой свиты в среднем исчисляется в 278 тыс. лет, а на юге в 366 тыс. лет. Длительность накопления ангидрит-галитовой свиты соответственно составляет 7,1 тыс. и 11,8 тыс. лет, время формирования галит-ангидритовой свиты 40 тыс. и 150,6 тыс. лет, а время формирования галитовой свиты 17,4 тыс. и 14,6 тыс. лет. Следовательно, соляно-ангидритовая формация на севере Бешкентского прогиба (Западный Майманак) накапливалаась в течение 342,5 тыс. лет, из которых 298 тыс. лет приходится на долю ангидритов, 40 тыс. лет — на долю известняков и 4,5 тыс. лет — на долю солей. На юге Бешкентского прогиба накопление соляно-ангидри-

товой формации продолжалось 543 тыс. лет, из них 473 тыс. лет накапливались ангидриты, 10 тыс. лет — галиты и 60 тыс. лет — известняки. Несмотря на то, что мощности соляно-ангидритовой формации на юге в 3 раза превышают ее мощности на севере прогиба, разница во времени, необходимом для ее образования, составляет всего около 200 тыс. лет.

Даже учитывая условность сделанных расчетов, нельзя не обратить внимания на чрезвычайную скротечность процесса формирования соляно-ангидритовой формации. В пределах Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба разрезы формации полные, значит их накопление не прерывалось. Следовательно, время, потребовавшееся на накопление соляно-ангидритовой формации, явно не соответствует протяженности кимериджского и титонского веков. Можно предполагать, что кимеридж-титонский возраст имеет часть карабильской свиты или вся она, либо к кимериджу относить часть подстилающей ее карбонатной формации, либо, наконец, считать, что определенный отрезок времени из общей протяженности этих веков приходится на перерыв, предшествующий накоплению соляно-ангидритовой формации.

Остановимся на глубине солеродных бассейнов. В настоящее время существуют две точки зрения. А. А. Иванов (1953, 1960), Н. М. Страхов (1962), М. Г. Валяшко (1963), Н. П. Петров (1953, 1964), В. И. Троицкий (1967), Ф. Лотце (1938, 1957) считают, что формирование мощных толщ сульфатно-галогенных отложений происходило в бассейнах, глубина которых не превышала первых десятков метров. Вторая точка зрения предполагает садку каменной соли в глубоких бассейнах. Сторонниками такой точки зрения были Бишоф (1871), И. В. Николаев (1937), Н. П. Герасимов (1940), А. А. Богданов (1947), И. В. Хворова (1947), П. И. Лунин (1954) и многие другие. Существование больших глубин в соляных водоемах признает и М. П. Фивег (1961, 1964). Этот вопрос был всесторонне рассмотрен А. Л. Яншиным (1961), который также пришел к выводу о значительных глубинах древних солеродных водоемов. По мнению Н. П. Петрова, солеродный бассейн верхней юры Узбекистана представлял собой бескрайнюю равнину типа современных такыров, и накопление солей происходило в условиях идеальной компенсации.

В. И. Троицкий считает его мелководным, полностью компенсировавшимся осадконакоплением. Он исходит при этом из наличия в прослоях доломитизированного известняка ядер донной фауны кимеридж-титонского времени. По его мнению, глубина солеродного бассейна не превышала 50 м. А. А. Иванов в некоторых своих работах (1953, 1960) доказывал, что соленакопление может происходить только в мелководных бассейнах. Он писал: «Это положение вполне очевидное для современной эпохи, можно думать, всегда имело место в соляных водоемах в прошлых геологических эпохах. Нет оснований поэтому исчислять глубину Ишимбаевского соленосного бассейна сотнями метров». Следовательно, отсутствие современных глубоко-водных бассейнов заставляет А. А. Иванова настаивать на мелко-

Из них на долю ангидритовой толщи приходится 250 тыс. лет, на долю солевой — 4 тыс. лет и на долю покровных ангидритов — 13 тыс. лет.

По данным А. А. Иванова, мощность годового слоя каменной соли колеблется от 5 до 10 см, составляя в среднем 6—8 см. Не очень резко от этих цифр отличается величина годичного накопления и калийных солей (А. А. Иванов, 1953).

М. П. Фивег для различных горизонтов Верхнекамского месторождения приводит средние мощности годичных слоев: для верхней части разреза нижней каменной соли и для пласта красный III — 8,6 см, для каменной соли между пластами красный III и красный II — 9 см, для пласта красный II — 6,4 см. В современных лагунных бассейнах (Карабогаз-Гол) средняя годичная скорость накопления каменной соли составляет 11 или 7—8 см (М. П. Фивег, 1954).

По данным А. Д. Пельша, средняя годичная скорость для Карабогаз-Гола составляет 7 см. Как видно, годичная мощность галогенных отложений древнего водоема почти совпадает со скоростью осадконакопления современных лагунных бассейнов. Время формирования германских цехштейновых месторождений исчисляется А. А. Ивановым (1953) в 9—10 тыс. лет, М. П. Фивегом (1954) — в 6 тыс. лет.

Значительное медленнее накапливались толщи ангидрита, карбонатных и карбонатно-терригенных осадков, подстилающие почти во всех месторождениях каменную соль. Скорость накопления таких осадков, по наблюдениям в современных соляных бассейнах, составляет в среднем от 0,5 до 2—3 мм в год (А. А. Иванов, 1953). Формирование 350—380 м глинисто-ангидритовой толщи, подстилающей соляную залежь Верхнекамского месторождения, по А. А. Иванову, продолжалось 150—200 тыс. лет, а по расчетам М. П. Фивега (1954) — 103 тыс. лет.

Учитывая опыт других исследователей (Г. Рихтер-Бернбург, А. А. Иванов, М. Г. Валяшко, Н. М. Страхов, М. П. Фивег, А. Д. Пельш и др.) и исходя из ранее указанного положения о непрерывности седиментации во время формирования рассматриваемой формации в зоне полных разрезов, мы подсчитали время, необходимое для образования каждой свиты и формации в целом. На севере Бешкентского прогиба, где полные разрезы соляно-ангидритовой формации имеют минимальную мощность, время формирования карбонатно-ангидритовой свиты в среднем исчисляется в 278 тыс. лет, а на юге в 366 тыс. лет. Длительность накопления ангидрит-галитовой свиты соответственно составляет 7,1 тыс. и 11,8 тыс. лет, время формирования галит-ангидритовой свиты 40 тыс. и 150,6 тыс. лет, а время формирования галитовой свиты 17,4 тыс. и 14,6 тыс. лет. Следовательно, соляно-ангидритовая формация на севере Бешкентского прогиба (Западный Майманак) накапливалась в течение 342,5 тыс. лет, из которых 298 тыс. лет приходится на долю ангидритов, 40 тыс. лет — на долю известняков и 4,5 тыс. лет — на долю солей. На юге Бешкентского прогиба накопление соляно-ангидри-

товой формации продолжалось 543 тыс. лет, из них 473 тыс. лет накапливались ангидриты, 10 тыс. лет — галиты и 60 тыс. лет — известняки. Несмотря на то, что мощности соляно-ангидритовой формации на юге в 3 раза превышают ее мощности на севере прогиба, разница во времени, необходимом для ее образования, составляет всего около 200 тыс. лет.

Даже учитывая условность сделанных расчетов, нельзя не обратить внимания на чрезвычайную скротечность процесса формирования соляно-ангидритовой формации. В пределах Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба разрезы формации полные, значит их накопление не прерывалось. Следовательно, время, потребовавшееся на накопление соляно-ангидритовой формации, явно не соответствует протяженности кимериджского и титонского веков. Можно предполагать, что кимеридж-титонский возраст имеет часть карбильской свиты или вся она, либо к кимериджу относить часть подстилающей ее карбонатной формации, либо, наконец, считать, что определенный отрезок времени из общей протяженности этих веков приходится на перерыв, предшествующий накоплению соляно-ангидритовой формации.

Остановимся на глубине солеродных бассейнов. В настоящее время существуют две точки зрения. А. А. Иванов (1953, 1960), Н. М. Страхов (1962), М. Г. Валяшки (1963), Н. П. Петров (1953, 1964), В. И. Троицкий (1967), Ф. Лотце (1938, 1957) считают, что формирование мощных толщ сульфатно-галогенных отложений происходило в бассейнах, глубина которых не превышала первых десятков метров. Вторая точка зрения предполагает садку каменной соли в глубоких бассейнах. Сторонниками такой точки зрения были Бишоф (1871), И. В. Nikolaev (1937), Н. П. Герасимов (1940), А. А. Богданов (1947), И. В. Хворова (1947), П. И. Луин (1954) и многие другие. Существование больших глубин в соляных водоемах признает и М. П. Фивег (1961, 1964). Этот вопрос был всесторонне рассмотрен А. Л. Яншиным (1961), который также пришел к выводу о значительных глубинах древних солеродных водоемов. По мнению Н. П. Петрова, солеродный бассейн верхней юры Узбекистана представлял собой бескрайнюю равнину типа современных такыров, и накопление солей происходило в условиях идеальной компенсации.

В. И. Троицкий считает его мелководным, полностью компенсировавшимся осадконакоплением. Он исходит при этом из наличия в прослоях доломитизированного известняка ядер донной фауны кимеридж-титонского времени. По его мнению, глубина солеродного бассейна не превышала 50 м. А. А. Иванов в некоторых своих работах (1953, 1960) доказывал, что соленакопление может происходить только в мелководных бассейнах. Он писал: «Это положение вполне очевидное для современной эпохи, можно думать, всегда имело место в соляных водоемах в прошлых геологических эпохах. Нет оснований поэтому исчислять глубину Ишимбаевского соленосного бассейна сотнями метров». Следовательно, отсутствие современных глубоко-водных бассейнов заставляет А. А. Иванова настаивать на мелко-

водности солеродного бассейна и указывать, что «глубины древних соляных бассейнов едва ли пампого превышали глубины современных соляных водоемов».

Чтобы более объективно разобраться в этом вопросе, М. П. Фивег (1964) в своей работе приводит в качестве примера современного глубоководного солеродного бассейна Мертвое море. Его площадь составляет 1001 км², а глубина — 401 м (по Бентору). В настоящее время в глубоководной части бассейна концентрация рапы достигает 273 г/л, т. е. она близка к насыщению NaCl. Среднее содержание солей в воде моря 31,5%, а на поверхности 27,3%.

М. П. Фивег (1964) отмечает, что и в глубоководных бассейнах возможно после длительной подготовки в обстановке отрицательного баланса по воде накопление рассолов, допускающих садку не только карбонатов и гипса, но и галоидов. Следовательно, нет никаких оснований полагать, что садка галита может осуществляться только в мелководных бассейнах. Всегда при повышении концентрации рассолов, даже при периодическом разбавлении, объем жидкой фазы уменьшается, поэтому бассейн мелеет. Это положение хорошо можно проследить на примере Мертвого моря. По его мнению, Илимбаевский солеродный бассейн в начале своего существования имел глубину 600—800 м.

По мнению А. Л. Яншина (1961), между скоростью осадконакопления и прогибания не существует никаких причинных связей. Подтверждением глубоководности бассейна может служить большая скорость накопления соляных пород, и не столько скорость накопления соли, сколько соотношение между нею и скоростью отложения подсолевых пород приводит к неизбежному выводу о значительной глубине большинства морских солеродных бассейнов.

Обосновывая большую глубину накопления легкорастворимых солей, П. И. Лунин (1954) исходит из гидратной теории Д. И. Менделеева. При этом различная подвижность солей в растворе приводит к перемещению наиболее растворимых солей в глубоководных зонах бассейна, а менее растворимых — в мелководных. Именно такой процесс, по его мнению, приводит к появлению хлоридного слоя в придонной части водоема, и из него в центральной и наиболее глубоководной части бассейна выпадают в осадок галит и другие легкорастворимые соли, в это же время в мелководных участках осаждаются преимущественно карбонатные осадки, а в промежуточной зоне — сульфатные.

Следует учесть огромную скорость накопления подобных формаций и явное тяготение абсолютного большинства их к депрессионным структурам платформенных областей. Применительно к конкретным условиям эпипалеозойской платформенной области Средней Азии наиболее типичные скорости прогибания крупных депрессионных структур не превышают 25—30 м за 1 млн. лет. Даже на протяжении неоген-антропогенового этапа развития, когда восточные области Средней Азии оказались преобразованными в постплатформенный ороген, средние скорости прогибания крупных депрессионных струк-

тур не превышали 200—250 м за 1 млн. лет. Между тем, если исходить из представлений о компенсации соляно-ангидритовой формацией прогибания дна бассейна, то в соответствии с приведенными расчетами времени, необходимого для формирования соляно-ангидритовой формации в зоне максимальных ее мощностей, окажется, что скорость прогибания дна бассейна составит около 1900 м за 1 млн. лет. Если скорости прогибания были таковыми, то, вероятно, они должны были повлечь за собою коренную перестройку структуры подсолевых отложений. Поскольку ничего подобного нет и вся мезо-кайнозойская толща дислоцирована кордантно с углами падения на крыльях и периклинах структур, не превышающими первые градусы, то становится очевидной неприемлемость этой точки зрения.

В данном случае мощности соляно-ангидритовой толщи не отражают масштаба прогибания, они значительно больше и характеризуют все ускоряющийся процесс заполнения глубокого, видимо, приразломного прогиба морскими эвапоритами. Именно большие глубины морского водоема имели решающее влияние на зарождение и чрезвычайно интенсивное проявление процесса сульфатно-галоидной седimentации, а не какие-то особые, как образно выразился Н. М. Страхов (1962), «экстрааридные условия». Если бы аридизация имела решающее значение, то следовало бы ожидать наличия аналогичной соляно-ангидритовой формации и в соседних Ферганском и Сырдарынском седimentационных бассейнах. Однако оба эти бассейна, располагаясь в единой с рассматриваемым регионом палеоклиматической зоне, совершили несопоставимы с ним по такому показателю, как условия осадконакопления на предшествующем этапе. Первые волны трансгрессий мезозойских морей достигли этих седimentационных бассейнов только в позднемеловую эпоху.

Мысль А. Л. Яншина о том, что мощности соляных толщ никогда не соответствуют величине конседиментационного прогибания, а всегда значительно превышают ее, и что «по мощности соляных толщ нельзя делать выводов о величине синхронного прогибания» (1961), полностью подтверждается материалом по соляно-ангидритовой формации Бухаро-Хивинской области.

Как известно, в обнажениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта сульфатные породы всегда представлены гипсом, а при переходе от дневной поверхности в более глубокие горизонты гипс постепенно сменяется ангидритами. В настоящее время мнения о генезисе этих сульфатных образований различны. А. Г. Бабаев и А. М. Акрамхождаев (1960) отмечали, что ангидриты, столь широко развитые в разрезе формации, образовались в процессе дегидратации гипсов.

В. И. Троицкий (1967) полагает, что часть гипсов, выходящих на поверхность, является продуктом перекристаллизации сингенетического гипса, а не ангидрита.

По мнению Г. И. Могилевского (1968), первичное выпадение сульфатов происходило в форме гипса. В дальнейшем в стадии диагенеза и эпигенеза гипсы обезвоживались и превращались в ангидриты, которые на поверхности вновь переходили в гипсы.

Н. П. Петров, занимавшийся изучением галогенных отложений юго-западного Гиссара, считает ангидриты сингенетичными, образовавшимися в результате накопления мельчайших ангидритовых кристалликов, а не в результате давления и дегидратации гипса. Такой же точки зрения придерживается и Л. И. Филатова (1966).

Н. М. Страхов считает ангидриты вторичными образованиями, возникшими в результате гидратации ангидритов. По его наблюдениям в Ишимбаевском Приуралье при абсолютных отметках кровли химической толщи более 150 м ангидриты не встречаются, но зато повсеместно распространены гипсы. На отметках от 150 до —450 м встречаются и ангидриты, и гипсы, а ниже 450 м располагаются только ангидриты. В современных соляных водоемах садка сульфатов при минерализации 15—27% происходит только в виде гипса, а не ангидрита. На основе этого факта Н. М. Страхов приходит к выводу, что «садка сульфатов в древних бассейнах действительно происходила в форме гипса, а не ангидрита. Ангидриты представляют собой вторичные образования, продукт дегидратации гипса, вероятно, уже на стадии катагенеза».

Такое же представление о вторичной природе ангидритов изученной формации складывается и у авторов. Во-первых, в процессе исследования шлифов нередко встречались частично обезвоженные гипсы (полугидраты) и даже реликты кристаллов гипса, связанные непрерывным переходом с чистыми ангидритами. Во-вторых, для подсолевых отложений Бешкентского прогиба показательны аномально высокие пластовые давления (АВПД), возникновение которых можно связать с процессом обезвоживания гипсов.

Для обоснования этого положения приведем следующий расчет. Площадь Бешкентского прогиба составляет минимум 22 400 км². Примем среднюю мощность ангидритов 250 м, их общий объем 5600 км³. Если исходить из представления о вторичной природе этих ангидритов, то объем их составляет $\frac{4}{5}$ объема первичных гипсов, а $\frac{1}{5}$ приходится на воду, выжатую из гипсов в процессе их ангидритизации. Эта $\frac{1}{5}$ составит 1400 км³, т. е. очень значительный объем воды. Поскольку считается, что процесс ангидритизации гипсов начинается после того, как они оказываются перекрытыми более молодыми отложениями мощностью не менее 200 м, то можно думать, что отжатие воды из гипсов и преобразование последних в ангидриты произошло не позже, чем в конце века карабильской свиты. Даже если только 50% объема воды выжато в подстилающие слои карбонатной и терригенной формаций, то и этого достаточно для возникновения в них избыточного пластового давления.

Очевидно также, что преднеогеновые, а затем и позднеантропогенные вертикальные тектонические движения изменили сложившиеся в процессе развития соотношения между глубинами залегания пластов и напорами пластовых вод. Созданию избыточного давления в подсолевых отложениях от 50 до 250 кгс/см² (Пашковский, 1968) в Бешкентском прогибе благоприятствовала его изоляция сверху соляно-ангидритовой формацией, а с севера и востока разломами.

РОЛЬ СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В РАЗМЕЩЕНИИ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В МЕЗОЗОЙСКОЙ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩЕ

ПРОДУКТИВНЫЕ ПЛАСТЫ В РАЗРЕЗЕ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ

На всех 43 месторождениях Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области продуктивные горизонты располагаются в толще мезозойских отложений. Самый нижний из выявленных продуктивных горизонтов размещается в терригеннои толще нижне- (?) и средне-юрского возраста, самый верхний — в разрезе сеноманского яруса верхнего мела. В Амударынском нефтегазоносном бассейне залежи нефти и газа располагаются и в меловых, и в юрских отложениях, независимо от того, разделены они друг от друга полным или сокращенным разрезами соляно-ангидритовой формации. В Бухаро-Хивинской области в северной части продуктивны и верхний, и нижний этажи мезозойской толщи, а в южной преимущественно нижний этаж.

По составу, строению и генезису пород нижний, юрский этаж разделяется на два продуктивных комплекса: нижне- (?) и средне-юрский и верхне-юрский. Второй из них отличается региональной продуктивностью. Запасы этих комплексов различны. В верхне-юрском встречаются залежи с запасами газа до 100 млрд. м³, в подстилающем же комплексе даже самые крупные залежи имеют запасы газа, не превышающие 10 млрд. м³, но чаще они гораздо меньше. Иная картина наблюдается в меловых отложениях. Здесь мелкие, средние, крупные и гигантские залежи встречаются в разрезе от неокома до сеномана.

Нижне-юрский (?) — средне-юрский нефтегазоносный комплекс выражен терригенными породами серого цвета, среди которых на некоторых площадях выявлено от 1 до 3 пластов (XIX, XVIII и XVII, Зекры, Северный Мубарек, Сеталантепе, Акджар, Шурчи, Джаркак, Фараб и др.). Пока что нет оснований утверждать, что нижне- (?) и средне-юрские отложения относятся к категории регионально нефтегазоносных, но все же их можно считать перспективными для поисков залежей газа, газоконденсата и нефти.

В разрезе верхне-юрского регионально нефтегазоносного комплекса обычно выделяют от одного до трех продуктивных горизонтов

(XV, XVa и XVI). Далеко не всегда верхние два горизонта отчетливо отделяются друг от друга, но между ними и подстилающим их XVI горизонтом граница очень ясная. XVI горизонт сложен тонкокристаллическими и афонитовыми тонкоплитчатыми известняками темно-серого и почти черного цвета. Этот горизонт отличается региональной битуминозностью и на кривых гамма-каротажа всегда прослеживается по высоким значениям гамма-активности. Весь горизонт рассечен бесчисленным числом мелких трещин, ориентированных главным образом перпендикулярно напластованию пород. Именно поэтому при крайне низкой пористости (1—3%) его проницаемость местами очень высокая (до 3400 мД). В XVI горизонте залежи газа обнаружены на месторождениях Сеталантепе, Акджар, Шурчи и Юлдузках, а залежи нефти — в Шурчи и Ташлы.

Вышележащий XV горизонт сложен массивнослойистыми органогенными, органогенно-детритовыми, водорослевыми, шламовыми и другими известняками. В целом эта часть верхнеюрского продуктивного комплекса обладает высокой пористостью, местами переходящей даже в кавернозность, и высокой проницаемостью. Очень часто его разделяют на XV и XVa горизонты, но нет твердой уверенности, что даже на двух смежных площадях они стратиграфически строго синхронны друг другу. Особо большое значение ныне приобретает интервал, выделяемый как XVa горизонт, поскольку под этим индексом выделяют часть разреза, обладающую исключительно высокими емкостными показателями. С этим интервалом связаны крупные высокопродуктивные газовые залежи на многих площадях (Уртабулак, Денигизкуль, Хаузак, Кандым, Култак, Памук, Зеварды, Камаши и др.). Мнения о природе этих высокопористых известняков различны. Одна группа исследователей считает их рифовыми массивами, другая — пластовыми органогенными и органогенно-детритовыми известняками, переработанными вторичными процессами.

Большинство залежей, выявленных в отложениях юры, преимущественно размещается в карбонатной толще келловей-оксфордского возраста, которая подстилает соляно-ангидритовую формацию. В нижнемеловых отложениях выделяются неоком-аптский и альбский регионально нефтегазоносные комплексы.

XIV горизонт располагается в основании нижнемеловых отложений. Он представлен пачкой бурых и пестроцветных песчаников и прослоями алевролитов и глин тех же тонов. Промышленные скопления нефти и газа в XIV горизонте обнаружены на площадях Акджар, Юлдузак, Газли, Янгиказган. Средняя эффективная мощность горизонта 14 м, средняя эффективная пористость 18%, проницаемость относительно высокая. XIV горизонту Бухаро-Хивинской области соответствуют песчаники карабильской свиты Байрамалийского района, в которых выявлены промышленные залежи газа на месторождениях Байрамали, Майское, Еланы, Шарапли. С этим же интервалом, а также с интервалом, соответствующим XIII горизонту, связаны залежи нефти на месторождении Ачак и залежь на месторождении Шихитли. Запасы залежей двух послед-

них месторождений превосходят сумму запасов всех залежей, выявленных в юрских отложениях Амударьинского нефтегазоносного бассейна. Между юрским и меловым этажами продуктивности здесь располагается мощная толща соляно-ангибитовой формации.

XIII горизонт располагается внутри красноцветной толщи неокома и по сравнению с XIV он более выдержан и шире распространен. Сложен красными и бурыми песчаниками, нередко алевролитами и песчанистыми глинами. Мощности XIII горизонта максимальны в Газли — 150 м. Здесь открытая пористость пород колеблется в пределах 7—30%, а проницаемость равна 171 мД. На Джаркаке пористость варьирует от 9,1 (скв. 11) до 19,47% (скв. 3). XIII горизонт отличается относительно высоким содержанием C_{org} (от 0,75 до 2%). В пределах этого горизонта открыты залежи газа в Ташкудуке, Джаркаке, Карагулбазаре, Газли, Южном Мубареке, Акджаре, Юлдузкаке, Янгиказгане, Карактае, Учкыре и Шурчи, газоконденсата в Карагулбазаре и Южном Мубареке, нефти в Карагулбазаре и Газли.

XII горизонт — один из наиболее постоянных продуктивных горизонтов, повсеместно располагающийся в основании альбских отложений. Он представлен серыми крепко- и слабосцементированными песчаниками с редкими прослоями серых глин. Мощность XII горизонта колеблется от 20—25 до 100 м. Песчаники XII горизонта обладают хорошими коллекторскими свойствами. Так, в Газли пористость этого горизонта колеблется от 13 до 31%, в среднем 22,5%. Средняя проницаемость 500 мД. В Джаркаке пористость насыщения пород XII горизонта изменяется в пределах 13,82—26,23%, газопроницаемость 902,55 мД. Наиболее высокие дебиты из XII горизонта получены в Южном Мубареке (до 1,5 млн. м³/сут). Промышленные притоки газа из XII горизонта получены в Газли, Ташкудуке, Янгиказгане, Учкыре, Сеталантепе, Джаркаке, Сарыташе, Карагулбазаре, Южном Мубареке, Акджаре, Ходжихайраме, Юлдузкаке, Шурчи и газоконденсата — в Газли и Южном Мубареке.

XI горизонт размещается в верхней половине разреза альбских отложений. Он сложен алевролитами с прослойми глин, а в нижней части (XIa) песчаниками и алевролитами с прослойми глин и известняков. В средней части отмечается пачка темно-серых глин. Пористость насыщения пород обычно менее 20%, проницаемость колеблется от 385,8 (Южный Мубарек) до 946,5 мД (Карагулбазар). Вся толща пород регионально битуминозна, но ареал ее промышленной продуктивности меньше, чем у подстилающего XII горизонта. Залежи газа в группе пластов XI горизонта обнаружены в Ташкудуке, Сеталантепе, Акджаре и Шурчи, залежи газоконденсата — в Газли.

X горизонт располагается в средней части сеноманских отложений и представлен песками и песчаниками, содержащими прослои глин и алевролитов. Максимальная мощность горизонта наблюдается в Газли (около 140 м). Содержание органического углерода среднее и низкое и лишь в отдельных случаях достигает 0,5—1,2%. Пористость пород X горизонта в Газли составляет 24,2%, а проницаемость

1500 мД. Свободные дебиты скважин из этого горизонта очень высокие (до 3,5 млн. м³/сут). Из X горизонта получены промышленные притоки газа в Газли и Юлдузкаке. На остальных площадях породы горизонта обычно водоносны.

IX горизонт находится в верхней части разреза сеноманских отложений и представлен песками и песчаниками с прослойями глин. Максимальную мощность IX горизонт имеет в Газли (120—140 м), на долю глин приходится от 30 до 70% его общей мощности. Открытая пористость песчаников IX горизонта в Газли колеблется от 18 до 33%. Проницаемость пород очень высокая, по некоторым образцам достигает до 5000 мД. В этом горизонте промышленные залежи газа обнаружены в Газли, Ташкудуке, Юлдузкаке и Ақджае.

Из краткого рассмотрения данных о строении мезозойской продуктивной толщи Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области видно, что продуктивные горизонты и в юрском, и в меловом комплексах размещаются только в нижних и средних формациях, тогда как горизонты, обладающие региональной битуминозностью и продуктивностью, находятся в средних формациях, являющихся бесспорно морскими отложениями (для юрского комплекса это вся карбонатная формация, для мелового — XII горизонт терригенно-глауконитовой формации).

Подавляющее большинство продуктивных горизонтов представлено терригенными образованиями, и только в верхнеюрских отложениях они выражены известняками. В верхнеюрских известняках гораздо чаще, чем во всех остальных продуктивных пластах, сосредоточены залежи нефти, которая отличается от нефти меловых продуктивных пластов более высокой плотностью, большей сернистостью и некоторыми другими особенностями.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В НАДСОЛЕВОЙ И ПОДСОЛЕВОЙ ЧАСТЯХ РАЗРЕЗА МЕЗОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ И ЭКРАНИРУЮЩИЕ ФУНКЦИИ СОЛЯНО-АНГИДРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

За последние 10—15 лет накоплен обширный материал, характеризующий гидродинамические условия продуктивной мезозойской толщи Западного Узбекистана (М. И. Зайдельсон, С. П. Корсаков, В. Н. Корценштейн, В. А. Кудряков, И. В. Кушниров, В. Н. Пашковский и др.). Как установлено этими исследователями, наличие в разрезе мезозойских отложений соляно-ангидритовой формации предполагает обособленность двух различных гидродинамических зон — подсолевой и надсолевой. Показательно, что в ряде районов исследуемой территории для подсолевой (юрской) толщи свойственны аномально высокие пластовые давления, не наблюдаемые в надсолевых меловых отложениях.

Область распространения аномально высоких пластовых давлений в масштабах всего Западного Узбекистана, как уже отмечено, контролируется мощной соляно-ангидритовой формацией. Роль этой

покрышки в формировании аномально высоких пластовых давлений не вызывает сомнения. К. А. Аникеев (1964), специально изучавший аномально высокие пластовые давления на платформах, отмечает, что они повсеместно создаются в толщах, перекрытых мощными покрышками, сложенными в основном гидрохимическими или известняково-мергельными породами или глинами.

Зона распространения аномально высоких пластовых давлений в пределах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области охватывает территорию Бешкентского прогиба и часть Денгизкульского поднятия. Как видно из табл. 36, максимальное значение приведенных давлений (плоскость расчета на уровне — 1600 м) фиксируется на структурах Бешкентского прогиба, особенно в южной его части, и превышает примерно в 2 раза соответствующие значения условного гидростатического давления. Здесь приведенное давление изменяется от 206 (Западный Майманак) до 460 кгс/см² (Култак). На Уртабулаке оно составляет 233,3 кгс/см², на Зекринской складке — 208,7 кгс/см². На структурах Карши-Мубарекского и Каганского поднятий, вблизи Бухарского разлома, приведенное давление составляет 198—206 кгс/см², тогда как в периферийной части Каганского поднятия оно снижается до 190 кгс/см² (Караочукур, Сеталантепе, Майдара, Мамаджургаты). Минимальное значение отмечается на структурах Янгиказган, Даутепе, Ромитан (В. Н. Пашковский, 1969). К границам выклинивания соляно-ангидритовой формации повсеместно приурочены относительно узкие зоны перехода к нормальным пластовым давлениям. Ярким примером такого перехода служит зона сочленения Бешкентского прогиба и Карши-Мубарекского поднятия. Наличие аномально высоких пластовых давлений в области распространения отложений соляно-ангидритовой формации И. В. Кушниров объясняет тем, что величина пластовой энергии подсолевых отложений контролируется степенью гидравлической изолированности подсолевых отложений от вышележащих меловых, которая определяется мощностью и литологическим составом соленой толщи, наличием дислокаций и другими факторами.

Мощность соляно-ангидритовой формации сокращается в северо-восточном направлении в сторону Бухарского пароградного разлома. По В. Н. Пашковскому (табл. 36), приведенные давления уменьшаются с северо-запада и юго-востока к Бухарскому разлому. Эту зону В. Н. Пашковский (1969) отметил в качестве основной зоны разгрузки юрского водонапорного комплекса как для Бухарской, так и для Чарджоуской ступеней.

В целом наибольший общий перепад давлений по юрскому комплексу приходится на Бешкентский прогиб, Денгизкульское поднятие и южную часть Каракульского прогиба. В остальной части Бухаро-Хивинской области гидравлические градиенты снижаются до 0,04 кгс/см²/км (В. Н. Пашковский, 1969). Таким образом, современная гидродинамическая обстановка контролируется не только покрышкой соляно-ангидритовых пород, но и такими крупными разломами, как Бухарский.

Таблица 36

Приведенные давления в подсолевой части мезозойской продуктивной толщи
(по В. Н. Пашковскому), кгс/см²

Площадь	№ скв.	Приве-денное давление	Площадь	№ скв.	Приве-денное давление
Янгиказган	5	181,7	Карим	1	200,0
Мамаджургаты	1	195,6	Южный Мубарек . . .	3	200,6
Сарыташ	10, 11	189,7		10, 16	199,8
Караулбазар	3, 6	191,7	Ходжихайрам	4	199,7
Джаркак	10	190,0	Актепе	1	200,8
Акджарап	2	194,2	Кызылрават	4	198,2
Майджара	1	195,0	Кульбешкак	3, 4	186,2
Сеталантепе	1	200,4	Даяхатын	1	186,4
Карабаир	1, 2	197,5	Учкыр	4	187,0
Байбурак	2	200,5		7, 12, 17	184,0
Андабазар	1	206,0			181,5
Раймусуфи	1	105,3	Алат	3	197,8
Карактай	3	104,5	Зекры	4	208,7
Ташлы	1	206,5	Уртабулак	2	233,3
Азляртепе	1	205,5	Западный Майманак .	1	206,0
Юлдузкак	2	196,3	Култак	7	460,0
Каракчукур	1	199,1	Айзават	3	450,0
Шурасай	1, 2	201,0	Шуртепе	1	201,0
Северный Мубарек . .	2, 10	198,5		5, 9, 13	195,0

Важной особенностью соляно-ангидритовой формации является присутствие в ней флюидальных скоплений (в основном газонасыщенной рапы). Известно, что проводка глубоких скважин в этой части разреза на площадях Бешкентского прогиба (Култак, Зеварды, Нишан и др.) в ряде случаев сопровождается водопроявлениями. Кроме того, по данным газового каротажа нередко фиксируется довольно высокая газонасыщенность пород этой толщи.

Пространственное размещение и геометрия насыщенных флюидами проницаемых объемов, к сожалению, изучены слабо. Скопления флюидов в основном выявлены в пачках средних ангидритов и нижних солей, для них весьма характерны аномально высокие пластовые давления. Очень существенным представляется то, что именно здесь давление флюида равно литостатическому и превосходит по абсолютной величине пластовое давление в кровельной части юрского водонапорного комплекса. Коэффициент аномалийности, под которым подразумевается отношение измеренного давления к условному гидростатическому, составляет в линзах внутрисолевых рассолов 2,2–2,3, тогда как в кровле карбонатной толщи он не превышает 1,9 (рис. 29).

В надсолевой части мезозойской продуктивной толщи выделяются неоком-аптский и альб-сеноманский водоносные комплексы. От юрского водонапорного комплекса они отличаются меньшей пласто-

вой энергией. Для них характерно либо равенство соответствующих значений условного гидростатического и пластового давлений, либо превышение уровня первого над вторым. Приведенное давление по неоком-аптскому комплексу в Бухаро-Хивинской области изменяется от 110 до 141 кгс/см² (табл. 37). В их изменении по площади наблюдается та же основная закономерность, что и в юрском комплексе, т. е. снижение пластовых давлений к Бухарскому региональному разлому, которому соответствует пьезометрический минимум

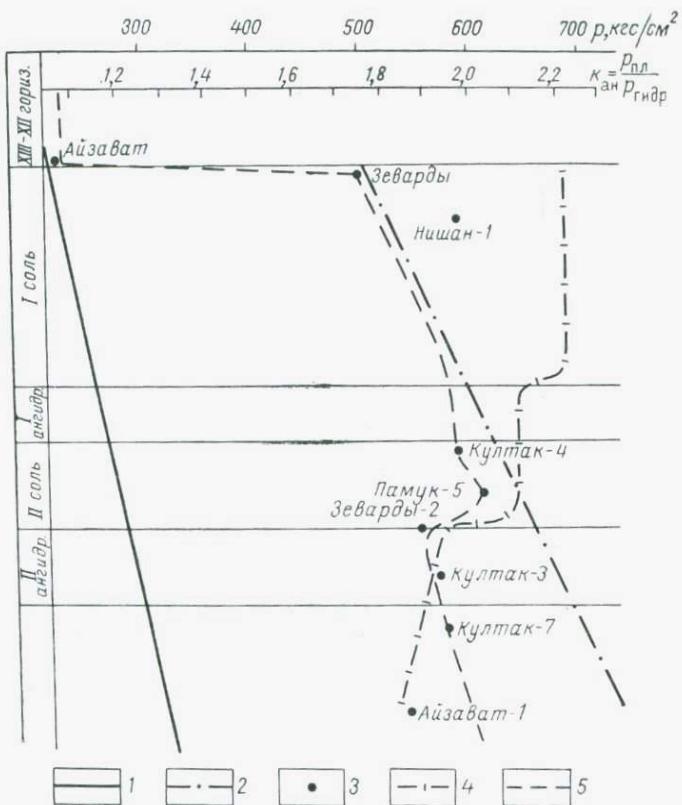


Рис. 29. Схема изменения давления флюидов по разрезу меловых и верхнеюрских отложений в зоне аномально высоких пластовых давлений (по В. Н. Пашковскому).

1 — линия гидростатического давления; 2 — линия геостатического давления; 3 — аномально высокое пластовое давление флюидов; 4 — кривая изменения коэффициента аномалийности пластового давления $k_{\text{ан}}$; 5 — кривая изменения давления флюида по разрезу.

(И. В. Кушниров, 1966). При этом максимальное значение фиксируется в Азляртепинской зоне (141 кгс/см²) и на площадях Южный и Северный Мубарек (132,5 кгс/см²).

Как отмечает В. Н. Пашковский (1969), в северо-западном окончании Бухарской и Чарджоуской ступеней по рассматриваемому комплексу наблюдается минимальное значение приведенных давлений (В. Н. Пашковский, 1969), а в Бешкентском прогибе приведенное давление изменяется от 130 до 136 кгс/см². Для этой территории характерно относительно небольшое (до 5 кгс/см²) превышение начальных пластовых давлений над условным гидростатическим.

Таблица 37

Приведенные давления в надсолевой (неоком-аптской) части
мезозойской продуктивной толщи
(по В. И. Пашковскому), кгс/см²

Площадь	№ скв.	Приве- денное давление	Площадь	№ скв.	Приве- денное давление
Янгиказган	1	118,0	Андабазар	1	137,0
Мамаджургаты	1	131,0	Раймусуфи	1	138,5
Сарыташ	2	131,0	Карактай	2	139,2
	3	130,5	Таплы	2	138,0
Караулбазар	1	131,2	Азяртепе	1	140,8
Джаркак	2, 10 16, 20	132,0 129,7	Ходжикудуқ	1	140,0
Акджарап	2	130,0	Байбурак	2, 4 4, 6	135,0 135,5
Шурчи	7, 8	127,0	Учкыр	1	125,0
Майдакара	1	130,7	Кимерек	1	121,0
Сеталантепе	1	131,5	Алат	1	121,0
Юлдузкак	1, 3	129,6	Западный Майманак	1	132,0
Шурсай	1	134,5	Айзават	1	130,0
Шуртепе	1, 2	132,5	Северный Камаши	5	136,0
Северный Мубарек . . .	1 4, 9	132,5 132,0	Южный Мубарек	13, 15, 1, 7, 8	— 133,0
Актепе	1	134,0	Ходжихайрам	1	134,5
Майдаджой	1	137,8	Кызылрабат	1	135,8

Таблица 38

Приведенные давления в надсолевой (альб-сесноманской) части
мезозойской продуктивной толщи
(по В. И. Пашковскому), кгс/см²

Площадь	№ скв.	Приве- денное давление	Площадь	№ скв.	Приве- денное давление
Мамаджургаты	1	96,0	Майдаджой	1	112,5
Сарыташ	5	98,0	Карабаир	1	112,4
Караулбазар	1	95,5	Байбурак	1	115,5
Джаркак	5	96,0	Андаабазар	1	110,7
Майдакара	1	98,2	Азяртепе	1	112,5
Сеталантепе	2	101,5	Учкыр	1	89,5
Юлдузкак	1	102,0	Алат	1	84,2
Каракчукур	2	98,4	Уртабулак	1	95,7
Шуртепе	4	97,8	Култак	1	96,0
Северный Мубарек . . .	1	105,0	Северный Камаши	5	108,0
Южный Мубарек . . .	2 21	109,0 103,0	Газли	25, 30, 31, 34,	90,2
Ходжихайрам	1	112,5		35	90,0
Актепе	1	110,7	Ташкудуқ	5, 7, 9	90,2
			Кызылрабат	1	112,7

Здесь эти превышения в северном направлении снижаются, а на Западно-Майманакской площади уровни пластового и гидростатического давлений совпадают (И. В. Кушниров, 1966).

В целом рассматриваемый комплекс характеризуется относительно спокойной гидродинамической обстановкой. Сохранение пьезомаксимумов, равно как пьезоминимумов юрского комплекса, является следствием затрудненной гидродинамической связи по горизонту (В. Н. Пашковский, 1969).

Сеноман-альбский комплекс обладает еще меньшим пластовым давлением, чем нижележащие. Приведенное давление здесь изменяется от 90 до 115,5 кгс/см² (табл. 38).

Начальное пластовое давление сеноман-альбского комплекса на большинстве площадей довольно значительно отличается от соответствующих значений условного гидростатического. В Бешкентском прогибе приведенное давление составляет 96—108 кгс/см², причем наблюдается превышение (от 2 до 9 кгс/см²) начальных пластовых давлений над условным гидростатическим. В надсолевой толще наблюдаются нормальные пластовые давления, тогда как в подсолевой наряду с нормальным имеются и аномально высокие пластовые давления.

Большинство исследователей считают соляно-ангидритовую формацию экраном, препятствующим перетоку углеводородов из нижележащих юрских образований в меловые (А. Г. Бабаев, 1953, 1955, 1966; А. Г. Бабаев и А. М. Акрамходжаев, 1960; Г. Х. Дикенштейн, 1961, 1963; К. А. Сотириади, 1968; А. А. Бакиров, 1963, 1966; Р. И. Быков, 1965; Г. А. Аржевский, 1966; Б. И. Бараш, 1966; Е. В. Лебзин, А. В. Готгильф, 1966; И. М. Алиев, 1966; Р. Е. Айзберг, А. Н. Давыдов, 1966 и др.). В мезозойской продуктивной толще выделяют два этажа, в каждом из них отмечают самостоятельные нефте- и газогенерирующие толщи, отделенные друг от друга региональным флюидоупором — соляно-ангидритовой формацией.

Другая группа ученых считает, что в разрезе мезозойских отложений Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области только юрские (главным образом нижне- (?)) и среднеюрские) отложения являются генераторами углеводородов. Присутствие залежей нефти и газа в мелевых отложениях они объясняют следующим образом. В одних случаях соляно-ангидритовая формация временами утрачивала свои экранирующие функции и тогда углеводороды через нее перемещались в мелевые отложения (З. Ибрагимов, 1963, 1966; П. У. Ахмедов, 1968; В. Я. Соколов и Я. А. Пилип, 1966 и др.). Чаще, однако, нефть и газ мигрировали под подошвой соляно-ангидритовой формации до зоны ее выклинивания, а затем перемещались в мелевые отложения (И. С. Старобинец, 1962, 1966). При этом не учитывается, что экранирующими свойствами обладает не только соляно-ангидритовая формация, но и перекрывающие ее глины карабильской свиты нижнего мела.

В. Г. Гарьковец, Г. Х. Дикенштейн, П. Н. Еникеев, Л. Г. Жуковский, И. П. Зубов, В. Д. Ильин, Ю. В. Каеш, Б. Б. Таль-Вирский

также отмечают наличие в Бухаро-Хивинской области двух самостоятельных этажей нефтегазонакопления — юрского и мелового. Эти авторы полагают, что их обособленность определена соленосной толщей верхней юры, являющейся надежной покрышкой.

И. С. Старобинец (1962, 1966) отмечает, что в пределах Бухаро-Хивинской области существовал единый юрский цикл нефтегазообразования. При формировании скоплений углеводородные флюиды мигрировали с юго-запада из районов Чарджоуской ступени по подсолевым юрским отложениям на территорию Бухарской ступени. В меловые отложения они проникали за счет вертикальной миграции только там, где этому не препятствовали отложения соленосной формации верхней юры. Таким образом, меловые отложения не наделены функциями нефтегазопроизводящих толщ.

Л. А. Гуляева отмечает, что наиболее высокие содержания органического углерода в разрезе мезозоя типичны для глин альбского яруса, а по характеру битуминизации благоприятными для нефтегазообразования в Западном Узбекистане являются отложения карbonатной формации юры и глины альба.

Х. Х. Авазходжаев (1968) сделал заключение о том, что благоприятными для нефтегазообразования в Газлинском районе были глины нижней и средней частей неокома — апта, глины среднего альба и нижнего турона. Все они выделены автором в категорию нефтегазопроизводящих свит.

В качестве регионально нефтегазоносных комплексов Западного Узбекистана А. А. Бакировым (1963, 1966) выделены среднеюрский, келловей-оксфордский, неоком-аптский и сеноман-туронский. Толща соляно-ангидритовой формации считается надежным экраном, препятствующим миграции углеводородов вверх по разрезу. По его мнению, в зонах глубинных разломов следует ожидать некоторое снижение изолирующих свойств этой толщи, в связи с чем над ней в меловых отложениях могут быть выявлены вторичные залежи газа и нефти. К месторождениям, образовавшимся таким путем, А. А. Бакиров относит Майское, Байрамалийское и Шараплинское, приуроченные к Мургабскому и Репетекскому разломам.

В результате исследования гидрогеологии и палеогидрогеологии нефтегазоносных районов Бухаро-Хивинской области Е. А. Барс, В. Г. Глазер и другие пришли к заключению, что в Западном Узбекистане и прилегающих районах существовал только один юрский этап нефтегазообразования. Скопления углеводородных флюидов в меловых отложениях, по их мнению, образовались за счет вертикальной миграции из юрских отложений.

З. С. Ибрагимов (1963, 1966) в ангидритах кимеридж-титонского возраста, поднятых из скважин на некоторых площадях Бухарской ступени, выделили две генерации трещин, заполненных битуминозным веществом, кальцитом и глинистым материалом. Анализ битумов из ангидритов показал их сходство с нефтями юрских отложений. Этот факт позволил З. С. Ибрагимову прийти к выводу о проникновении флюидов через ангидритовую толщу из юрских отложений

в меловые. Механизм формирования залежей он представляет в следующем виде. В период преобразования органического вещества в нефть и газ в юрских отложениях уже существовали пласти-коллекторы, и под воздействием давления и других причин углеводородные флюиды заполняли эти коллекторы. После образования первой серии трещин ангидриты, перекрывающие юрскую толщу, утратили значение экрана. Через трещины в меловые отложения проникали углеводороды. Следующий, более мощный этап миграции флюидов из юрских отложений в нижнемеловые начался в конце неогена и в четвертичное время. Новые дислокации привели к более интенсивному растрескиванию ангидритов, и по трещинам вновь в нижнемеловые отложения проникали газы и нефть. Отсутствие залежей в юрских отложениях на ряде структур Бухарской зоны З. С. Ибрагимов объясняет непрерывностью формирования трещин в ангидритах. Они не успевали залечиваться, и поэтому юрские отложения в течение всего мезозоя не имели надежной покрышки и не были способны аккумулировать значительные по объему скопления углеводородных флюидов.

Позже П. У. Ахмедов (1968) в процессе изучения трещиноватости карбонатных коллекторов мезозойских отложений Западного и Южного Узбекистана пришел к тому же выводу.

Отсутствие залежей в меловых отложениях Чардоуской ступени в области развития соленосной толщи кимериджа — титона К. А. Сотириади (1968) объясняет отсутствием среди меловых отложений пород-коллекторов. Углеводородные флюиды, продуцированные нефтегазопроизводящими свитами мела на Чардоуской ступени, по его мнению, эмигрировали по восстанию пластов в сторону Бухарской зоны поднятий и там в меловых отложениях образовали свободные скопления.

Р. И. Быков (1965) в разрезе мезозойских отложений также выделяет два этапа нефтегазонакопления. Стратиграфический диапазон нефтегазоносности в значительной степени определяется, по его мнению, покрышками и крупными разломами, заметно увеличиваясь в тех зонах регионального нефтегазонакопления, которые характеризуются слабыми покрышками над юрским этажом и активным влиянием глубинных разломов, создающих пути для вертикальной миграции.

Р. Е. Айзберг и А. Н. Давыдов (1966) полагают, что соляно-ангидритовая толща играет роль региональной покрышки лишь на территории распространения исключительно галогенных отложений. При формировании залежей в меловых отложениях основную роль играет не вертикальная миграция, а литолого-фациальный состав надсолевых образований. Как указывают эти исследователи, в Байрамалийском районе наряду с «засоренными» солями залегают пласти «чистых» галитовых разностей мощностью 10—20 м. Такая толща чистых солей может служить непроницаемой покрышкой.

И. М. Алиев (1966) присутствие газа в неокомских отложениях Байрамалийского района связывает не с вертикальной миграцией

из подсолевых отложений через мощные «засоренные» и «чистые» галогенные образования, а с наличием в надсолевых отложениях нефтегазопроводящих толщ и коллекторов.

По мнению Г. А. Аржевского (1966), нефтегазообразование шло и в юрских, и в меловых отложениях. Анализируя условия размещения залежей в районах развития мощной толщи каменной соли, ученый объясняет присутствие скоплений в меловых отложениях тем, что в зоне Чардоуской ступени, т. е. там, где широко развита мощная толща каменной соли, эти отложения обладают плохими коллекторскими свойствами и отличаются увеличением глинистости.

Б. И. Бараш, В. И. Вето, А. А. Клещев (1966) считают соляно-ангидритовую формацию в пределах Бухаро-Хивинской области экраном, препятствующим перетоку углеводородов из юрских отложений в меловые, и отмечают при этом отсутствие в последних на Чардоуской ступени коллекторов.

А. К. Каримов (1968) не связывает с отложениями неокома и анта процессы генерации углеводородов. Залежи в меловых отложениях Бухарской ступени он считает вторичными. Альская толща, по мнению этого автора, была мощным источником в основном газообразных углеводородов. Условия нефтегазообразования на Чардоуской ступени он считает более благоприятными, чем на Бухарской.

В статье Е. В. Лебзина и А. В. Готтильфа (1966) рассматривается роль соляно-ангидритовой толщи в размещении залежей в мезозойских отложениях Западного Узбекистана и Таджикистана. Они полагают, что там, где ее мощность превышает 100—150 м, она является экраном. Отсутствие залежей в меловых отложениях они объясняют увеличением мощности и изменением литологического состава пород соленосной формации параллельно увеличению глинистости и ухудшению коллекторских свойств меловых отложений. Различие в гидрогеологических условиях юрской и меловой секции разреза не определяется мощностью юрской покрышки. Везде, где имеются отложения кимериджа — титона, самостоятельные юрский и нижнемеловой водонапорные комплексы отличаются различными гидродинамическими и гидрогеологическими условиями, их взаимное влияние отчетливо прослеживается только в районах полного выклинивания пород кимериджа — титона (Газлинское поднятие).

В. Я. Соколов, Я. В. Пилип (1965) толщу соляно-ангидритовой формации в пределах Амударьинской впадины считают экраном. В Мургабской впадине, а также на Бухарской ступени она утрачивает роль экрана. По их мнению, залежи в меловых отложениях Мургабской впадины (Байрамали, Майское, Шарапли) образовались за счет вертикальной миграции из юрских отложений через мощную толщу соляно-ангидритовой формации.

Х. К. Исматуллаев (1963) в результате минералогического исследования пород мезозойских отложений Бухаро-Хивинской области приходит к выводу о том, что содержание песчаников в меловых

отложениях уменьшается от Бухарской ступени к Чарджауской. В этом же направлении увеличивается и глинистость. Отсутствие залежей в меловых отложениях он объясняет отсутствием пород-коллекторов.

Г. И. Могилевский (1968) считает непроницаемой покрышкой только нижнюю пачку солей (ангидрит-галитовая субформация). При отсутствии ее нефть и газ из юрских отложений через вышележащую толщу могут легко мигрировать в меловые. В таких случаях можно ожидать промышленных скоплений углеводородов в меловых отложениях структур типа Байрамалийской. К таким районам он относит Бешкентский прогиб и юго-западные отроги Гиссарского хребта.

Многие исследователи, таким образом, подчеркивают большую роль верхнеюрской соляно-ангидритовой формации в распределении залежей нефти и газа.

Мы также считаем, что данная формация наделена полным комплексом признаков надежного экрана. Приведенные материалы по обогащенности пород соляно-ангидритовой формации рассеянными битумами, как и состав последних, не оставляют сомнения в их аллохтонной природе. Данное заключение вытекает и из общепринятых представлений об условиях формирования ангидритов и каменных солей. Необходимо обратить внимание, во-первых, на повсеместную несколько повышенную обогащенность битумами пород, слагающих нижнюю часть карбонатно-ангидритовой свиты, во-вторых, на достаточно частое присутствие, но всегда в ничтожно малых количествах битумов и в остальных секущих разреза. Вместе с тем очевидно, что битумы не являются типичными компонентами исследуемой формации. Суждение о битумах, выявленных в нижних ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты, не может быть полным, если не учитывать, что данная свита подстилается регионально продуктивной карбонатной формацией келловей-оксфордского возраста. В данном случае обогащенность ангидритов битумами целиком объясняется перетоком их из нижележащих продуктивных горизонтов. На это указывает строгая локализация битумов в трещинах нижних свит формации и отсутствие аналогичных битумопроявлений в вышележащих свитах.

Благодаря аномально высоким пластовым давлениям без сомнения флюиды двигались не только по восстанию пластов, но и вверх. Однако необходимо хотя бы в самых общих чертах попытаться оценить возможный масштаб проникновения флюидов в соляно-ангидритовую формацию. И. С. Старобинец (1962, 1966), З. С. Ибрагимов (1964, 1966), П. У. Ахмедов (1968) и другие считают, что все углеводороды, заключенные в меловых отложениях, возникли за счет эмиграции их из юрских отложений. Они полагают, что породы соляно-ангидритовой формации в одних районах не представляли собою экрана, а в других служили им. В последнем случае углеводороды, мигрируя вдоль подошвы соляно-ангидритовой формации, в конце концов оказывались в районах, где отложения этой формации

отсутствуют, и здесь легко перемещались в вышележащие меловые отложения. Указанные авторы в качестве одного из аргументов приводят отсутствие залежей нефти и газа в меловых отложениях Чарджоуской ступени. Данная точка зрения опирается на достаточно логичные построения, но степень ее обоснованности фактическим материалом продолжает оставаться недостаточной.

Нельзя согласиться с Г. И. Могилевским в том, что в пределах Бешкентского прогиба и юго-западных отрогов Гиссарского хребта отсутствует нижняя пачка солей, а вышележащие отложения являются проницаемыми. Как известно, именно в этих районах развит наиболее полный разрез соляно-ангидритовой формации, а также отмечается максимальная их мощность. По результатам исследования ясно, что соленосные отложения в Бешкентском прогибе наиболее чистые, особенно верхняя пачка. Они содержат ничтожное количество терригенных примесей. Кроме того, между двумя соленосными свитами залегает средняя ангидритовая пачка, которая по сравнению с нижними также более чистая, непроницаемая. Таким образом, с уверенностью можно сказать, что соляно-ангидритовая формация в области ее распространения является надежным экраном, препятствующим перетоку углеводородов из подсолевых отложений в надсолевые.

Можно привести много примеров и за пределами Западного Узбекистана, когда мощная галогенная толща играет роль экрана. Как известно, в Днепрово-Донецком прогибе, в Прикаспийской владине, Предуральском краевом прогибе, в Иране, Ираке широко развиты мощные галогенные толщи. Во всех этих районах нефтегазоносность связана только с подсолевыми отложениями, тогда как в надсолевых не обнаружены залежи нефти и газа. В некоторых случаях миграция в вышележащие отложения через пласти соли может происходить только по сильно нарушенным зонам. В прямой связи с ярко выраженным экранирующими свойствами толщи соляно-ангидритовой формации находится и вопрос о природе скоплений нефти и газа в меловых отложениях.

Напомним, что Чарджоуская ступень применительно к меловым отложениям является зоной нефтегазообразования и транзита, тогда как зона нефтегазонакопления в меловых отложениях располагается на Бухарской ступени Бухаро-Хивинской области (Бабаев 1960, 1963 и др.). Это заключение вытекает из материалов изучения вещественного состава пород меловых отложений и истории геологического развития края. С северо-востока на юго-запад в разрезе меловых отложений (А. Г. Бабаев, А. М. Акрамходжаев, 1960) происходит замещение песчаных пород глинами, а протягивающиеся на юго-запад пласти и пачки песчаников становятся глинистыми. Это подтверждено и многими другими исследователями.

Мы проанализировали разрезы скважин Чарджоуской и Бухарской ступеней от неоком-антских до сеноманских отложений включительно по трем профилям (Каракыр — Газли — Учкыр — Кабаклы; Карайз — Сарыташ — Зекры — Уртабулак; Тувактау — Южный Мубарек — Западный Майманак — Памук — Култак). Как

показывают результаты анализа, строение разреза меловых отложений Бухарской ступени заметно отличается от разрезов Чарджоуской ступени. Так, в неоком-аптских отложениях содержание глинистых пород на Каракыре составляет 16,9%, тогда как южнее, на Кабаклы, оно увеличивается до 74,71% от общей мощности свиты. В альбских отложениях содержание глинистых пород колеблется от 45,4 (Каракыр) до 88,95% (Кабаклы), а в сеномане — от 38,5 (Каракыр) до 73,36% (Кабаклы). Как видим, от Бухарской ступени к Чарджоуской происходит увеличение глинистости разреза меловых отложений в 2—3 раза. Точно такая же картина наблюдается по профилю Карайз — Сарыташ — Зекры — Уртабулак. В разрезе неоком-аптских отложений содержание глины на Карайзе составляет 23%, на Сарыташе 41%, а на Уртабулаке оно достигает 73%. В альбском ярусе количество глины изменяется от 64 (Карайз) до 86% (Уртабулак), а в сеномане варьирует в значительных пределах — от 7 (Карайз) до 67,6% (Уртабулак). Еще восточнее (третий профиль) глинистость меловых отложений значительно меньше, чем в породах второго профиля. Так, неоком-аптский ярус на Тувактау состоит в основном из песчаников (99%), в то время как на Чарджоуской ступени песчанистость сокращается до 40—42% (Памук, Култак). На Култаке в альбских отложениях наблюдается четырехкратное увеличение глинистости разреза (76,5%) по сравнению с Тувактау (16%). Содержание глины в сеноманском ярусе варьирует от 14 (Тувактау) до 49—52% (Памук, Култак).

Таким образом, с северо-востока на юго-запад увеличивается глинистость разреза меловых отложений, что приводит к весьма спектакльному ухудшению коллекторских свойств пород.

З. С. Ибрагимов (1966) отмечает, что «породы-коллекторы меловых отложений с высокими емкостными и фильтрационными свойствами развиты в основном в Бухарской ступени. К югу они постепенно замещаются коллекторами средней и пониженной, а последние коллекторами низкой емкости и проницаемости. Если в Бухарской ступени мощности отдельных проницаемых горизонтов достигают 100 м, то на Чарджоуской они редко превышают 10—15 м. Наряду с этим наблюдается сильная обогащенность песчано-алевритовых коллекторов глинистыми образованиями».

Таким образом, и региональные литолого-палеогеографические, и палеотектонические исследования, так же как и специальные исследования емкостных характеристик, свидетельствуют о резком ухудшении коллекторских свойств меловых отложений на территории Чарджоуской ступени. В то же время их мощность, равно как и насыщенность разреза глинами, значительно выше, чем на Бухарской ступени.

Важное значение имеет то обстоятельство, что и юрские, и меловые отложения накапливались на наклоненной к юго-востоку поверхности. Вследствие этого при сравнении абсолютных отметок любых двух одновозрастных поверхностей обнаруживается, что в Чарджоуской зоне они погружены на большую глубину, чем на

Бухарской. В связи с этим нефтегазоматеринские свиты на Чарджоуской ступени преобразовывались в нефтегазопроизводящие раньше, чем на Бухарской, и выделявшиеся при этом углеводороды струями мигрировали в более приподнятую зону Бухарской ступени, где и заполняли коллекторы. Таким образом, применительно к меловым отложениям Чарджоуская зона была зоной нефтегазообразования и транзита, тогда как Бухарская — зоной регионального нефтегазонакопления.

Описанная схема формирования залежей приложима и к юрским образованиям, но с одной существенной поправкой, обусловленной Бухарским пароградным разломом, который отделяет Бухарскую ступень от Чарджоуской. Этот разлом особенно активно проявился в ранне- и среднеюрское время, в меньшей мере в позднеюрское. Тем не менее плоскость Бухарского пароградного разлома, по крайней мере между Бешкентским и Кашкадарьинским прогибами, является одновременно и плоскостью, изолирующей две существенно различные водонапорные системы. В юрских отложениях Бешкентского прогиба водонапорный комплекс обладает аномально высокими пластовыми давлениями, тогда как в Кашкадарьинском прогибе пластовые давления нормальные.

Следовательно, в Бешкентском прогибе юрские отложения сверху надежно экранированы соляно-ангидритовой формацией, а по северной его окраине — Бухарским пароградным разломом. Отсюда следует, что углеводороды, генерированные юрскими отложениями восточной части Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба, сосредоточены в рамках этого прогиба, и теоретически последний представляется высоко перспективным для поисков залежей газа и нефти, в том числе крупных в юрских отложениях. Представление о возможности перетока углеводородов из юрских отложений в меловые через солино-ангидритовую формацию или под ее подошвой до полосы ее выклинивания латерально, а затем вертикально в пористые пласти меловых отложений сомнительно и еще по одной причине. Нельзя не обратить внимания на то, что при такой точке зрения совершенно недооцениваются экранирующие свойства пластов глин в разрезе меловых отложений. Между тем опыт разработки месторождений Каганского промыслового района достаточно наглядно показывает, насколько надежными экранами являются пласти этих глин.

Наконец, существенно важной представляется система распределения выявленных запасов промышленных категорий по разрезу продуктивной толщи. Суммарные запасы газа в меловых отложениях составляют около 2 трлн. м³, а в юрских около 0,5 трлн. м³. Эти цифры, однако, надо воспринимать с учетом несколько меньшей разведенности юрских отложений. Тем не менее они, по мнению авторов, указывают на самостоятельность процесса генерации углеводородов и юрскими, и меловыми образованиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соляно-ангидритовая формация верхней юры представляет собой ярко выраженный пограничный рубеж между двумя седиментационными комплексами. Однако она не просто отделяет формацию морских известняков келловея — оксфорда от красноцветной формации неокома, но чрезвычайно наглядно отражает тот факт, что эволюция седиментационных бассейнов происходила в аридном климате. Хотя и мощности, и состав пород, слагающих эти формации, в различных регионах исследованной области неодинаковы, повсюду с одной и той же отчетливостью прослеживается смена карбонатного накопления соляно-ангидритовым, а последнего красноцветным терригенным.

Наиболее полные ее разрезы наблюдаются в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в восточной половине Чарджоуской ступени и в Бешкентском прогибе. В последнем регионе максимальны и мощности, особенно в южной половине. Подошва формации здесь залегает на глубинах до 3000 м, в Бухарской ступени на глубинах 1200—1500 м.

Закономерное уменьшение ее мощности с юга на север и северо-восток происходит резко, но последовательно, за счет выпадения из разрезов нижней и верхней частей формации. Это сокращение имеет первичный характер и отражает неуклонное уменьшение площади солеродного бассейна.

В разрезе соляно-ангидритовой формации Бешкентского прогиба прослеживается четыре свиты (снизу вверх): карбонатно-ангидритовая, ангидрит-галитовая, галит-ангидритовая (средние ангидриты) и галитовая. Средняя мощность соляно-ангидритовой формации изменяется от 285 до 850 м.

Указанная схема строения разреза формации является обобщенной. Вполне вероятна возможность выявления в разрезе ангидритовых свит прослоев и линз галитов, а в галитовых свитах — линз и прослоев ангидритов. Это затруднит выделение и корреляцию свит. Следует учитывать то, что наиболее надежным репером в разрезе формации является галит-ангидритовая свита (средние ангидриты), кровлю которой практически безошибочно можно выделять и прослеживать, независимо от того, какое строение имеют две нижние свиты.

На некоторых площадях, расположенных на юге Бешкентского прогиба, в верхней части галитовой свиты встречается от одного до семи пластов калийсодержащих пород. Они достаточно широко

распространены, хотя и представлены линзообразными телами. Хотя породы, слагающие соляно-ангидритовую формацию, представляют собой такие геологические образования, в которых наблюдается абсолютное господство породообразующего минерала, тем не менее в них содержится очень небольшая примесь других, в том числе аутигенных, минералов. Их распределение по разрезу, так же как и распределение различных форм железа, носит ритмический характер, отражающий ритмическое изменение степени засоленности вод бассейна и геохимической среды осадконакопления. Оказывается, что свиты формации, накапливавшиеся на раннем и конечном этапах образования формации, содержат больше примеси терригенных минералов, а степень восстановленности среды осадконакопления была более высокой во время накопления первой и третьей свит.

Соляно-ангидритовая формация накапливалась на дислоцированной и местами существенно эродированной поверхности карбонатной формации, причем резкие колебания мощностей характерны только для первых двух свит формации. Они минимальны над участками максимальных мощностей карбонатной формации и наоборот. Такая картина распределения мощностей дает основание предполагать, что накопление этих свит не компенсировалось прогибанием и происхождение свит было глубоководно морским. Лишь с наступлением времени формирования средних ангидритов, когда наиболее опущенные участки дна солеродного бассейна оказались заполненными нижними ангидритами и нижними солями, приблизительно одинаковые условия возникли на всей площади бассейна и от прогибания дна зависел темп осадконакопления.

Материалы исследования позволяют предполагать, кроме того, что Бешкентский прогиб представлял собой часть огромного солеродного бассейна, который в период накопления соляно-ангидритовой формации обладал большей глубиной, чем смежные районы. За время накопления соляно-ангидритовой формации он трижды опреснялся, что зафиксировано в разрезе формации тремя пачками ангидритов.

В развитии солеродного бассейна Бешкентского прогиба четко выделяются два ритма, распадающиеся на подготовительную и самосадочную стадии. Первый ритм охватывает две нижние, а второй две верхние свиты.

Подготовительная стадия первого ритма приходится на время формирования карбонатно-ангидритовой свиты, а самосадочная наступает во время накопления пород ангидрит-галитовой свиты. Опреснение, наступившее во время отложения галит-ангидритовой свиты, означало смену самосадочной стадии первого ритма соленакопления подготовительной стадией следующего ритма. Конечная самосадочная стадия второго ритма соленакопления совпадает со временем формирования пород галитовой свиты.

Выполненное исследование свидетельствует о том, что данная формация наделена полным комплексом признаков надежного эк-

рана. Материалы о содержании в породах соляно-ангидритовой формации рассеянных битумов и их состава не оставляют сомнения в их аллохтонной природе. Данное заключение вытекает и из общепринятых представлений об условиях формирования ангидритов и каменных солей, и из явной приуроченности битумов к трещинам. Обращает на себя внимание, во-первых, повсеместная, несколько повышенная обогащенность битумами пород, слагающих нижнюю часть карбонатно-ангидритовой свиты, во-вторых, ничтожно малые количества битумов в остальных частях разреза. Ясно, что битумы не являются типичными компонентами формации. Суждение о битумах, выявленных в нижних ангидритах карбонатно-ангидритовой свиты, не может быть полным, если не учитывать, что данная свита подстилается регионально продуктивной карбонатной формацией келловей-оксфордского возраста.

Очевидно, в данном случае обогащенность ангидритов битумами целиком объясняется перетоком их из нижележащих продуктивных горизонтов. На это указывает строгая локализация битумов в трещинах и отсутствие аналогичных битумопроявлений в вышележащих свитах описываемой формации. Однако этот процесс имел локальный характер, и залежи формировались в меловых отложениях. Латеральную же миграцию по подошве соляно-ангидритовой формации, служащей идеальным и к тому же региональным флюидоупором, можно допустить только до зоны Бухарского разлома, поскольку и его экранирующие функции представляются несомненными. Следовательно, основные объемы углеводородов, сосредоточенные в виде залежей в меловых отложениях Бухарской ступени, обусловлены их собственной продуктивностью.

Ярко выраженные экранирующие свойства соляно-ангидритовой формации препятствуют вертикальному перетоку флюидов из юрских отложений в меловые. Эта регионально проявляющаяся в пределах всей площади распространения соляно-ангидритовой формации особенность могла нарушаться лишь в отдельных случаях, когда разломы создавали каналы для перетока нефти и газа из юрских отложений в меловые. Наиболее вероятно проявление этого процесса в складках большой амплитуды.

Сочетание экранирующих функций соляно-ангидритовой формации и Бухарского разлома, разобщающего юрские отложения Чарджауской и Бухарской ступеней, ограничивает масштаб вертикальной и латеральной миграции флюидов и позволяет рассматривать юрский водонапорный комплекс Бешкентского прогиба в качестве замкнутой водонапорной системы. Такая гидродинамическая обстановка Бешкентского прогиба подчеркивает реальную возможность выявить в верхнеюрских отложениях, подстилающих соляно-ангидритовую формацию, серию новых, в том числе крупных скоплений нефти и газа.



Рис. 1, 2. Ангидрит гетеробластовой структуры.

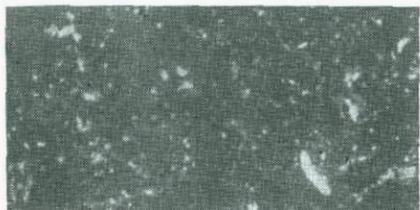


Рис. 3, 4. Ангидрит тонкозернистой структуры.



Рис. 5, 6. Ангидрит спутанно-волокнистой структуры.



Рис. 7, 8. Ангидрит порфиробластовой структуры. В основной массе цепито-морфного и мелкозернистого ангидрита рассеяны отдельные крупные идиоморфные кристаллы ангидрита.



Рис. 9. Пойкилобластовая структура. В крупном идиоморфном кристалле гипса прослеживаются мелкие зерна ангидрита.

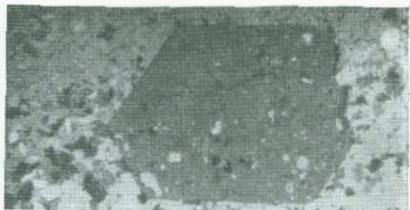


Рис. 10. Ангидрит неравномернозернистый (светлое) с различными по форме выделениями кальцита.



Рис. 11. Ангидрит таблитчатой структуры.



Рис. 12, 13. Ангидрит порфиробластовой структуры.



Рис. 14, 15. Ангидрит гранобластовой структуры.



Рис. 16. Ангидрит брусковидной структуры.



Рис. 17, 18. Ангидрит радиально-лучистой структуры.

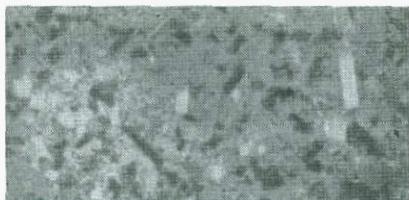


Рис. 19. Ангидрит таблитчатой структуры.

Рис. 20. Галит-ангидритовая порода. Темное — зерно галита, светлое — кристаллы ангидрита.



Рис. 21. Карбонатно-ангидритовая порода. Трещина в ангидrite за-полнена карбонатной массой, про-питанной битумом.



Рис. 22, 23. Галит петельчатой структуры. Темное — галит, светлое — тонко-зернистый ангидрит.

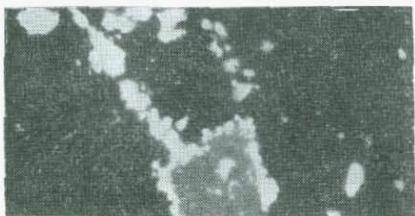


Рис. 24. Галит разнозернистой структуры, обогащенный доломитом. Темное — кристаллы галита, светлое — кристаллы доломита.



Рис. 25. Галит с трещинами, заполненными щетковидными кристаллами ангидрита. Чёрное — галит, светлое — ангидрит.



Рис. 26. Галит разнозернистой структуры, обогащенный ангидритом. Чёрное — галит, светлое — идиоморфные кристаллы ангидрита.

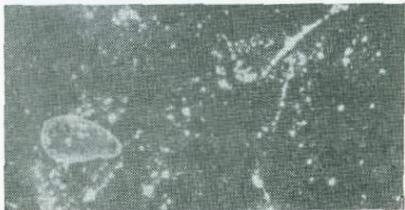


Рис. 27. Галит стекловатой структуры.



Рис. 28. Галит петельчатой структуры. Светлое — тонкозернистый ангидрит, темное — галит.



Рис. 29. Ангидрит с трещинами, заполненными галитом петельчатой структуры.

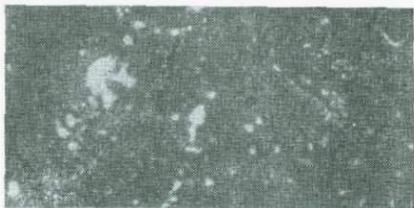


Рис. 30. Галит зонально-зернистой структуры.



Рис. 31. Каменная соль с идиоморфным кристаллом галита, окруженным ангидритом.



Рис. 32. Включения глинистых частиц в мелкозернистом известняке.



Рис. 33. Вторичный карбонат (темное) в ангидrite.

С П И С О К Л И Т Е Р А Т У РЫ

А б е т о в Е. М. Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент, «Наука», 1965.

А б е т о в Е. М. Строение и условия формирования соляно-гипсово-ангидритовой формации верхней юры юго-западного Узбекистана. Тезисы докладов ТашПИ. Ташкент, 1966.

А в а з х о д ж а е в Х. Литология меловых нефтегазоносных отложений Газлинского поднятия. Ташкент, «ФАН», 1968.

А й з б е р г Р. Е., Д а в ы д о в А. Н. Нефтегазоносные комплексы юго-восточной Туркмении. Труды ВНИГНИ, вып. 45. М., «Недра», 1966.

А к р а м х о д ж а е в А. М. и др. Нефтегазоносность Узбекистана. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии». Ташкент, «ФАН», 1962.

А л и е в И. М. Условия формирования залежей газа в неокомских отложениях Байрамалийского района. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, № 10.

А м и р х а н о в Ш. Х. К характеристике юрских отложений Западного Узбекистана по данным спектрального анализа. Докл. АН УзССР, 1962, № 8.

А р ж е в с к и й Г. А. Сравнительная оценка перспектив Амударыинской, Мургабской и Центрально-Кызылкумской нефтегазоносных областей. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ВНИГНИ, 1966.

А р и ф д ж а н о в М. Х. Петрографическая характеристика и геохимические особенности верхнеюрской карбонатной формации юго-западных отрогов Гиссара. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Ташкент, ИГИРНИГМ, 1964.

А х м е д о в П. У. Трещиноватость пород карбонатной формации юры Бухаро-Хивинской области и юго-западных отрогов Гиссара и ее влияние на коллекторские свойства продуктивных горизонтов. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Ташкент, ИГИРНИГМ, 1968.

Б а б а е в А. Г. Перспективы нефтегазоносности Западного Узбекистана. Вестн. АН СССР, № 1, 1960.

Б а б а е в А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., «Недра», 1966.

Б а б а е в А. Г., А к р а м х о д ж а е в А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1960.

Б а б а е в А. Г. и др. Основные закономерности формирования и размещения зон регионального, нефтегазонакопления в мезозойских отложениях

Западного Узбекистана и их типы. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии». Ташкент, изд-во АН УзССР, 1962.

Бабаев А. Г., и др. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1963.

Бабаев А. Г. Лебзиин Е. В. О закономерностях размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западного Узбекистана. «Новости нефтяной техники», сер. геол., № 3, 1960.

Бакиров А. А. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эшигерцинской платформы юга СССР, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1963.

Бараш Б. И. и др. К вопросу о положении стратиграфической границы между юрой и мелом в районах среднего течения Амударьи. Труды ВНИГНИ, вып. XXXV. М., «Недра», 1961.

Бараш Б. И. и др. О некоторых закономерностях размещения залежей нефти и газа в Амударьинской впадине. Труды ВНИГНИ, вып. IX—X. М., «Недра», 1966.

Бараш Б. И. и др. О глубине залегания подсолевых отложений Восточной Туркмении в связи с бурением на нефть и газ. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 2, 1967.

Бегметов Э. Ю. и др. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности северной части Бешкентского прогиба. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Узбекистана», 1966, № 2.

Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. «Советская геология», № 2—3, 1940.

Браташ В. И. К вопросам стратиграфии верхней юры и неокома Таджикской депрессии. Труды ВНИГНИ, вып. XXX. М., Гостоптехиздат, 1961.

Браташ В. И. О границе между юрской и меловой системами в районах Средней Азии (Тектоника Туркмении). М., «Наука», 1966.

Бурцева Т. И. и др. Литология и фауна юрских и нижнемеловых отложений Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. М., «Наука», 1969.

Быков Р. И. Геология и некоторые особенности формирования и пространственного размещения зон регионального нефтегазонакопления Туранской плиты. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-минер. наук. М., МИНХ и ГП, 1965.

Валишко М. Г. Объемные соотношения жидких и твердых фаз в процессе испарения океанической воды как фактор, определяющий образование месторождений калийных солей. Докл. АН СССР, т. 77, 1951, № 6.

Валишко М. Г. Галит, основные его разности, встречающиеся в соляных озерах, и их структурные особенности. Труды ВНИИГ, вып. 23, М., «Химия», 1952.

Валишко М. Г. Геохимические закономерности современного соленакопления и образования современных соляных отложений на территории СССР. Труды ВНИИГ, вып. 23. М., Гостоптехиздат, 1952.

Валишко М. Г. Геохимия брома в процессах галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. «Геохимия», 1956, № 1.

Валишко М. Г. Геохимия месторождений калийных солей. В кн. «Вопросы агрономических руд». М., изд-во АН СССР, 1956.

В а л я ш к о М. Г. Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. М., изд-во МГУ, 1961.

В а л я ш к о М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. М., изд-во МГУ, 1962.

В а л я ш к о М. Г., М а н д р и к и на Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. Труды ВНИИГ, вып. 23. М., «Химия», 1952.

В а х р а м е е в В. А. К сравнительной характеристику пород сульфатных месторождений. Труды ВНИИГ, вып. 35. М., Гостоптехиздат, 1959.

В я л о в О. С. Палеогеография юры Бухарской депрессии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.

Г а б р и л ь я н Р. А. Литология и геохимия меловых отложений юго-западных и центральных Кызылкумов. Ташкент, «ФАН», 1966.

Г а р к о в е ц В. Г. и др. К вопросу о поисках нефти в Западном Узбекистане. «Геология нефти и газа», 1961, № 7.

Геология и нефтегазоносность Каракалпакской АССР, Восточной Туркмении и Западного Узбекистана. Труды ВНИГНИ, вып. IX—X. М., «Недра», 1966.

Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М., «Недра», 1966.

Геология соляных и калийных месторождений. Труды ВСЕГЕИ. М., «Недра», 1968.

Г е р а с и м о в а В. В. Геолого-литологическая характеристика и условия формирования соленосной свиты северо-западной Ферганы. Труды ВНИИГ, вып. 40. М., Гостоптехиздат, 1960.

Г р а м м М. Н., П р и х о д ъ к о П. Л. Некоторые данные о химическом составе солей из соленосной свиты северо-западной Ферганы. «Узбекский геологический журнал», 1958, № 6.

Г р и щ е н к о Ю. А. и др. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности юго-восточной части Бешкентского прогиба. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», 1964, № 6.

Г р и щ е н к о Ю. А. и др. Перспективы газонефтеносности Западной и Северо-Западной частей Бешкентского прогиба. М., ЦНИИТЭ, «Нефтегазовая геология», 1965.

Г у л я ё в а Л. А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород. «Советская геология», 1955, № 47.

Д а в л я т о в Ш. Д. и др. Бухаро-Каршинская нефтегазоносная область. В кн. «Тектоника и нефтегазоносность мезо- и кайнозоя Узбекистана». Ташкент, изд-во АН УзССР, 1962.

Д и к е н штейн Г. Х. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности запада Средней Азии. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологического-разведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.

Д у б и н и на В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Труды ВНИИГ. М., Гостоптехиздат, 1954.

Ж а р к о в М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. «Советская геология», 1966, № 2.

Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы ассоциаций соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. В кн. «Сравнительный анализ осадочных формаций». М., «Наука», 1969.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Труды АН ТаджССР, вып. 95. Душанбе, 1958.

Ибрагимов З. С. Роль трещиноватых ангидритов верхней юры в перекристаллизации углеводородных флюидов мезозойских отложений Западного Узбекистана. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, № 10.

Ибрагимов З. С. и др. О перспективах нефтегазоносности отложений кимериджа — титона Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», 1964, № 10.

Иванов А. А. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолиздат, 1953.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Исследование физико-химических свойств солей и соляных растворов. Труды ВНИИГ, вып. 27. М., Гостоптехиздат, 1953.

Исматуллаев Х. К. Литология и геохимия мезозойских отложений Каганского района. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1963.

Ишниязов Д. Данбурит в гипсовой толще верхней юры. Докл. АН УзССР, 1960, № 10.

Ишниязов Д. О новых точках солепроявления в южном Узбекистане. Докл. АН УзССР, 1960, № 6.

Ишниязов Д. и др. К минералогии соляной толщи Тюбетатана. «Узбекский геологический журнал», 1962, № 4.

Каримов А. К. Битуминология нефтегазопроизводящих толщ Узбекистана. Автографат дисс. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-минер. наук. Ташкент, ИГИРИИГМ, 1968.

Кашкаров О. Д. Садка солей в соляных озерах. Труды ВНИИГ, вып. 32. М., Гостоптехиздат, 1956.

Кореневский С. М. О структурных особенностях, сингенетичных и диагенетичных изменениях отложений галита и сильвина. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 1, 1954.

Кореневский С. М. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовского Гос. ун-та, 1956.

Кореневский С. М. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., «Недра», 1966.

Корценштейн В. Н. Гидрография Бухаро-Хивинской газонефтеносной области. М., «Недра», 1965.

Крылов Н. А., Мальцева А. К. Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1967.

Крымгольц Г. Я. Стратиграфия юрских отложений Гаурдак-Тюбетатанского района. В кн. «Геология СССР», т. XXII. М., Гостоптехиздат, 1957.

Кудряков В. А. Гидрогеология мезозойских отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., МИНХ и ГП, 1963.

Кузичкина Ю. М. и др. Схема стратиграфии юрских отложений Средней Азии. Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Кушниров И. В. Региональные закономерности в формировании залежей нефти и газа в пределах Бухарской зоны поднятий. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Ташкент, ИГИРНИГМ, 1965.

Лебзин Е. В., Готгильд А. В. Соляно-гипсово-ангибитовая толща верхней юры и ее влияние на размещение залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Узбекистана и Таджикистана. В кн. «Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа, Средней Азии». Л., «Недра», 1966.

Лукин П. И. К вопросу о направлении развития учения о морских осадках. М., изд-во АН СССР, 1954.

Луппов Н. П. Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Труды ВНИГРИ, вып. 23. М.—Л., Гостоптехиздат, 1959.

Методы анализа рассолов и солей. Труды ВНИИГ. М., «Химия», 1965.

Мирошниченко В. П. Тектоника Гаурдака. Изв. ТФ АН СССР. Ашхабад, 1945.

Михайлов А. Е. Подземные воды Бухаро-Каршинского нефтегазоносного артезианского бассейна. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 84, вып. 12. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Морачевский Ю. В. Условия отложения осадков в Соликамском бассейне. Бюлл. ВНИИГ, 1940, № 6—7.

Набиев М. Н., Осичкина Р. Г. Калийные соли Тюбегатана. Ташкент, «Наука», 1965.

Осичкина Р. Г. Аксессорные элементы в галогенной толще Тюбегатана. «Узбекский химический журнал», 1964, № 2.

Осичкина Р. Г., Бергман А. Г. Соляные месторождения Куйлябской группы. Труды ин-та химии АН ТаджССР, т. XXXIV, вып. 12. Изд-во АН ТаджССР, 1958.

Пашковский В. Н. Об аномально высоких пластовых давлениях в водонапорных комплексах юрских отложений Западного Узбекистана и Устюрта. Материалы научной сессии по вопросам геологии добычи и транспорта газа в Средней Азии. Ташкент, 1966.

Пашковский В. Н. Гидрогеология продуктивной толщи мезозойских отложений северо-восточной части Амударьинской газонефтеносной области. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Ташкент, Политехн. ин-т, 1969.

Пельша А. Д. Состав рапы и кристаллизации астраханита в заливе Карабогаз-Гол. Труды ВНИИГ, вып. 23. М., Гостоптехиздат, 1952.

Петров Н. П. Строение гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Докл. АН УзССР, 1949, № 3.

Петров Н. П. О карналлитах соляной толщи в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Зап. Узбек. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 11. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1951.

Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации юго-западного Гиссара. Труды ин-та геол. АН УзССР, вып. 9. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1953.

Петров Н. П. Геологические условия проявления калийных солей в Средней Азии. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». Ташкент, изд-во АН УзССР, 1956.

Петров Н. П. Месторождения калийных солей в Туркменской ССР. Геология СССР, т. XXII, ч. II. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Петров Н. П. К геологии солевых отложений юга Средней Азии. «Узбекский геологический журнал», 1959, № 6.

Петров Н. П. Месторождение каменной соли Ходжамумын. В кн. «Литология и осадочные полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, «Наука», 1966.

Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент, «Наука», 1964.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., вып. 29. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Половинкин Ю. И. Структуры горных пород, т. 2. В кн. «Осадочные породы». М.—Л., Госгеолиздат, 1948.

Попов В. С. Условия образования калиевоносных фаций (на примере верхнеюрской галогенной формации Средней Азии). В кн. «Физические и химические процессы и фации». М., «Наука», 1968.

Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1954.

Репман Е. А. Некоторые данные о юрской фауне Южного Узбекистана. В кн. «Геология Средней Азии», вып. 1. Ташкент, 1941.

Репман Е. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Сб. научн. трудов Главгеологии УзССР, вып. 4. Ташкент, 1964.

Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1959.

Семенович В. В. и др. О рифогенных структурах Западного Узбекистана. «Геология нефти и газа», 1968, № 10.

Сикстель Т. А. К вопросу об изучении стратиграфии юрских отложений Средней Азии. Труды САГУ, вып. 63. Ташкент, изд. САГУ, 1955.

Сикстель Т. А. Об изменчивости возраста юрских свит в юго-западных отрогах Гиссара. Сб. научн. трудов Ин-та геологии и геофизики АН УзССР, вып. 3. Ташкент, «Наука», 1964.

Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Труды ВНИГРИ, вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1952.

Соколов В. Я. Новое газовое месторождение Восточной Туркмении — Байрамали. «Геология нефти и газа», 1962, № 11.

Соколов В. Я., Пилип Я. А. Вопросы перспектив нефтегазоносности надсолевых отложений восточной Туркмении в районах распространения толщи солей. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 11.

Сотириади К. А. Юрские и меловые отложения Западного Узбекистана и их нефтегазоносность. Ташкент, «ФАН», 1968.

Стробинец И. С. О геохимических особенностях газов Узбекистана

и нефтея Бухаро-Хивинской области. В кн. «Вопросы геологии нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии». Ташкент, изд-во АН УзССР, 1962.

Старобинец И. С. Геохимия нефтея и газов Средней Азии. М., «Наука», 1966.

Страхов Н. М. Геология кунгуря Ишимбаевского нефтеносного района. М., изд-во МОИП, 1947.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., изд-во АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. и др. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В кн. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М.—Л., Гостоптехиздат, 1946.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Таджидинов О., Тельнов П. И. К соляной тектонике Южного Узбекистана. В кн. «Соляно-купольные регионы СССР и их нефтегазоносность», ч. II. Киев, «Наукова думка», 1969.

Тедорович Г. И. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М., изд-во АН СССР, 1946.

Тихвинский И. Н. Относительные возможности накопления сульфатных осадков в понижениях донного рельефа эпиконтинентальных морей. Докл. АН СССР, т. 130, 1960, № 6.

Троицкий В. И. К палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время. Изв. АН ТаджССР, № 87, вып. 1(3), 1961.

Троицкий В. И. К вопросу об изменении фаунильного состава отложений гиссарской и гаурдакской свит в Таджикской депрессии. Докл. УзССР, № 10, 1962.

Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.

Туаев Н. П. Проблема соляной тектоники и нефтеносность соляных структур южной нефтеносной области Средней Азии. В кн. «Материалы по геологии Средней Азии». Ташкент, 1946.

Фивег М. П. О годовом цикле седиментации каменносоли Верхнекамского месторождения. Докл. АН СССР, т. 61, 1948, № 6.

Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соляных толщ. Труды ВНИИГ, вып. 23. М., Гостоптехиздат, 1952.

Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ. Труды ВНИИГ, вып. 29. Л., Гостоптехиздат, 1954.

Фивег М. П. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии. Труды ВНИИГ, вып. 30. Л., Гостоптехиздат, 1955.

Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд-во Львовского Гос. ун-та, 1956.

Фивег М. П. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., изд-во АН СССР, 1960.

Фивег М. П. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий. Труды ВНИИГ, вып. 45. М., «Недра», 1964.

Х в о р о в а И. В. Батиальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Докл. АН СССР, т. 57, 1947, № 9.

Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Щ е р б и н а В. Н. Процессы континентального гипсонакопления и их роль в формировании ископаемых гипсонаносных отложений. Труды Геол. ин-та КиргФ АН СССР, вып. 2. Фрунзе, изд-во КиргФ АН СССР, 1951.

Я н ш и н А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. «Геология и геофизика», 1961, № 1.

Я р ж е м с к и й Я. Я. К вопросу о полигалите в месторождениях калийных солей. Докл. АН СССР, т. 66, 1949, № 6.

Я р ж е м с к а я Е. А. О вещественном составе соляных глин. Докл. АН СССР, т. 66, 1949, № 5.

Я р ж е м с к и й Я. Я. Минералогия и петрография калийных месторождений Советского Союза. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». М., изд-во АН СССР, 1956.

Я р ж е м с к и й Я. Я. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 6.

Я р ж е м с к и й Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Новосибирск, «Наука», 1966.

Я р ж е м с к и й Я. Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск, «Наука», 1967.

О ГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Г л а в а I. Строение разреза соляно-ангибитовой формации	6
Область распространения и зоны выклинивания формации	6
Корреляция разрезов	12
Корреляция разрезов скважин в пределах отдельных площадей	12
Межплощадочная корреляция разрезов	23
Калийные горизонты в разрезе соляно-ангибитовой формации	27
Типы разрезов формации и зональность в их размещении	31
Принципиальная схема строения сводного разреза соляно-ангибитовой формации	36
Характер контактов между свитами и формациями	41
Закономерности изменения мощностей соляно-ангибитовой формации	43
Об одной особенности соляно-ангибитовой формации	50
Г л а в а II. Вещественный состав соляно-ангибитовой формации	52
Петрографические типы пород	52
Минералогический состав нерастворимых остатков пород соляно-ангибитовой формации	60
Минералы легкой фракции	61
Минералы тяжелой фракции	63
Некоторые геохимические особенности пород соляно-ангибитовой формации	66
Химический состав пород	66
Распределение реакционно-способных форм железа	86
Распределение брома	93
Распределение микроэлементов	100
Распределение органического углерода	122
Г л а в а III. Условия формирования соляно-ангибитовой формации	128
Г л а в а IV. Роль соляно-ангибитовой формации в размещении скоплений нефти и газа в мезозойской продуктивной толще	143
Продуктивные пласти в разрезе мезозойской толщи	143
Сравнительная характеристика гидродинамической обстановки в надсолевой и подсолевой частях разреза мезозойской толщи и экранирующие функции соляно-ангибитовой формации	146
Заключение	159
Список литературы	167

Министерство геологии УзССР
Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений

Ашот Григорьевич Бабаев, Турсуной Садриходжаева Раубходжаева

**СОЛЯНО-АНГИДРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БУХАРО-ХИВИНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ
ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА**

Редактор издательства *A. Г. Ионель* Техн. редактор *H. B. Жидкова*
Корректор *C. C. Борисова*

Сдано в набор 2/VI 1972 г. Подписано в печать 8/IX 1972 г. Т-16005.
Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. 12,93.
Заказ 1781/11359—7. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 29 к.

Издательство «Недра». 103633 Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.

1 р. 29 к.

426

НЕДРА 1972