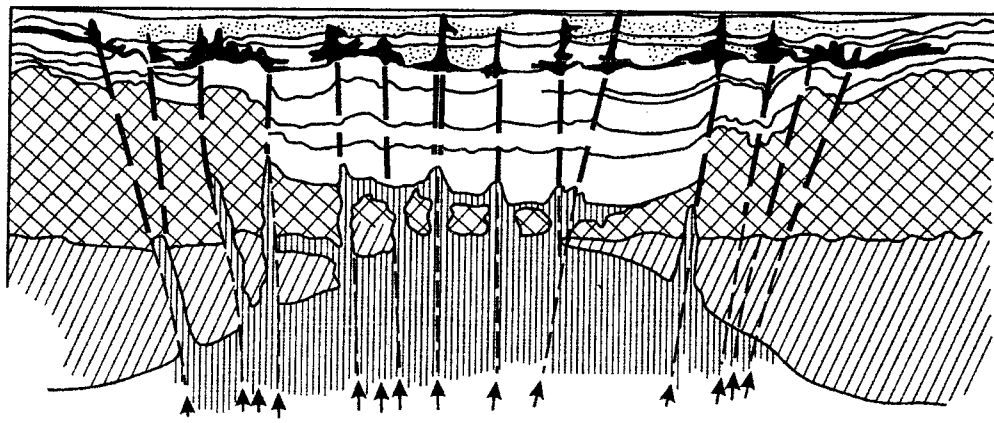


П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова

**ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
ПРИКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА**



П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова

**ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
ПРИКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА**

Москва 2005

УДК 553.22:552.5 (470.56+574.1)

П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова. Флюидно-метасоматические преобразования и рудоносность осадочных толщ Прикаспийского бассейна. – М., 2005. 104 с. 30 илл.

Рассмотрены геологическая природа, особенности развития Прикаспийского бассейна и закономерности размещения в его пределах полезных ископаемых — солей, серы, углеводородов, полиметаллов, железа, меди и др. Показана связь этого специфического набора полезных ископаемых с разновозрастными метасоматически преобразованными терригенными и карбонатными породами. Намечены этапы регионального минерогенеза и типовые модели петрографо-геохимической зональности. Обосновывается необходимость пересмотра наиболее спорных геологических, геофизических и минерогенических проблем Прикаспийского бассейна с новых теоретико-методологических позиций.

Петр Филиппович Иванкин, Наталия Исааковна Назарова

**ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
ПРИКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА**

Научное издание

Компьютерная верстка
Г.В.Земскова

Уч.-изд. л. 6. Тираж 90 экз. Цена договорная

© П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова, 2005

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
ЧАСТЬ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРИКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА	
1.1. Геотектоническая позиция, время заложения и этапы развития бассейна ..	8
1.2. О причинах сверхглубокого погружения бассейна и его периодических инверсионных поднятиях	14
1.3. Противоречия в сложившихся представлениях о литолого-стратифическом расчленении фанерозойского разреза бассейна и их причины	20
1.4. Геологические условия солеобразования в Прикаспии и сопутствующие процессы изменения осадочных пород	24
1.4.1. Стратиграфическая позиция и морфология соляных залежей	25
1.4.2. Сопутствующие солеобразованию метасоматические изменения осадочных пород	37
1.4.2.1. Изменения пород под воздействием постсолевых кислотных рассолов	37
1.4.2.2. Изменения пород под воздействием предсолевых неокисленных флюидов	43
1.5. Вертикальная зональность флюидно-метасоматических процессов в осадочных бассейнах	58
1.6. О специфике флюидодинамики и структурообразования в сверхглубоком осадочном бассейне и методологии дальнейших региональных его исследований	67
ЧАСТЬ 2. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СОЛЕВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ	
2.1. Многоэтапность флюидизации и эпигенетической минерализации	74
2.2. Геохимия серы и формы ее накопления	79
2.3. Типовые модели формирования месторождений углеводородов	84

2.4. Поведение тяжелых металлов и типовые обстановки их накопления	93
2.4.1. Железо, марганец	94
2.4.2. Медная минерализация	94
2.4.3. Рудопроявления свинца, цинка, ртути	95
2.4.4. Рудопроявления благородных металлов	96
2.5. Типы вещественной зональности при солеобразовании	98
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	101
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	102

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прикаспийский прогиб представляет собой уникальное природное образование, в пределах которого наглядно проявился принцип компенсации подъема поверхности Мохоровичича (мантийного плюма) прогибанием кровли кристаллического фундамента и накоплением мощной осадочной толщи. Своеобразие объекта подчеркивается широким развитием соленосных отложений и соляных куполов в стратиграфическом разрезе. Аналогию ему может составить только Мертвое море. Это два единственных в мире засоленных водных бассейна, поверхность которых опущена ниже уровня моря. В проблеме генезиса прогибов типа Прикаспийского тесно переплетены проблемы механизма мантийных плюмов, генезиса соляных куполов, нефтегазоносности и рудной минерализации в осадочных бассейнах. Это однозначно свидетельствует об актуальности обстоятельного анализа геологического положения, строения и существующих гипотез происхождения Прикаспийской депрессии.

Именно этим вопросам посвящена предлагаемая читателю работа. В ней авторы очень подробно и объективно оценивают имеющиеся на сегодняшний день представления о возникновении и эволюции Прикаспийского прогиба, их достоинства и противоречия. Приведены большой фактический материал, стратиграфические и геофизические разрезы. На основе этого материала убедительно доказывается древний, позднепротерозойский возраст заложения Прикаспийского прогиба и прослеживается его эволюция, в которой периоды прогибания прерывались эпохами инверсии, что соответствует периодической активизации магматического очага в мантийном плюме. Выявлена и охарактеризована вертикальная зональность преобразования пород осадочного бассейна под воздействием восходящих мантийных флюидов, причем установлена тенденция к окислению флюидов по мере приближения к земной поверхности.

В итоге в работе сформирована геологическая модель эволюции осадочного бассейна под воздействием потока флюидов, в рамках которой рассмотрены процессы образования соленосных отложений и соляных куполов и затронуты вопросы нефтегазообразования. Модель представляется внутренне согласованной. Она разрешает многие противоречия, свойственные существующим гипотезам. Неудачна ссылка на представления Е.В.Артюшкова об эклогитизации нижней коры как механизме, вызывающем прогибание и формирование бассейна. В действительности потоки мантийных флюидов, описываемые в работе, производят магматическое замещение нижней коры ультрабазитовым материалом с выносом кремнезема и уменьшением объема, что и обуславливает проседание фундамента.

Интересные данные приводятся о содержаниях рудных металлов и, в частности, золота, платиноидов в соленосных отложениях и соляных куполах. Причем показано, что металлы содержатся не непосредственно в растворимых солях, а во включениях глинистого материала в них.

В целом новые данные, а также обобщение и анализ имеющегося материала, существенно обновляют представления о генезисе Прикаспийской депрессии. Работа, имеет научную и практическую ценность и, несомненно, заслуживает опубликования ее в виде монографии.

Зав лабораторией термодинамики ИГЭМ РАН,
академик РАН

А.А.Маракушев

Зав лабораторией физ.-хим. анализа
эндогенных процессов ИГЭМ РАН
доктор геол.-минер. наук

В.Л.Русинов

ВВЕДЕНИЕ

Прикаспийский бассейн по своим геологическим особенностям, набору типов месторождений полезных ископаемых, их масштабу — геоструктура уникальная. Природа таких геоструктур и свойственных им процессов петроминерагенеза во многом еще теоретически не познаны и остаются дискуссионными. К числу важнейших нерешенных пока теоретических проблем применительно к этому бассейну относятся следующие.

1. Геотектоническая позиция бассейна, особенности его глубинного строения и морфоструктуры, взаимосвязи с Русской платформой и подвижными поясами Урала и линеамента Карпинского на палеозойском и мезокайнозойском этапах развития.

2. Причины аномально большого погружения бассейна (более 20 км), отправные идеи его районирования и прогнозирования обстановок на глубину.

3. Причины гигантского по масштабам соленакопления и регионального размаха солевого диапиризма (более 200 диапиров); связь этих явлений с флюидодинамикой и петроминерагенезом, в частности с закономерностями размещения различных углеводородов, самородной серы, металлов.

4. Природа и причины широкого распространения в бассейне вторично глубоко-преобразованных терригенных и карбонатных пород — доломитов, углеродистых сланцев, ангидритов, кремнекислых, слюдисто-альбит-кварцевых и других, традиционно относимых пока к осадочным галогенным формациям. Проблематичность осадочного происхождения и других широко развитых в Прикаспии специфических толщ — карбонатной подсолевой рифогенной формации, красноцветной молассы и др.

5. Основные закономерности геохимической эволюции глубинных флюидов в сверх-глубоком бассейне на разных этапах его развития, в том числе на этапах позднегерцинской и мезокайнозойской активизации региональных структур.

В предлагаемой работе эти проблемы рассматриваются как неразрывно связанные с выяснением условий формирования и закономерностей размещения полезных ископаемых на юго-востоке Русской платформы.

ЧАСТЬ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРИКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА

1.1. Геотектоническая позиция, время заложения и этапы развития бассейна

В геотектонической литературе, посвященной Прикаспийской впадине, ее называют сложной плитой, перикратонным прогибом, синеклизой, мегасинеклизой, фиалогеном, антиподом шита и другими терминами, отражающими самые разные представления о природе этой структуры.

Большой коллектив нефтяников (более 30 человек) — авторы книги «Прогноз нефтегазоносности подсолевого палеозоя востока и юго-востока Прикаспия» [35] — исходят из предположения, что впадина заложилась на чехле окраины платформы очень поздно — лишь в перми. Характерные для нее неоднородности в строении фундамента и подсолевого ложа при этом связываются с влиянием подвижных зон, обрамляющих окраину платформы с востока и юга. По представлениям же А.Л.Яншина и др. [30, 34] впадина начала оформляться с позднего девона, причем в течение позднего девона — ранней перми по ее бортам отлагались карбонатные породы, которые к центру прогиба сменялись глинисто-карбонатно-кремнистыми. Рифы, атоллы и другие органогенные постройки считаются типичными образованиями прибрежных зон впадины. Другие же исследователи (Р.Г.Гарецкий, А.К.Замаренов, Д.Л.Федорова и др.) полагают, что карбонатное осадконакопление распространялось и в центральные части впадины, но контролировалось на протяжении позднего девона — карбона блоковыми выступами фундамента. Существует и такое представление, согласно которому главными факторами распределения мощностей и фаций отложений в докунгурское время были сводовые тектонические поднятия и рифтогенез, причем локальные мощные карбонатные массивы в карбоне — ранней перми формировались преимущественно на приподнятых блоках фундамента.

Не менее распространены в печати и прямо противоположные взгляды, учитывающие необычно большие мощности осадочного заполнения впадины, в 4–5 раз превышающие мощности чехла платформы, и неизбежную длительность формирования таких мощностей. Многие исследователи подчеркивают, что Прикаспийская впадина — это крупнейшая область прогибания земной коры, где мощность только рифей-вендских и нижнепалеозойских отложений составляет почти 7 км. По мнению Ю.А.Иванова [21], заложение впадины произошло в позднем протерозое при взаимодействии Пачелмского и других авлакогенов, а все последующее ее развитие характеризуется преобладанием унаследованных погружений. Очертания близкие к современной впадина приобретает уже в венде. Прогибание ее центральных частей в докунгурское время составило 10–15 км, в ранней и поздней перми 5–6 км и примерно столько же в мезозое и кайнозое. Неравномерное погружение центральных и бортовых частей впадины с разницей амплитуд по фундаменту до 15–17 км сопровождалось региональным сползанием толщ слоистых пород к центру с углами наклона от 4–7° (по поверхности фундамента) до 2–5° (по поверхности подсолевого ложа).

С целью проверки степени фактической обоснованности приведенных различных представлений о времени заложения и направленности развития Прикаспийской впадины и выработки оптимальной идейной концепции по этим ключевым вопросам нами

проведен специальный сравнительный анализ изданных литолого-палеогеографических и палеотектонических карт Русской платформы и обрамляющих ее подвижных зон от протерозоя до кайнозоя включительно [5]. Эти карты, синтезирующие огромный фактический материал, позволяют вполне объективно оценить основные особенности геотектонического развития земной коры на месте Прикаспийского бассейна на протяжении всего протерозоя и фанерозоя.

В среднем и позднем рифее большая часть Русской платформы представляла собой возвышенность — Балто-Сарматский материк. С востока он ограничивался Предуральским морем с терригенно-карбонатным осадкообразованием, с юга — Крымско-Кавказским, где для этого времени известны песчано-глинистые и вулканогенные осадки. Область соединения двух морей, полукольцом окружаемая с северной стороны материком, как раз и отвечает Прикаспийскому рифейскому бассейну. О том, что бассейн уже в позднем протерозое испытывал глубокое погружение, косвенно свидетельствует и Пачелмский прогиб, расчленивший в это время материк. Прогиб зарождается в центре материка (около Москвы) в виде узкого ограниченного глубинными разломами грабена — морского залива. Быстрое расширение грабена в юго-восточном направлении (вблизи Саратова) приводит к отчленению от него субширотной ветви — так называемого Яицкого авлакогена, по которому от древнего кратона отделился его полуовальный южный выступ. Последний, подвергшись погружению, в дальнейшем и стал основанием Прикаспийского бассейна. По Яицкой ветви глубинного разлома четко обозначились северные границы, овальная форма и поперечные размеры бассейна между Волгоградом и Оренбургом, т.е. те черты его морфологии, которые затем унаследованно развивались в фанерозое. Погружение этой отколовшейся от кратона овальной глыбы в течение всего рифея было, по-видимому, более значительным в южных ее частях, где в это время преобладал режим открытого моря.

Для реконструкции условий осадконакопления в бассейне в течение раннего палеозоя информации недостаточно. Из сопоставления палеолитологических карт следует, что в раннем кембрии вся южная часть Русской плиты (к югу от Тулы и Кирова) испытала поднятие, при этом весь Прикаспийский регион, по-видимому, превратился в равнину. Море же отступило далеко к югу до широты г. Махачкала – г. Ашхабад. Подобная обстановка существовала вплоть до амгинского века. Неизвестно, сохранялся ли морской режим в это время в центральных частях Прикаспийской низменности. Обратное наступление моря с частичным затоплением вначале лишь южных частей низменности произошло в майский век. В позднем кембрии и ордовике устойчивый морской режим, свойственный Уральскому и Кавказскому морям, соединявшимся в районе г. Гурьев, распространялся, по-видимому, на всю Прикаспийскую впадину. Соответственно, можно ожидать, что в глубоких ее частях морские отложения этого времени широко развиты.

В раннедевонскую эпоху, когда большая часть Русской платформы (от Москвы до Волгограда и Уральска) представляла приподнятую холмистую равнину, на месте Прикаспийского бассейна сохранялась прибрежная морская равнина, постепенно сменявшаяся в восточном и южном направлениях глубокими Уральским и Кавказским морями. В эйфеле в связи с общим погружением центральных частей Русской платформы произошло углубление моря. На месте Прикаспийского бассейна, в особенности в его южной половине, где соединялись субширотное Кавказское и субмеридиональное Уральское межконтинентальные моря, располагалась наиболее глубокая часть пологого склона морской впадины. Для этого времени можно предполагать, что среди глинисто-известковис-

тых осадков более мористые их фации (известняки и др.) преобладали в южных частях впадины, а глинистые — в северных.

Аналогичная обстановка сохранялась в живетском и франском веках. По северным обрамлениям впадины, в полосе г. Волгоград – г. Уральск – г. Оренбург, отлагались осадки, представленные чередованием глин-аргиллитов и известняков, а севернее ее — песчаников и аргиллитов. Восточнее, на стыке с возникшими к этому времени локальными уральскими поднятиями, местами отлагались галечники, песчаники и известняки. С юга Прикаспийский бассейн в живетское и франское время был окружен более глубоким морем, чем с севера. Однако до конца девона каких-либо перестроек, повлиявших на современные его контуры, не произошло. Не было и никаких палеолитологических предпосылок для образования рифов и атоллов.

В течение всего каменноугольного периода Прикаспийский бассейн продолжал занимать центральную позицию в области соединения субширотного и субмеридионального глубоководных морей. Позиция эта, как показано выше, определилась еще в протерозое — в период заложения бассейна. Исключительная длительность и особые условия наследования морского осадконакопления в бассейне, как видим, качественно отличались от осадконакопления в платформенных и геосинклинальных режимах.

Однако, начиная с турнейского века, режим обширного открытого моря с пологими шельфами и берегами изменяется. Возникают первые островные поднятия, окружающие полукольцом с востока, юга и юго-запада Прикаспийский бассейн в его современных очертаниях. Вдоль всего северного обрамления впадины, где острова не возникали, в турнейском и намюрском веках отлагались преимущественно известняки, а в визейском и башкирском — известково-глинистые породы. В конце карбона (московский век) общее обмеление моря в пределах юго-западной части Русской платформы распространялось и на всю западную территорию Прикаспийского бассейна (до р. Урал), где возникла обстановка чередования холмистой равнины и мелкого моря с соответствующим осадкообразованием. Дно морского бассейна в это время погружалось к востоку и юго-востоку, что в островной зоне приводило к быстрым сменам фаций.

Четкие контуры Прикаспийской впадины как геоморфологически обособленной округлой внутриконтинентальной морской депрессии возникают лишь в ранней перми, когда на месте Урала и Тянь-Шаня сформировались орогенные поднятия, сливающиеся в единый *T*-образный горный массив в районе Аральского моря. От них в западном направлении вплоть до г. Элиста отходил невысокий горный хребет (вал Карпинского), определявший положение и форму южной границы бассейна.

В ассельский и сакмарский века бассейн еще сохранял признаки, характерные для его центральной части в области соединения субмеридионального и субширотного морей. Прикаспийское море в это время было глубоким с терригенно-карбонатным осадконакоплением и ограничивало на юге большую морскую акваторию, занимавшую Предуральский прогиб и всю восточную половину Русской платформы (к востоку от меридиана Москвы). В западном же направлении от этого моря отчленялся узкий и длинный мелководный залив, простиравшийся вдоль линеамента Карпинского вплоть до р. Днепр.

Таким образом, смена палеогеографических обстановок в карбоне – ранней перми свидетельствует о крупных тектонических перестройках вдоль южной и восточной границ бассейна (в связи с герцинидами) и сравнительно спокойных переходах от платформы к впадине вдоль северной границы. Поэтому морское осадконакопление в это время распространялось далеко на север (вплоть до Пензы и Москвы), а на юге прекращалось

у границ бассейна. Северная его граница стала оформляться лишь в артинский и кунгурский века, когда вся центральная часть Русской платформы (вплоть до Саратова) была превращена в сушу. За пределами Прикаспийского бассейна море сохранялось лишь на месте Предуральского прогиба. В нем по-прежнему отлагались карбонатные и терригенные осадки, последние с течением времени становились преобладающими.

Аналогичная обстановка существовала в уфимский и казанский века. В татарский век в связи с погружением восточных частей платформы произошли значительное расширение границ Предуральского морского бассейна (вплоть до Москвы и Архангельска) и, возможно, некоторое углубление Прикаспийского. Преобладающими осадками в нем в это время были глины и песчаные глины. Как следует из анализа карт, региональные палеогеографические и палеолитологические данные на каменноугольно-пермское время не содержат прямых указаний о существовании в кунгурском веке в Прикаспийском бассейне условий длительного выпаривания морских вод и самосадочного солеобразования в огромных масштабах. Реальной в это время была иная обстановка: при постоянном морском режиме происходила постепенная смена существенно известкового и известково-глинистого морского осадконакопления на песчано-глинистое, что и подтверждается по данным многочисленных скважин буровых профилей, пересекающих слоистые солевмещающие толщи.

В течение триаса в пределах Прикаспийского бассейна по-прежнему сохранялся морской режим с близкими условиями осадконакопления. С началом триаса связано общее поднятие Русской платформы, приведшее к осушению Предуральского моря и распространению холмистой равнины на восток вплоть до подножий Уральской горной гряды. Однако на месте более глубокой Прикаспийской впадины море оставалось и при этих региональных поднятиях платформы. Его менявшиеся со временем очертания зависели в дальнейшем от движений земной коры в более южных регионах.

Четкую овально-полукольцевую границу триасовое Прикаспийское море имело лишь со стороны Русской плиты. Южная и западная его границы причудливо менялись при затоплении (в норийский, карнийский, оленекский века) морскими водами Приаральской, Копетдагской и Днепровско-Донецкой низменностей. В полузамкнутом Прикаспийском море, окруженном в это время со всех сторон холмистыми равнинами, продолжали накапливаться преимущественно песчано-глинистые и известково-глинистые отложения. В оленекский век наряду с известковыми глинами в центре бассейна отлагались известняки, что указывает на сохранение тенденции унаследованного прогибания впадины и в триасе.

Таким образом, на протяжении огромного промежутка времени — от позднего протерозоя до конца палеозоя — в Прикаспийском бассейне господствовала тенденция унаследованного прогибания земной коры, кратковременное нарушение которой произошло лишь однажды — в раннем кембрии. В итоге к началу мезозоя между Русской плитой и ограничивающими ее с востока и юга герцинскими структурами сформировалась сверхглубокая чашеобразная впадина, заполненная слоистыми морскими отложениями суммарной мощностью более 15 км. Существенному смятию и динамометаморфизму слоистые толщи, заполняющие чашевидную впадину, не подвергались ни в каледонский, ни в герцинский циклы тектогенеза. Этому способствовали как овальная форма и латеральные размеры впадины, так и неизменные все это время тенденции ее унаследованного прогибания.

Такая совершенно уникальная геодинамика сверхглубокой чашеобразной впадины претерпевает существенные изменения лишь на границе палеозоя и мезозоя. В ранней юре (до тоарского века включительно) в связи с общим поднятием Русской равнинной плиты море в регионе исчезает, отступая на юго-запад, где в виде узкой широтной полосы еще сохраняется Кавказский морской бассейн. Впервые после раннего кембрия осушается и Прикаспийская впадина. На ее месте образуется низменная аккумулятивная равнина с маломощными глинами, песками и галечниками. В ааленский век западная часть равнины погружается и затопляется морем, но уже со стороны Кавказа. В байосский и батский века море распространяется на восток вплоть до р. Урал и на север — до Казани и Нижнего Новгорода. В поздней юре морской режим распространяется и на восточную часть Прикаспийского бассейна — вплоть до подножия Уральских гор. Преобладающими осадками в возродившемся в позднеюрское время морском бассейне были известковистые глины и мергели в его западной (более мористой) части и пески — в восточной. Северная и южная границы «чаши» перекрывались морем и в рельефе не проявлялись.

В раннем мелу (вплоть до аптского века) море со стороны Кавказа проникает широкой полосой через всю Русскую плиту и соединяется с Северным океаном. Прикаспийский бассейн в это время представлял собой центральную наиболее глубокую часть внутриконтинентальной акватории, где отлагались преимущественно песчано-глинистые и глинистые осадки. В сеноманский век, отмеченный поднятием северной части Русской плиты, связь моря с Северным океаном прекращается. С этого времени Прикаспийский бассейн развивается как составная часть Тетиса, распространявшегося в это время с юга на платформу вплоть до Москвы, Самары и Оренбурга. В бассейне преобладали песчано-глинистые, мергелистые и известняковые осадки, причем более мористые фации смещались от северной его границы к южной и западной.

В палеогене море с Русской плиты повсеместно отступает к югу, но в Прикаспийской впадине сохраняется приравнинный мелководный залив. В раннем и среднем эоцене в нем преобладали известково-глинистые и глинистые отложения, в палеоцене — глины известково-песчаные, в олигоцене — глины и пески.

В начале неогена (в миоцене) в бассейне был переходный режим с чередованием обстановок равнинного континентального и мелководного морского осадконакопления.

Существенная перестройка палеогеографической и палеотектонической обстановок происходит в конце неогена. В связи с общим поднятием в раннем и среднем плиоцене море полностью исчезает с территории бассейна, где устанавливается режим низменной аккумулятивной равнины. Однако в конце неогенового периода (в позднем плиоцене), по-видимому, в связи с активизацией меридиональных разломов и погружением ограниченной ими полосы земной коры, параллельной Уральской горной гряде, впервые оформляются современные контуры Каспийского моря. К северу в это время в виде меридиональной акватории оно распространялось вплоть до Казани. В пределах Прикаспийской мелководной впадины накапливались песчано-глинистые морские отложения. Этот этап поздненеогеновых тектонических движений, как увидим ниже, нашел свое четкое отражение в проявлениях соляной тектоники.

Наконец, в четвертичный период постепенно оформляется современный режим бассейна. Вначале (около 0,5 млн. лет назад) меридиональное море отступает к югу, приобретая очертания современного Каспия, причем в пределах Прикаспийской впадины сохраняется водный бассейн с пониженной соленостью и с глинисто-песчаным осадко-

накоплением вплоть до позднечетвертичного оледенения (50 тыс. лет). Этот обширный бассейн исчезает лишь в послеледниковый период (10 тыс. лет), и на его месте возникает сухая низменная равнина с эоловой переработкой рыхлых песков.

Изложенные выше итоги анализа палеогеографических региональных обстановок и свойственных им процессов осадконакопления за всю историю развития Прикаспийского бассейна и окружающих его территорий позволяют выделить определенные переломные этапы. Критериями для их выделения приняты контрастные смены геодинамических режимов — устойчивого погружения земной коры на временное ее поднятие, а также перестройки палеотектонических структур, сопровождающиеся резкими сменами очертаний водных бассейнов и суши. Пользуясь этими критериями, можно достаточно объективно наметить пять переломных этапов в истории бассейна.

1. Отчленение глубинными разломами в позднем протерозое от древнего кратона его южного полуовального выступа, явившегося затем жестким фундаментом чашеобразной Прикаспийской впадины, унаследованно погружавшейся вплоть до конца палеозоя.

2. Слабо выраженная инверсия прогибания бассейна в раннем кембрии, связанная, по-видимому, с разуплотнением (дислоцированием и метаморфизмом) рифейских отложений. Она была синхронной с замыканием Пачелмского и других грабенных, но, в отличие от плитных дислокационных структур, в пределах Прикаспийского бассейна неполной, лишь временно прервавшей общую тенденцию его унаследованного прогибания.

3. Инверсия глубокого прогиба в конце палеозоя – начале мезозоя с превращением морского бассейна в равнинную сушу (конец триаса – ранняя юра). Унаследованное прогибание затем вновь возрождается с поздней юры и продолжается вплоть до неогена. Этот третий переломный этап в истории Прикаспийского бассейна, начавшийся в карбоне – перми и завершившийся в юре, сопровождался, как увидим ниже, наиболее интенсивной дегазацией недр и флюидизацией осадочного его заполнения.

4. Кайнозойский этап развития бассейна качественно отличен от предшествующих. В неогене (раннем и среднем плиоцене) произошли очередная его инверсия и полное осушение. Однако последующее прогибание, длившееся до конца ледникового периода, происходило в условиях активизации региональных тектонических зон меридионального простирания, в связи с чем чашеобразные контуры бассейна и его палеогеографическая замкнутость утрачиваются. Далее бассейн развивался как северная мелководная часть Каспийского моря.

5. Современная инверсия прогиба с образованием в конце ледникового периода около 10 тыс. лет назад на месте неглубокого солоноватого Прикаспийского озера сухой полупустыни.

В первый этап происходит заложение бассейна, во второй — прекращение его развития в качестве древнего перикратонного опускания чашеобразной формы. Вся палеозойская история бассейна характеризуется его унаследованным прогибанием без каких-либо кардинальных палеогеографически доказуемых перестроек, нарушавших процессы морского осадконакопления. Это положение, по-видимому, может быть оправданным при прогнозировании геологических (формационных) комплексов пород в глубоких, пока не достигнутых бурением частях осадочного бассейна.

Третий переломный этап в развитии бассейна — несомненно, важнейший, так как именно с ним связаны главные тектонические и флюидно-метасоматические преобразования рифей-палеозойского осадочного заполнения чашеобразной впадины. Этот этап в

дальнейшем при выделении соответствующей последовательности основных процессов преобразования пород и с учетом их доказанного возраста целесообразно будет подразделить на подэтапы (позднегерцинский, раннемезозойский). Выяснение условий и времени проявления потребуются для процессов: смятия, рассланцевания и дробления пород; последовательности доломитизации, науглероживания, сульфидизации, окремнения, ангидритизации, огипсования и осернения пород; солеобразования, битуминизации и др.

Четвертый (кайнозойский) этап также нуждается в подразделении, так как включает разные геодинамические режимы. Неогеновые (плиоценовые) поднятия сопровождались растяжением и растрескиванием пород. Последующие погружения структуры происходили при активизации меридиональных тектонических зон. Эти изменения геодинамического режима следует учитывать при анализе особенностей проявления соляной тектоники, путей миграции углеводородных и других флюидов, условий их накопления и рассеивания.

Выделение пятого (современного) этапа в истории бассейна позволяет представить особенности его геодинамики на фоне предшествующего развития. Эти особенности обусловлены совсем недавней (10 тыс. лет назад) сменой погружения земной коры на ее поднятие. Учет этого явления может быть весьма важным при оценке современного флюидного режима Прикаспийского бассейна и масштабов его восстановительной, в частности сероводородной, метановой и гелиевой дегазации.

Ключевыми теоретическими вопросами при интерпретации природы выделенных переломных этапов в развитии бассейна являются: выяснение причин длительного унаследованного прогибания чашеобразной впадины и ее сохранения в недислоцированном виде между герцинскими подвижными поясами; выяснение причин кратковременных инверсионных поднятий впадины, которые в отличие от инверсий геосинклинальных прогибов не могут быть объяснены разуплотнением пород при метаморфизме и гранитизации, так как эти процессы здесь отсутствовали и в палеозое, и в кайнозое. Данные вопросы будут рассмотрены в последующих разделах работы.

1.2. О причинах сверхглубокого погружения бассейна и его периодических инверсионных поднятий

Выяснение уникальных особенностей тектонического развития Прикаспия, проявившихся в необычно больших масштабах отрицательных вертикальных движений четко обособленного сегмента земной коры, возможно лишь при сравнении этого феномена с другими осадочными бассейнами.

Сопоставление чехлов древних и молодых платформ, предгорных прогибов бассейнов с глубокими погружениями фундамента, а также миогеосинклинальных зон позволяет принять в качестве отправных положений систематики осадочных бассейнов следующие:

масштабы прогибания консолидированной коры (фундамента) при формировании бассейнов, т.е. суммарные мощности их заполнения слоистыми осадочными отложениями; особенности геодинамики земной коры на этапах прогибания и инверсии, характер и степень дислоцирования фундамента и слоистого заполнения бассейна;

своеобразие проявлений процессов магматизма и глубинной дегазации, а также соотношений катагенеза, метаморфизма и метасоматоза разных типов.

Исходя из этих отправных положений и имеющейся геотектонической и геофизической информации, нами обосновано выделение пяти главных типов осадочных бассейнов, образующих следующий ряд [18].

1. Бассейны с небольшим и умеренным погружением консолидированного архейско-протерозойского фундамента при крупноблоковой (150–200 км) его деструкции процессами фанерозойской активизации (прототипы — чехлы древних платформ).

2. Бассейны с умеренным (порядка 3–6 км) погружением консолидированного гетерогенного фанерозойского фундамента при мелкоблоковой (10–20 км) его деструкции процессами мезокайнозойской активизации (прототипы — чехлы молодых платформ, предгорные прогибы).

3. Бассейны с большим (10–15 км) и весьма большим (более 15–20 км) погружением жестких, интенсивно дробленных фрагментов коры, располагающиеся как в пределах подвижных поясов (Днепровско-Донецкая и Амударьинская впадины), так и в узлах их клиновидных или торцовых сопряжений (Прикаспийская и Ферганская впадины).

4. Парамиеосинклинальные сегменты подвижных поясов с неглубоким (4–6 км) погружением фундамента, резко неоднородной складчатостью и контрастным метаморфизмом толщ (прототип — Кызылкумский сегмент Тянь-Шаньского пояса).

5. Миогеосинклинали с большим (8–10 км) и весьма большим (более 12 км) погружением фундамента, общим смятием, рассланцеванием, метаморфизмом и гранитизацией осадочных толщ (прототипы — центральный сегмент Южного Тянь-Шаня, приосевые области Верхоянского пояса, Калба-Нарынская зона).

Эти пять типов осадочных бассейнов, между которыми существуют и различные переходные подтипы, по режиму эволюции глубинных флюидов четко делятся на две группы: 1) амагматических (и аметаморфических) бассейнов, куда относятся древние и молодые платформы, предгорные прогибы и специфические бассейны третьего типа; 2) миогеосинклинальных прогибов, в развитии которых на инверсионных и орогенных этапах процессы метаморфизма и магматизма имеют важнейшее значение.

В бассейнах первой группы глубинная дегазация независимо от ее интенсивности реализуется в форме «холодной» эволюции флюидов, т.е. не сопровождается ни метаморфизмом пород, ни магмообразованием. Преобладающими процессами флюидизации осадочных пород в зонах повышенной проницаемости без дополнительного сосредоточенного притока тепла являются различные их метасоматические преобразования с привнесением одних и выносом других компонентов. В частности, вынос с глубин щелочных и щелочноземельных компонентов, накопление их в одних бассейнах в виде погребенных рассолов, в других — в виде залежей ископаемых солей являются характерной особенностью бассейнов первой группы и никогда не проявляются в миогеосинклинальных прогибах. То же можно сказать о скоплениях углеводородов и некоторых других веществ. Главным в геодинамике этих бассейнов было сохранение их фундамента в виде консолидированных жестких глыб, исключавших возможности латерального сжатия и складкообразования слоистых толщ при любых масштабах погружения бассейнов, а также на этапах инверсии и орогенеза. Поэтому преобладающие процессы деформации в них — дробление жесткого фундамента и перемещение его блоков, куполообразные поднятия, межпластовые подвижки в слоистых толщах, их растрескивание.

Во второй группе бассейнов независимо от глубин погружения фундамента (4–12 км и более) потоки глубинных флюидов окисляются при высоких температурах, и их

химический потенциал реализуется в процессах метаморфизма и гранитизации (магматического замещения) пород. Фундамент миогеосинклинальных прогибов в этих условиях утрачивает жесткость, размягчается и потому при боковых сжатиях на этапе инверсии прогибов их слоистое заполнение вовлекается в складчатость и региональное расщепление. Неоднородная проницаемость коры, обусловленная глубинными разломами и неравномерностью пластических деформаций, сопровождается возникновением характерных для этих структур региональной зональности метаморфизма и «гряд гранитизации». Породы с катагенетическими преобразованиями и очень слабыми проявлениями метаморфизма, сопоставимые с осадочными породами бассейнов первой группы, встречаются лишь в пределах жестких реликтовых блоков, не вовлекавшихся в пластические деформации (часто — в парамиогеосинклинальных регионах). Наиболее подвижные и проницаемые швы — обычно стволы зоны глубинных разломов — инъецируются синхронными с метаморфизмом пород маломощными базит-гипербазитовыми интрузиями, свидетельствующими о частичном расплавлении под миогеосинклиналями и мантийного субстрата [17]. В структурах переходных типов — «миоэвгеосинклиналях», «эвмиогеосинклиналях» и т.п. — среди преобладающего собственно осадочного заполнения прогибов присутствуют и вулканогенные отложения основного состава.

Таким образом, осадочные бассейны второй группы на этапах инверсии прогибов характеризуется теми же закономерностями развития, что и геосинклинально-складчатые подвижные зоны. Свойственная им геодинамика и особенности петроминерагенеза были рассмотрены ранее [17, 19].

Общими для осадочных бассейнов обеих групп на ранних (доинверсионных) этапах их формирования являются, по-видимому, причины длительных локальных погружений отвечающих им сегментов земной коры. При заложении эвгеосинклиналей и других вулканических бассейнов их погружение связано с нарушением изостазии, вызываемым или массовыми прорывами тяжелых мантийных магм на земную поверхность, или интенсивной базификацией земной коры вследствие ее интродуирования базитами с образованием мантийных диапиров, или совокупным воздействием этих факторов. На древних платформах прорывы мантийных магм наглядно проявляются, например, при трапповом магматизме. Тунгусская синеклиза — это гигантский «овал оседания» чехла Сибирской платформы на глубину более 8 км, по латеральным размерам даже превышающий Прикаспийский бассейн. Прогибание чехла и погружение фундамента в пределах этого овала произошли вследствие накопления в верхних частях чехла пермотриасовых базальтоидов суммарной мощностью не менее 3–4 км. Однако подобные причины погружения земной коры совершенно не применимы к осадочным бассейнам, так как под ними никогда не бывает мантийных диапиров, а в заполнении бассейнов полностью отсутствуют магматические породы.

Погружение осадочных бассейнов со слабо уплотненными в целом более легкими горными породами по сравнению с таковыми из окружающих впадины бортовых структур, несомненно, вызвано явлениями глубинного характера. Их понимание связано с оценкой специфических соотношений коры и мантии, свойственных глубоким и сверхглубоким бассейнам, под которыми граница М всегда сильно приподнята и выражена нечетко, мощность же вышележащей консолидированной коры резко уменьшена. В сверхглубоких бассейнах консолидированная гранитно-метаморфическая часть земной коры почти полностью исчезает, так что слоистые осадочные толщи как бы соприкаса-

ются с поверхностью М. Вместе с этим, аномально возрастают плотности и средние сейсмические скорости коры. Специфические переходы между корой и мантией иногда интерпретируются как некая «коромантийная смесь», хотя она не имеет ничего общего с мантийным магматическим диапиризмом.

Наиболее убедительную физико-химическую интерпретацию рассматриваемых явлений предложили В.В.Артюшков и М.А.Безр [4]. Они пришли к выводу, что взаимодействие коры и мантии в этих случаях приводит не к глубинному магмообразованию, а к твердофазной перекристаллизации нижней части коры при температуре около 800°C — ее эклогитизации, т.е. замещению плотными тяжелыми минералами — гранатами и пироксенами. Плотность эклогитизированного базальтового слоя коры при этом возрастает до $3,5\text{--}3,6\text{ г/см}^3$, т.е. превышает даже плотность мантии, что приводит к погружению блоков базальтового слоя в мантию, утонению коры и прогибанию ее сегментов.

Принимая эту достаточно обоснованную идею за отправную, мы полагаем, что главной причиной твердофазной перекристаллизации, а не расплавления коры в таких случаях является очень высокая восстановленность газов на уровне консолидированной коры. Степень окисленности газов в пределах верхней мантии и нижней части земной коры оказывается недостаточной даже для начального водообразования — неизбежной предпосылки расплавления субстрата. По этой же причине гранат-пироксеновое замещение, вероятно, сопровождающееся привнесением гидридов железа, магния и других металлов, под сверхглубокими прогибами распространяется и выше базальтового слоя, накладываясь на гранитно-метаморфический слой коры.

Таким образом, два главных фактора, действуя в одном направлении, выводят систему земной коры под осадочными бассейнами первой группы из изостатического равновесия. Это — интенсивная сосредоточенная дегазация, обусловленная блоковой раздробленностью фундамента и приводящая к уплотнению верхней мантии, и эклогитизация нижней трети коры, сопровождающаяся ее сильным уплотнением. В итоге под такими прогибами формируется утяжеленная колонна земной коры и верхней мантии, которая при изостатическом погружении сопровождается эффектом «всасывания» ее верхней части. Это выражается в унаследованном прогибании земной поверхности, где устанавливается длительный морской режим и некомпенсированное осадконакопление. Такая модель сверхглубокого погружения осадочного бассейна хорошо обосновывается и на материалах Прикаспийского бассейна. Интерпретация выявленных региональных гравиметрических аномалий и сейсмометрических геотраверзов показала, что уровень поверхности М в центральной наиболее прогнутой части впадины приподнят на 8–10 км, а гранитно-метаморфический слой выклинивается, хотя в бортовых частях впадин его мощность велика. Фундамент этой сверхглубокой впадины на протяжении всей фанерозойской истории развития проявлялся в качестве жесткой, блоково-расчлененной мозаично-подвижной системы, что вполне согласуется с предположением о его хрупкой существенно эклогитовой природе (рис. 1).

Основные особенности региональных преобразований осадочных пород в этом бассейне, как будет показано ниже, свидетельствуют о длительной пульсационно развивавшейся глубинной дегазации недр, вторжении восстановленных флюидных потоков в осадочные толщи на больших глубинах (рифей – ранний палеозой) и их окислительной эволюции в вышележащих толщах. Эта общая схема эволюции флюидных потоков временами осложнялась локальными прорывами восстановленных флюидов вплоть до зем-

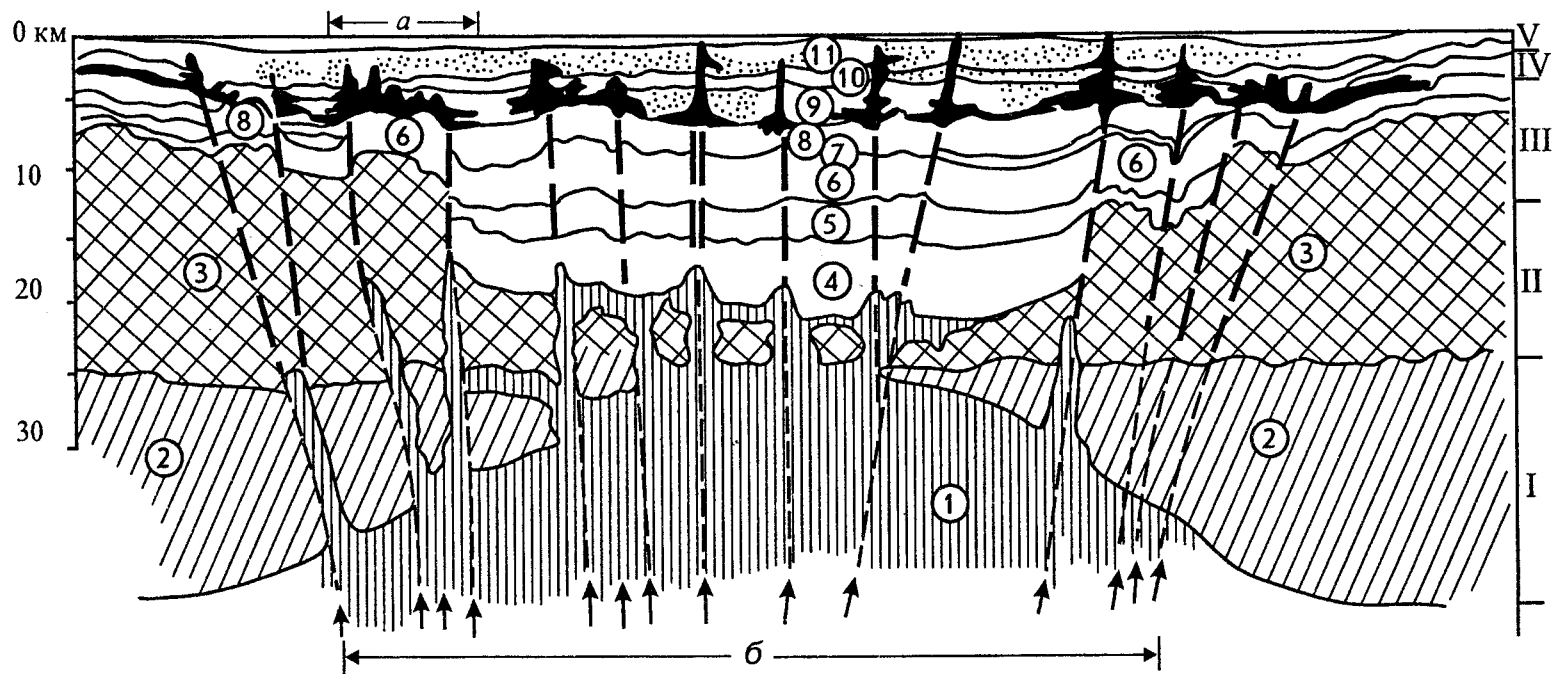


Рис. 1. Модель глубинного строения Прикаспийского осадочного бассейна (на период предъюрского инверсионного поднятия):

a — субвертикальные колонны интенсивной флюидизации и разуплотнения пород с выдвиганием вверх «карбонатных столбов»; *b* — область интенсивной дегазации мантии в основании Прикаспийского бассейна; цифры в кружках: 1 — эклогитизированная часть базальтового и гранитно-метаморфического слоев коры («вторичная мантия»); 2 — неэклогитизированные блоки базальтового слоя; 3 — гранитно-метаморфическая кора; 4 — рифей-нижне-среднепалеозойский преимущественно терригенный комплекс пород; 5 — средне-верхнедевонские терригенные отложения, мощность более 1 км; 6 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные преимущественно карбонатные отложения, 1,5–5 км; 7 — среднекаменноугольные преимущественно терригенные отложения, 0,3–1,2 км; 8 — средне-верхнекаменноугольные, частью нижнепермские карбонатные и песчано-глинистые отложения, 1–1,5 км; 9 — преимущественно вторичные карбонат-сульфатно-галитовые породы с реликтами карбонатно-терригенных отложений карбона, перми и триаса (черное — соляные залежи); 10 — верхнепермские глинисто-карбонатные и карбонатные отложения, 0–2 км (?); 11 — триасовая существенно терригенная толща, 2,5–4 км; вертикальная зональность (снизу вверх) флюидизации и метасоматических преобразований коры: I — зона инфильтрации восстановленных мантийных газов (водород, гидриды щелочных и других металлов, углеводороды, сероводород и др.) и эклогитизации нижней части земной коры при 700–800°C; II — зона постепенной смены гранат-пироксенового метасоматоза на щелочно-кремневый и генерации первичной солевой рапы при температуре до 400–500°C. Вероятна графитизация пород с повышением их электропроводности; III — зона массовой доломитизации, ангидритизации, выщелачивания и рассеянной битуминизации пород с обогащением рапы хлоридами и сульфатами кальция-магния, что при температурах ниже 150–200°C переводит ее в пересыщенное состояние; IV — зона массовой раскристаллизации рапы на уровне отложений карбона – перми в форме послынных силлово-лакколитовых залежей солей, а выше (в пермско-триасовой толще) — в форме вертикальных гряд, соляных куполов и штоков; V — зона ожелезнения осадочных пород под воздействием пост-солевых кислых рассолов, точки — ореолы красноцветов

ной поверхности. Сверхглубокое погружение Прикаспийского бассейна, как и устойчивое сохранение его чашеобразной формы и специфических вещественных преобразований осадочных пород, объясняются, в конечном счете, общей причиной — особым режимом глубинной дегазации недр под бассейном и условиями эволюции флюидов в нем самом.

Правомерен вопрос, как при такой модели развития бассейна интерпретировать природу инверсионных поднятий (переломных этапов), осложняющих процесс унаследованных погружений бассейна. Очевидно, и в этом случае аналогии между развитием геосинклинальных прогибов и осадочных бассейнов первой группы также не применимы. В пределах геосинклинально-складчатых зон постинверсионные раннеорогенные и последующие поднятия возникают вследствие разуплотнения земной коры, обусловленного процессами метаморфизма и гранитизации пород. При этом хорошо прослеживаются зависимости между интенсивностью проявления данных процессов на инверсионном этапе и масштабами горообразования при орогенезе. Четкую пространственную приуроченность полос и гряд поднятий к соответствующим структурам регионально метаморфизованных и гранитизированных пород можно видеть в пределах горных хребтов Тянь-Шаня, разделенных широкими межгорными впадинами, всегда совпадающими с областями развития пологолежащих, слабо метаморфизованных и негранитизированных палеозойских пород [17, 19].

Все надежно выявленные инверсионные поднятия (переломные этапы 3–4, 5), характерные для Прикаспийского бассейна, сравнительно кратковременны. По масштабам воздымания коры они невелики (первые сотни метров), а по характеру движений не контрастны. Поэтому они не приводили к возникновению расчлененного рельефа, а сопровождалась лишь обмелением моря и сменой его аккумулятивной равниной. Такие восходящие движения земной коры, качественно отличные от собственно орогенных, логично связывать с изменениями режима глубинной дегазации в пределах всей чашеобразной впадины и условиями повышенного флюидного давления в ней. Периоды унаследованного погружения бассейна, по-видимому, характеризовались региональным фоном пониженного флюидного давления и, как следствие, растяжением земной коры и сквозной (через толщу осадков) инфильтрацией флюидов.

Периодам сжатия земной коры, напротив, должно было сопутствовать региональное повышение флюидного давления, так как слоистое осадочное заполнение чашеобразной впадины экранировало сквозную дегазацию, играя роль «пробки» по отношению к потокам флюидов на уровне фундамента и верхней мантии. Равномерное и небольшое по масштабам выдавливание «пробки» вверх, по-видимому, и стало причиной кратковременных смен режима унаследованного прогибания чашеобразного бассейна на его поднятие.

Косвенным доказательством приведенной модели геодинамики осадочного бассейна может служить своеобразие протекавших в нем флюидно-метасоматических процессов, приуроченных к периодам инверсионных поднятий, в частности региональное проявление соляного диапиризма, специфических карбонатных столбов и других явлений, свидетельствующих о высокой флюидодинамической активности сред. Такая геодинамическая модель развития бассейна открывает принципиально новые подходы к пониманию специфических структур подсолевого комплекса пород, их соотношений с солями и надсолевыми толщами.

1.3. Противоречия в сложившихся представлениях о литолого-стратиграфическом расчленении фанерозойского разреза бассейна и их причины

Возможности изучения стратиграфического разреза осадочного заполнения бассейна прямыми геологическими методами крайне ограничены из-за нерасчлененности рельефа, закрытости структур, огромных размеров бассейна и локальности участков детальной разведки. Почти полное отсутствие обнажений коренных пород препятствует надлежащему изучению их исходной природы, наложенных преобразований и геологических структур. Все это сильно затрудняет увязку данных по далеко отстоящим друг от друга разрабатываемым участкам. Поэтому стратиграфические и литолого-фациальные корреляции можно считать более или менее строгими лишь для отдельных частей фанерозойского разреза и на небольших разрозненных площадях. В региональном плане недостаток прямых геологических данных для сопоставлений таких частей разреза всегда восполнялся различными геофизическими увязками погребенных пород и толщ. Обобщение и сопоставление геолого-геофизических данных, их сравнение со строением разрезов открытого обрамления впадины и являются до настоящего времени главным направлением по выработке единой стратиграфической схемы осадочных пород бассейна. Однако схема эта во многом остается условной. Ниже мы попытаемся охарактеризовать опорные данные, на которых она базируется и обсудить причины ее условности, а в ряде моментов и ошибочности.

Одним из первых реперов при разработке стратиграфии палеозойского разреза впадины стали отложения горы Большое Богдо (далее Б.Богдо) и аналогичные им породы в карьерах соляных куполов Баскунчак и Эльтон. Это единственные выходы коренных палеозойских пород на поверхность впадины. Еще в прошлом веке в породах горы Б.Богдо были найдены аммониты триасового возраста. Вмещающую их пестроцветную толщу глин с прослоями известняков и специфических кварцевых песчаников после новых фаунистических подтверждений уверенно отнесли к верхней перми – триасу и благодаря пестроцветности окраски стали считать континентальной молассой. Отнесение к молассе толщи с преобладающим тонкопелитовым составом и морской фауной в прослоях известняков, естественно, с самого начала было противоречивым. Поэтому не удивительно, что противоречия стали множиться по мере накопления новых данных. Во впадине и ее обрамлении были выявлены красноцветы самых разных возрастов — от позднего карбона до средней юры включительно. Причем некоторые пачки красноцветных пород латерально часто сменялись сероцветами. Не менее загадочными оказались и изменения мощностей красноцветов: они варьировали в пределах от десятков—первых сотен метров в разрезах с соленосными залежами до 1–3 км и более в так называемых бессолевых мульдах и на склонах впадины. Такие данные со временем многократно подтверждались, но сколько-нибудь удовлетворительного геологического объяснения до сих пор не получили. Традиционное априорное представление об обязательной увязке красноцветных пород с аридным климатом пока вынуждает геологов коррелировать практически все вскрываемые скважинами красноцветы с пермотриасовыми отложениями горы Б.Богдо, как опорным разрезом. Вводятся лишь разные дополнительные, усложняющие вопрос понятия о континентальных и морских красноцветах, «сероцветной молассе» и им подобные. Накопившаяся масса фактов о пестроокрашенных (в разной

мере ожелезненных) породах Прикаспийской впадины показывает лишь неприемлемость принятых априорных представлений о природе и времени возникновения окраски пород и требует кардинального их пересмотра.

Ниже красноцветов обычно залегают соленосные толщи, имеющие в нижних и в верхних своих контактах как бы переходные пачки, близкие по составу с солевмещающими породами. Собственно соленосные породы фауны не содержат и по аналогии с Восточно-Европейской платформой также априорно считаются кунгурскими. В переходных же пачках, как на верхних контактах солей с красноцветами, так и в подстилающих соли черно- и сероцветных породах, фауна оказывается разновозрастной, а характер осадков — морским. Вначале это объяснялось поздней пластической миграцией солей в перекрывающие толщи, а также наличием размывов пород с резким варьированием их мощностей в подстилающих среднекаменноугольно-пермских отложениях. Впоследствии разновозрастность подсолевых отложений при бурении была неоднократно доказана и в более широких возрастных пределах, когда возраст подсолевого ложа варьировал уже от среднего девона до поздней перми включительно [29]. При таких меняющихся в разных частях впадины соотношениях солей с вмещающими породами концепция локальных местных размывов отложений становится все менее убедительной и просто надуманной, поскольку никаких других фактических доказательств в пользу глубоких размывов детальная разбурка многих структур не давала. Однако эта фактически никак не обоснованная концепция в геологических представлениях по Прикаспию сохраняется до настоящего времени. Причиной ее сохранения по существу остаются предубеждение в несомненно кунгурском возрасте и осадочном генезисе солей, а также отсутствие каких-либо других альтернативных идей.

Ошибочность сложившихся представлений подробно будет рассмотрена ниже. Здесь же отметим, что вопрос о возрасте солей даже только в одном собственно стратиграфическом отношении был всегда спорным и решался неоднозначно. Например, еще Д.В.Наливкин и Н.С.Шатский допускали образование соли в девонских толщах Прикаспия. Впоследствии при разбурке прибортовых зон впадины и обрамляющих структур соли были встречены на разных стратиграфических уровнях. Так, в Предуральском прогибе несколькими скважинами доказано существование солей (и рапы) на уровне ордовика [27]. Соленосная толща Бузулукской впадины располагается среди пород казанского яруса верхней перми [1]. Есть данные (И.Ю.Лапкин, 1964), что в Волгоградском Поволжье соли следует относить не к кунгурскому, а к артинскому ярусу. На Астраханском своде, если согласиться с мнением Я.С.Эвентова (1961) о сопоставимости (кроме окраски) терригенной подсолевой толщи свода с верхнепермско-триасовыми отложениями Северного Прикаспия, возраст солей окажется не древнее поздне триасового.

Как видим, стратификация солей, как и красноцветов, неоднозначна, спорна и противоречива. Для снятия противоречий необходим принципиально иной подход к проблеме стратификации слоистых толщ Прикаспийского бассейна: четкое разделение первично-осадочных пород и наложенных на них вторичных флюидно-инъекционных и метасоматических образований. Ниже будет показано, что и соли, и сопровождающие их ореолы красноцветов — образования вторичные, чем и объясняется отмеченное выше их «коварство» при традиционных подходах к стратификации слоистого заполнения бассейна с позиций осадочного галогенеза.

Обратимся теперь к подсолевому разрезу впадины, мощность которого весьма велика, а степень вскрытия даже сверхглубокими скважинами пока мала. Еще в 60-е годы

сначала в северо-западной, а затем и в других частях впадины были разбурены толщи с фауной каменноугольного и девонского возрастов. Стало намечаться деление этой части разреза на существенно карбонатные и терригенные комплексы (формации), сопоставимые с таковыми чехла Русской платформы. Девонские отложения Приволжской моноклинали были поделены на нижнюю терригенно-карбонатную и верхнюю преимущественно карбонатную формации. В разрезе карбона также выделялись по преимуществу карбонатные и терригенно-карбонатные части, которые пытались стратифицировать. При последующих буровых работах в разных частях впадины выяснялось, что выделяемые формации развиты не повсеместно, «асинхронны» и соотношения их внутри разреза девона – карбона могут быть различными. Тем не менее, попытки расчленения погребенного палеозойского разреза с выделением нескольких его карбонатных частей продолжались. Объективно этому способствовали геофизические работы: установление более высокоскоростных сейсмических характеристик для пачек карбонатных пород по сравнению с терригенными. В разных частях впадины стали регистрировать отражающие горизонты, отождествляемые с поверхностью карбонатных пород. Самый верхний карбонатный подсолевой горизонт был обозначен Π_1 , а внутри девон-каменноугольного разреза выделены несколько уровней горизонта Π_2 . Однако эти хотя и «асинхронные», но четкие горизонты бортовых зон («бортовые уступы») при погружении на глубину к центру впадины начинают «сближаться» и теряют свою индивидуальность. Иными словами, если судить по сейсмическим данным, в девон-каменноугольном разрезе центральной части бассейна исчезают карбонатные пачки и он приобретает некую усредненную характеристику. Крутизна поверхности предполагаемого выклинивания карбонатных толщ достигает 60° и более. Еще более сложным представляется строение подсолевого этажа на сейсмических геотраверзах, что будет рассмотрено ниже.

Таким образом, выработанные приемы расчленения подсолевого разреза оказались малопригодными для глубоких центральных частей впадины. Предполагаемое выклинивание пачек карбонатных пород и смена их терригенным или смешанным материалом неприемлема по двум причинам. Во-первых, палеогеографические данные заставляют допускать обратное — возрастание карбонатной седиментации в более мористых обстановках центра и юго-востока впадины на протяжении почти всего фанерозоя. Во-вторых, корреляция пород карбонатного состава по их высокоскоростным сейсмическим характеристикам проводится без учета вторичных метасоматических процессов, таких как доломитизации, ангидритизации, окремнения, окварцевания и др. Вместе с тем, есть все основания полагать, что именно такие вторичные наложенные процессы, мощно проявляясь на глубинах, сильно видоизменяют анизотропию слоистого терригенно-карбонатного разреза. Последнее отражается, в частности, и в сейсмических характеристиках толщ разного исходного состава. Поэтому потеря сейсмической индивидуальности терригенными и карбонатными толщами по мере их погружения от бортов к центру впадины требует как принципиально иного подхода к интерпретации уже полученных данных, так и дальнейшего совершенствования самого метода геолого-геофизических исследований.

Следует отметить и некоторые другие обстоятельства, также затрудняющие стратификацию подсолевого разреза в условиях Прикаспийского бассейна. На первых этапах его разбурки исходя из морфологии подсолевого ложа предполагалось, что девон-каменноугольные отложения к центру впадины будут погружаться в осадочном разрезе и на большей ее части должны залегать на глубинах более 8 км. Однако впоследствии в ряде

участков они были разбурены на глубинах 5–6 км и даже менее. Эти участки стали выделять в особый род структур (своды, платформы и др.), где карбонатные породы девона–карбона были локально приподняты относительно их нормального положения в осадочном разрезе впадины. Таких структур оказалось достаточно много. В соответствии с особой ролью их при нефтегазонакоплении они приобрели первостепенное значение в методике геолого-геофизического изучения впадины. Приподнятые массивы карбонатных пород на глубине 5–5,5 км прогнозируются по геофизическим данным во многих местах, в частности к северо-востоку от Астраханского свода и в районе оз. Баскунчак. Природу их по-прежнему пытаются понять на основе лишь одних литолого-стратиграфических построений и предпосылок об условиях седиментогенеза. Так родились различные гипотезы строения мощного подсолевого комплекса — тектоно-фациальная, периодически-эрозионная, рифтогенная, некомпенсированного прогибания и другие, направленные на объяснение полученных сейсморазведкой материалов. Было также замечено, что некоторые части приподнятых карбонатных массивов обладают столбообразной морфологией и характеризуются определенным разуплотнением пород. Этот факт с тех же позиций интерпретируется при палеофациальных построениях как осложнение карбонатного осадконакопления на платформах рифами. Соответственно, во многих участках впадины на картах стали изображаться рифы, биогермы и атоллы и высказываться различные идеи о причинах их образования. В настоящее время концепция рифообразования в девоне–карбоне Прикаспийского бассейна получила широкое распространение. Выделяется даже региональная «подсолевая рифогенная формация». В свете этой удивительной концепции, рельеф дна предкунгурского моря представляется как горный, сложно расчлененный, поскольку в местах так называемых контрастных рифов перепады его на коротких расстояниях достигают 2 км.

Анализируя карты и разбуренные участки, можно видеть, что такие разновозрастные «рифы» буквально пронизывают весь карбонатный разрез от верхнего девона до перми. Это никак нельзя увязать с изложенными выше представлениями о палеогеографической обстановке на протяжении всего фанерозоя: о имевшей место нормальной морской седиментации в огромном бассейне с унаследованным погружением его дна и весьма пологими равнинными берегами. Частое чередование известняков с глинистыми отложениями, вполне согласующееся с такой палеогеографией, само по себе несовместимо с рифами, которым мутные воды противопоказаны.

Противоречат рифогенной концепции и факты вовлечения в столбообразные поднятия не только карбонатных, но и переслаивающихся с ними терригенных толщ, а также сопряженных вышележащих соляных куполов и «подушек». Не учитывается и то, что выдвигающиеся контрастно вверх столбы сложены не просто известняками, а всегда глубоко метасоматически преобразованными, в том числе кавернозно-выщелоченными, породами, подвергшимися интенсивной флюидизации. Поэтому рифогенная концепция, как и другие рассмотренные выше построения, ставящие под сомнение условия нормальной морской седиментации в палеозойском Прикаспийском бассейне, безусловно умозрительны и ошибочны.

В итоге можно заключить, что существующие представления о строении и составе палеозойского осадочного чехла Прикаспийской впадины нуждаются в коренном пересмотре. Принятые в качестве региональных единиц разделения разреза вполне четкие, объективно доказанные геофизическими материалами структурные этажи трансформировались под влиянием нескольких ошибочных и априорных идей в «структурно-фор-

мационные комплексы» определенного генезиса и возраста: надсолевой, солевой и подсолевой. В действительности они не являются формационными в том смысле, который им придается.

Выделяемые сейсмокомплексы отражают иные природные явления, не связанные напрямую только со стратиграфией и формационно-осадочной спецификой толщ. Особенности внутреннего их строения, во многом раскрытые при геофизических исследованиях, подчеркивают сказанное. На практике же противоречия замалчиваются и подменяются новыми тупиковыми вариантами литолого-стратиграфических обобщений. Повторим еще раз, что решающим, можно сказать психологическим по своей сути фактором, приведшим к такому заблуждению при стратификации фанерозоя Прикаспия, бесспорно, является приписывание солям осадочного генезиса и единого кунгурского возраста. Эта исходная идея приводит даже к таким парадоксальным выводам, как попытка обосновать заложение Прикаспийской впадины на гетерогенном основании только в ранней перми (кунгуре), хотя вся история развития бассейна с огромными мощностями осадочного чехла свидетельствует о безусловной древности его заложения.

Основными теоретическими вопросами, раскрывающими пути для разрешения литолого-стратиграфических и многих других геологических задач (включая прикладные нефтепоисковые и металлогенические), являются следующие: 1) генетическая природа солей, время и условия их образования; 2) петрогеохимическая сущность наиболее широко проявленных в бассейне процессов преобразования пород, к которым относятся науглероживание (битуминизация), доломитизация, ангидритизация, окремнение и окварцевание разных типов, разрыхление и выщелачивание в одних случаях и уплотнение в других; преобразование пород в восстановительных режимах и условиях смены этих режимов на окислительные, когда кардинально меняется внешний облик пород с превращением их в пестроцветы и красноцветы; 3) выявление взаимосвязей метасоматических процессов между собой и солеобразованием, обоснование региональной геохимической зональности петроминерогенеза в увязке с геотектоническим строением и районированием бассейна; 4) оценка флюидодинамических факторов и форм их проявления на разных этажах (надсолевом, солевом с учетом всех особенностей проявления соляной тектоники и подсолевом), определяющих закономерности размещения и локализации главных скоплений углеводородов в подсолевом этаже.

1.4. Геологические условия солеобразования в Прикаспии и сопутствующие процессы изменения осадочных пород

Проблема генезиса ископаемых солей рассмотрена авторами в более ранней работе сопряженно с процессами магнизиально-сульфидно-углеродистого метасоматоза, щелочно-кремневой флюидизации и нефтегазонакопления. Все эти процессы порождены глубинной дегазацией недр и окислительным преобразованием изначально восстановленных газовых флюидов при их взаимодействии с породами коры. В работе [19] приведена сводка важнейших фактов по региональной геологии солей, составу флюидов и температуре их кристаллизации, соотношениям залежей солей и рассолов разного геохимического типа, а также информация по стадийности кристаллизации, морфогенезису соляных залежей, соотношениям с ними метасоматических изменений вмещающих пород.

Обобщение накопленных фактов по геологии и генезису ископаемых солей позволяет сформулировать следующие основные выводы.

1. Ископаемые соли, заключенные в осадочных толщах разного возраста (от протерозоя до кайнозоя), в главной своей массе имеют эндогенное происхождение. Они являются продуктами раскристаллизации глубинных флюид-расплавов сложного состава, представленных хорошо растворимыми при температуре выше 300–400°C солями магния, кальция, натрия, калия, бора и других элементов. По своему катионно-анионному составу, степени окисленности и газовому режиму солевые флюид-расплавы аналогичны остаточным флюидам, возникающим как побочные продукты при процессах щелочно-кремневой флюидизации литосферы на уровнях гранулитовой, амфиболитовой и более низких ступеней метаморфизма. Это позволяет рассматривать процессы щелочно-кремневой флюидизации и солеобразования в литосфере как генетически сопряженные и близкосоудновременные, но протекающие на разных глубинах и в разных термодинамических режимах.

2. Реальность осадочного галогенеза, подобного тому, который происходит в Кара-Богаз-Голе и других солеродных водных бассейнах, не подлежит сомнению. Однако относительное количество древних осадочных солей, погребенных в литосфере, не может быть большим, поскольку к основной массе изученных ископаемых солей в разных регионах вполне применимы критерии эндогенности их происхождения и практически не применимы критерии осадочного генезиса.

3. Необходимо дальнейшее изучение пространственно-временной и геотектонической взаимосвязи процессов восстановительной дегазации мантии, магнизиально-сульфидно-углеродистого метасоматоза и щелочно-кремневой флюидизации литосферы, а также солеобразования и нефтегазонакопления в последней на более высоких уровнях. В этой же взаимосвязи должны быть рассмотрены рудная минерализация, тесно ассоциирующая с солями и нефтями и сопутствующие ей метасоматические изменения осадочных пород.

С учетом изложенной общей модели солеобразования в литосфере [19] рассмотрим стратиграфическую позицию и морфологию солей Прикаспия, сопутствующие солеобразованию метасоматические изменения осадочных пород на разных глубинах и попытаемся обосновать время и геотектонические условия проявления этого процесса в бассейне.

1.4.1. Стратиграфическая позиция и морфология соляных залежей

Выше уже отмечалось, что определенного стратиграфического уровня в осадочных толщах Прикаспия соли не занимают. Обусловлено это не столько явлениями диапиризма, сколько изменчивостью в пространстве тех факторов, которые определяли первичное размещение и морфологию солей. К ним относятся: геолого-структурные внедрения солей рапы, палеотемпературные режимы, определявшие гипсометрический уровень массовой раскристаллизации солей, условия экранирования флюидов и др. В разных частях огромного по площади бассейна конкретная обстановка солеобразования была различной, хотя проявлялась на фоне общих региональных геолого-тектонических, стратиграфических и палеотемпературных закономерностей, присущих бассейну. Поэтому вначале рассмотрим наиболее общие закономерности размещения солей в стра-

тиграфическом разрезе, а затем особенности их морфологии и взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими породами в разных частях бассейна.

Анализируя структурные карты поверхности соленосного комплекса и поверхности подсолевого (докунгурского) этажа, можно видеть существенно различное поведение их в региональном плане. Так, вся северная прибортовая зона впадины характеризуется сравнительно крутым погружением подсолевого ложа к ее центру: в пределах глубин от 2 до 6 км оно осуществляется в полосе шириной всего 30–50 км. В южной и восточной бортовых зонах, напротив, подсолевое ложе погружается к центру впадины очень полого. Тот же градиент глубин здесь распространяется на полосу шириной 100–150 км. Имеются существенные различия и в морфологии кровли соленосного комплекса пород, а также соотношениях соляных залежей и межсолевых зон в разных частях впадины.

Объективных данных об изначально пластовидной форме и непрерывной протяженности соляных залежей в бассейне нет. Формы и размеры так называемых межсолевых мульд, где соли отсутствуют по всему разрезу, обычно остаются неизвестными. В масштабах всей впадины на долю таких мульд приходится не менее 30–50% ее площади. Верхняя граница солей по форме очень сложная, так как соляные гряды и купола выклиниваются на разных глубинах — от нижней перми до мезокайнозоя включительно. Нижняя их граница, напротив, всегда более или менее ровная, хотя бывает как конформной, так и дисконформной по отношению к стратиграфическому разрезу подсолевого этажа.

Сопоставляя фактические данные по хорошо разбуренным площадям, можно выделить следующие главные морфологические типы соляных залежей: 1) пластовидные силлы (рис. 2); 2) силлово-лакколитовые (включая соляные валы, подушки и антиклинали (рис. 3); 3) дайковидные соляные гряды, куполовидно-столбовые и штоковые тела (соляные диапиры) (рис. 4, 5).

Сочетания таких залежей, по-разному группирующихся в структурах и удаленных друг от друга, в действительности и представляют собой солевой («кунгурский») этаж. Вертикальная протяженность солевого этажа варьирует в широких пределах: от первых сотен метров, когда соли в виде послойных силлов проникают даже в пределы чехла платформы, до 7–8 км и более при вторжении солей в породы по крутопадающим разломам в центре впадины.

Таким образом, геолого-структурная и флюидодинамическая обстановка при формировании соляных залежей характеризовалась сложным сочетанием вертикальных каналов повышенной проницаемости для флюидов и зон послойной их инфильтрации. Роль первых возростала в центральных частях впадины, последних — в прибортовых структурах. Комбинированный — силлово-лакколитовый — тип соляных залежей характерен для переходных условий (рис. 6).

Изучение соотношений залежей солей со структурами подсолевого этажа позволяет конкретизировать эту региональную закономерность.

В северной и западной прибортовых зонах шириной 40–80 км разбуренная часть средне-верхнедевонской – нижнепермской терригенно-карбонатной толщи имеет мощность 2,6–4 км. Весь этот разрез в разных участках несогласно пересекается нижней поверхностью соляных залежей. Поэтому преломляющий сейсмический горизонт (5,8–6,4 км/сек), отождествляемой с подсолевыми карбонатными породами, является как бы скользящим. На северном обрамлении ему отвечают карбонатные породы кунгурского яруса, в зоне бортового уступа — артинского яруса, южнее — среднего карбона, а еще

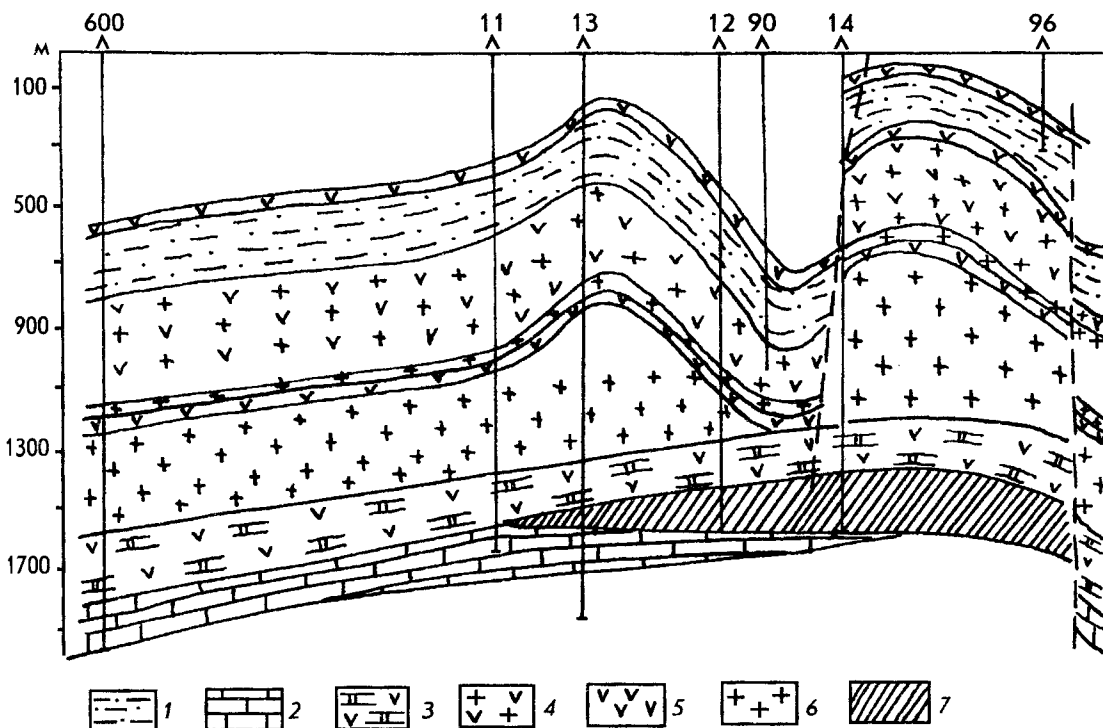


Рис. 2. Послойное замещение карбонатных пород солями (силлообразные залежи) при верхнем и нижнем экранировании на Оренбургском газоконденсатном месторождении, по А.А.Бакирову и др., 1979, интерпретация авторов:

породы: 1 — алевроглинистые, 2 — известняки, 3 — ангидрит-доломитовые, 4 — чередование соли и ангидрита, 5 — ангидриты, 6 — соли; 7 — газоконденсатная залежь

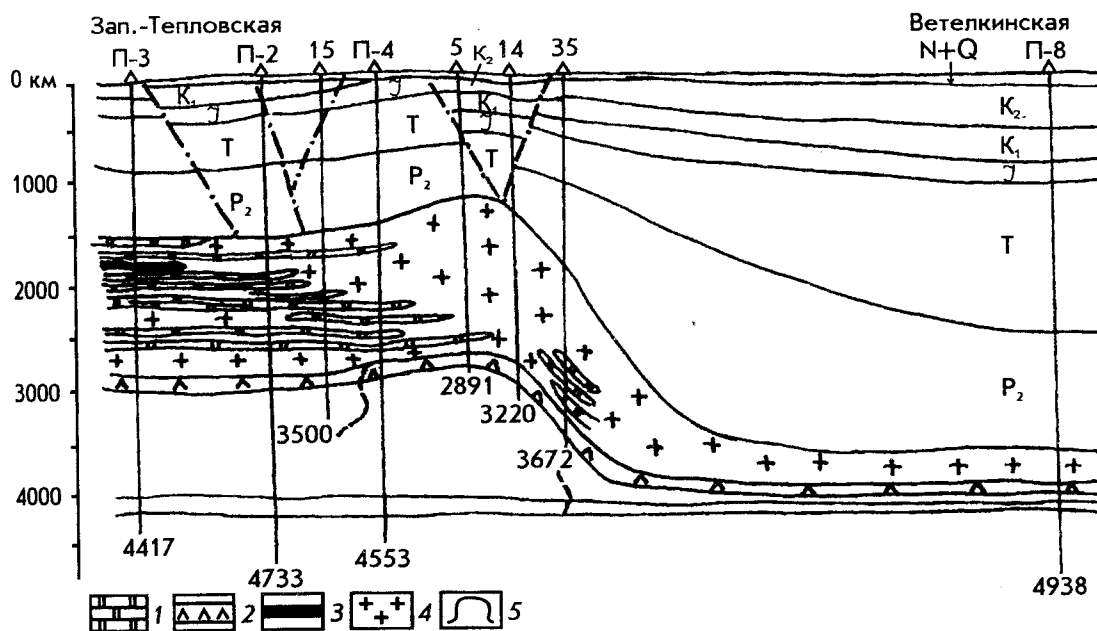


Рис. 3. Выклинивание силлово-лакколлитовой залежи солей с переходом ее в тонкие послойные иньекции, по С.М.Камалову, А.Ф.Ильину, Р.Б.Бахтиярову, 1977, интерпретация авторов:

1 — ангидрит-доломитовые реликты в солях; 2 — ангидрит; 3 — углеводороды; 4 — каменная соль; 5 — контуры нефтегазовой ловушки

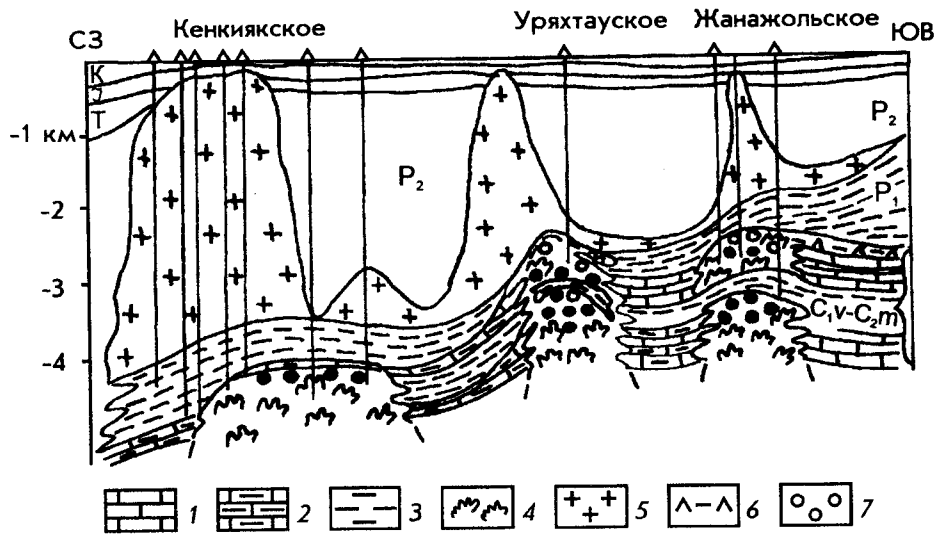


Рис. 4. Взаимосвязь соляных куполов, заместивших пермотриасовые отложения, с флюидно-метасоматическими сульфатно-карбонатными образованиями («риффы»), прорывающими подсолевой комплекс, по О.С.Обрядчикову, А.А.Константинову, 1985, интерпретация авторов:

породы: 1 — карбонатные, 2 — глинисто-карбонатные, 3 — терригенные, 4 — метасоматически преобразованные («рифогенные») известняки, 5 — сульфатно-солевые, 6 — сульфатно-глинистые; 7 — залежи нефти и газа

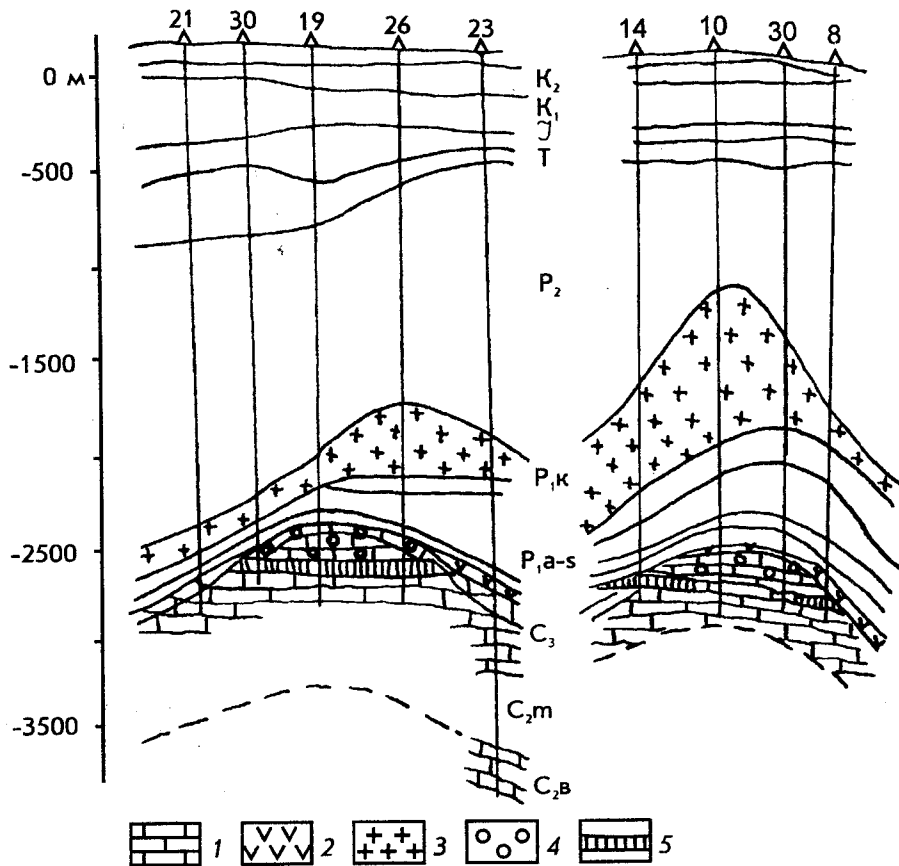


Рис. 5. Конформность седловидных соляных залежей и столбообразных поднятий подсолевого ложа на Жанажольском месторождении газовой серы, горизонтальный м-б 1:200 000, по Т.И.Бадоеву и др., 1982, интерпретация авторов:

породы: 1 — карбонатные, 2 — ангидриты, 3 — соли; газонефтяные залежи: 4 — газовые (H_2S), 5 — нефтяные

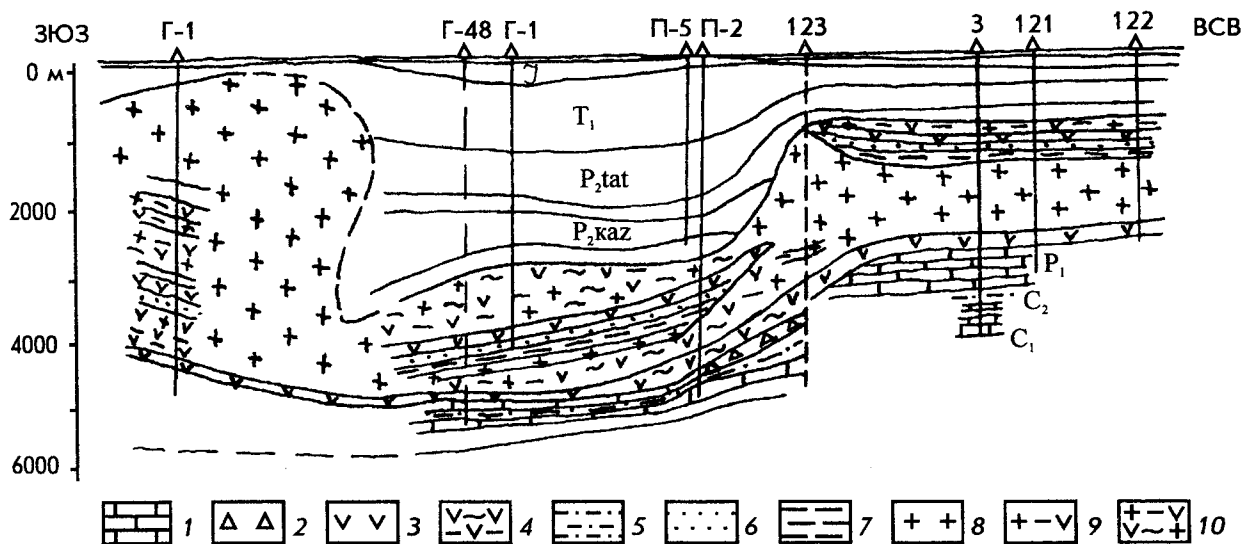


Рис. 6. Взаимопереходы послойных и куполообразных форм соляных залежей в северном борту Прикаспийской впадины (Аксайское пересечение), по К.Х.Бакирову, 1992, интерпретация авторов:

реликты вмещающих соли пород: 1 — карбонаты, 2 — брекчии из обломков карбонатов, 3 — ангидриты, 4 — ангидриты с текстурами течения, 5 — песчано-глинистые, 6 — песчано-глинистые с пачками карбонатных, 7 — сероцветные глины; 8 — соли; 9 — каменная соль с реликтами ангидрита и аргиллита, 10 — то же, с текстурами течения

через 40 км в сторону центра впадины его регистрация вообще прекращается [11]. В большинстве разбуренных структур также наблюдается омоложение подсолевого ложа к бортам впадины. Насчитывается до четырех разновозрастных подсолевых карбонатных уступов: южные ранне-среднекаменноугольного возраста сменяются к северу на среднекаменноугольные, позднекаменноугольные и раннепермские (рис. 7). В Бузулукской впадине на обрамлении установлено залегание солей уже внутри верхнепермских (казанских) карбонатов. Имеются данные о размещении солей на разных уровнях верхней перми и триаса по глубоким скважинам, пересекающим слоистые разрезы вдали от солянокупольных структур. Так, по Упрямовской скважине I в западной прибортовой зоне соли, переслаивающиеся с доломит-ангидритами в пачке мощностью 0,5 км, располагаются сразу в основании триаса на глубине ниже 3,5 км. На северном борту в Деркульской скважине под мезозойским чехлом мощностью 700 м соли замещают почти весь триасовый разрез мощностью более 3 км (рис. 8). Сверху вниз в солях нарастает количество глин, а с глубины 2767 м они преобладают над солями. В Тимофеевской скважине под мезозойскими отложениями вскрыта четырехкилометровая нерасчлененная толща пермотриаса с 15 маломощными интервалами солей, инъецирующих эту толщу на разных гипсометрических уровнях. Таким образом, в сторону бортов впадины отчетливо растут стратиграфическая полнота и мощность так называемого подсолевого карбонатного разреза, а к центру впадины — мощность солей. В то же время маломощные прослои солей встречаются на самых высоких стратиграфических уровнях палеозойского разреза (см. рис. 8). В районах развития уступов обычно наблюдается раздвиг мощностей карбонатных комплексов. Контакт между солями и карбонатами ступенчатый: чем круче наклонена подсолевая ступень к центру впадины, тем резче сокращается мощность соли в сторону бортовых уступов.

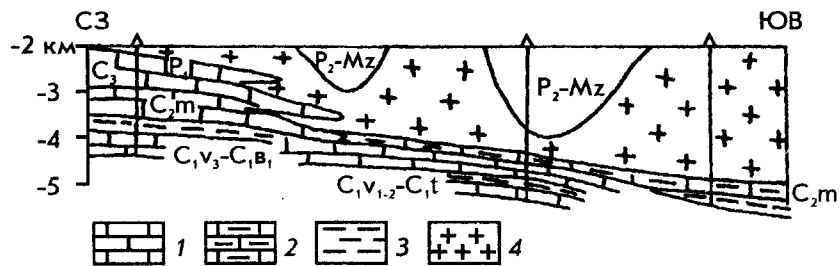


Рис. 7. Несогласное инъекционно-метасоматическое соотношение солей с подсолевым ложем на северо-западе Прикаспийской впадины, по А.А.Аксенову, Б.Д.Гончаренко, М.К.Калинко и др., 1985, интерпретация авторов:

породы: 1 — карбонатные, 2 — глинисто-кремнисто-карбонатные, 3 — терригенные, 4 — сульфатно-солевые

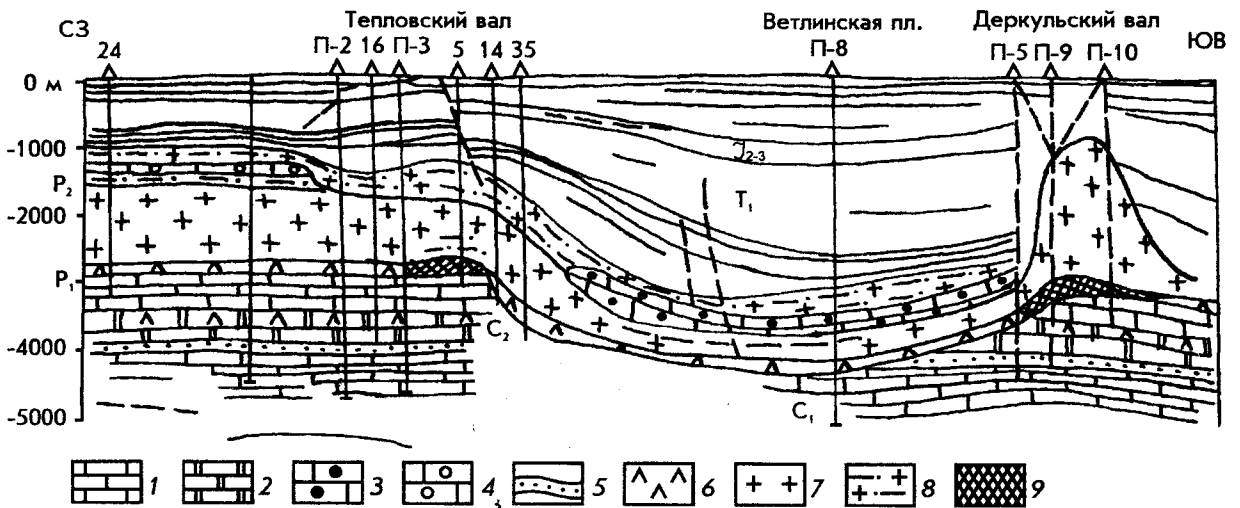


Рис. 8. Силловидная залежь солей, замещающая породы верхнепермского разреза и сменяющаяся по простиранию соляным куполом, прорывающим нижнетриасовые отложения, по К.Х.Бакирову, Д.З.Валееву, А.Н.Колупнаеву, 1981, интерпретация авторов:

породы: 1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — битуминизированные карбонаты, 4 — осветленные карбонаты, 5 — глинисто-терригенные, 6 — ангидриты, 7 — соль с реликтами ангидритов, 8 — реликты терригенных пород в солях; 9 — залежи углеводородов

Верхний контакт солей всегда значительно более сложный и извилистый, сопровождающийся различными локальными вздутиями. По сейсмическим данным его можно уверенно выделять лишь над вершинами соляных ядер и удовлетворительно проследить на их склонах до глубины 1,8–2 км [11]. На севере и западе кровля силловых соляных тел слабо рельефна. Здесь на ее уровне сочетаются малоамплитудные «подушки», «валы» и «брахиантиклинали» с мульдами преимущественно пермотриасовых красцветов. Над сводами крупных соляных поднятий толщи пород обычно разбиты сбросами. Сами поднятия удлинены и ориентированы вдоль бортов впадины. В наиболее крупных из них соль проникает до верхнетриасовых отложений и перекрывается юрскими. Отмечается равномерное спокойное погружение кровли соляных тел в сторону впадины. Резкая смена рельефа кровли солей происходит в зонах бортовых уступов.

Рассматривая приведенные факты с позиции эпигенетичности солей, можно видеть, что соли с разной интенсивностью замещают верхнюю существенно карбонатную часть палеозойского разреза мощностью до 1,5 км. Нижний контакт солей образует при замещении карбонатной толщи «лестницу» с пологим (7–8°) наклоном ступеней и более крутыми (до 50°) переходами между ними. Загадочное морфологическое несоответствие подошвы и кровли карбонатов подсолевого ложа в сущности отражает несоответствие вторичного (инъекционно-метасоматического) контакта солей с подсолевым ложем и региональной стратиграфической границей между разнородными карбонатными и терригенными толщами в слоистом разрезе (см. рис. 2). Происходит это из-за усиления замещения к центру и ослабления его к бортам впадины, что и подтверждается повсеместно большей стратиграфической полнотой и мощностью подсолевых карбонатов в краях впадины. Обусловлено это, по-видимому, центробежной направленностью потоков солевой рапы и ее «выплескиванием» на борта впадины в режиме снижения температуры и давления. С районами уступов, т.е. с наиболее тектонически подвижными участками, связаны более глубокая метасоматическая переработка карбонатных пород и, возможно, их пластическое течение, что определяет наблюдаемые «раздувы» мощностей подсолевого ложа. Над уступами измененных пород, в верхних частях слоистого разреза, соли, проникая в терригенные отложения разного возраста, формируют валообразные поднятия, конформные с карбонатными «раздувами». При такой интерпретации выявленных соотношений солей и подсолевого ложа отпадает необходимость предполагать, всегда недоказанные и противоречивые по смыслу «предкунгурские размывы», а также «риффы», представляющие собой гипсометрические выступы мощно преобразованных частей карбонатного разреза (см. рис. 4, 9).

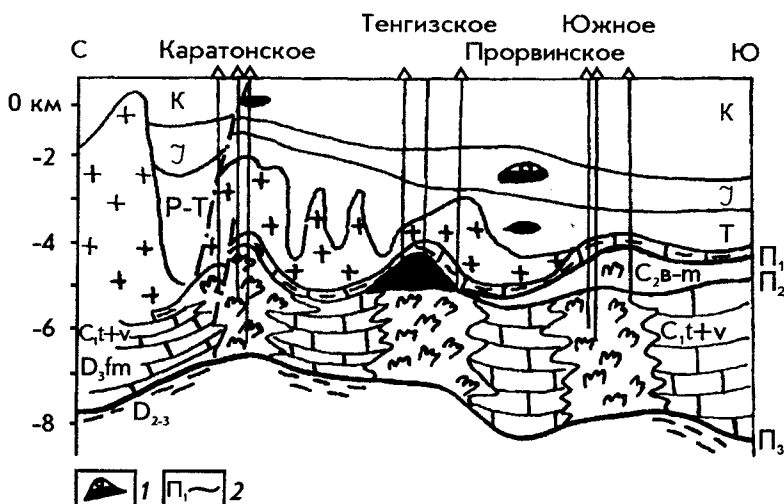


Рис. 9. Постепенное выклинивание волнообразной силлово-лакколитовой залежи солей от центра к борту Прикаспийской впадины в районе Каратон-Тенгизской нефтегазовой зоны, по Н.А.Айтиевой и С.У.Утегалиеву, 1985, интерпретация авторов:

1 — залежи нефти и газа; 2 — сейсмические отражающие горизонты; остальные усл. обозн. см. рис. 4

В местах сочленения солей с герцинскими подвижными зонами на востоке и юге их соотношения с подсолевым ложем иные [15]. Ширина прибортовых зон здесь намного больше и достигает 150 км. Карбонатное подсолевое ложе при пологом погружении к центру впадины образует уже не уступы, а целые «платформы», осложненные отдельными куполовидными поднятиями. Ширина «платформ» по сравнению с уступами резко возрастает до 100–150 км. Структурные несоответствия верхней части подсолевого комплекса по отношению к глубокозалегающим горизонтам выражены еще более контрастно (рис. 10). Возраст карбонатных подсолевых пород удревняется. В этих частях впадины отсутствует карбонатная толща позднекаменноугольно-пермского возраста. Соли лежат непосредственно на среднекаменноугольных и более древних карбонатах. Карбонатный подсолевой комплекс в верхней части насыщен терригенными прослоями и пачками, «нивелирующими» ступенчатое подсолевое ложе.

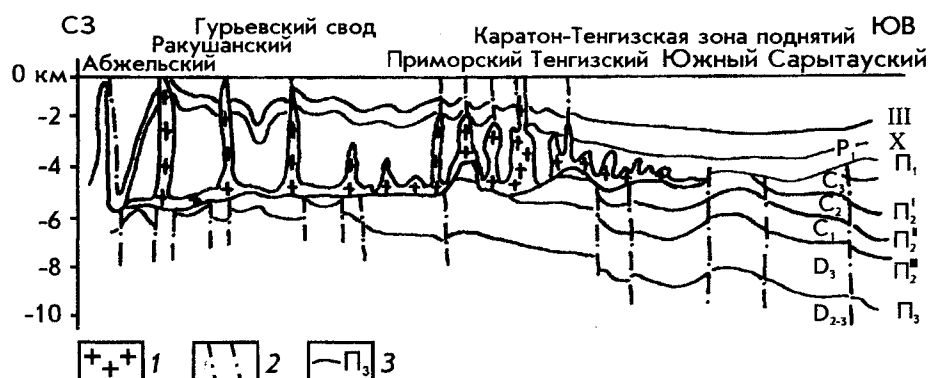


Рис. 10. Региональное несогласие между основанием солей и опорными сейсмическими горизонтами Π_2 – Π_3 , конформными со стратиграфическими комплексами пород, по В.П.Шебалдину и В.А.Кузнецовой, 1985, интерпретация авторов: 4

1 — соленосные залежи; 2 — разломы; 3 — сейсмические отражающие горизонты

В восточной прибортовой зоне взаимосвязанные соляные валы («антиклинали») образуют 6–7 меридиональных ритмически чередующихся через 10–15 км полос, параллельных герцинским складчатым сооружениям, ограничивающим впадину. Соляные валы асимметричны: они имеют более крутые западные склоны и смещены к западу на 2–3 км ядра. В хорошо разбуренных структурах установлено, что соли подстилаются относительно маломощной (от десятков до нескольких сотен метров) пачкой терригенных дислоцированных пород, для которых характерны рассланцевание, зеркала скольжения, повышенная углеродистость ($C_{орг}$ 1,1–1,5%) и пиритизация. Непосредственный контакт солей с этими темноцветными сланцами (зоны надвигов?) четкий и резкий. Ниже залегают ступенчато опускающийся в сторону впадины карбонатный комплекс, но уже при более глубоком стратиграфическом срезе: верхний – средний карбон у бортов и средний – нижний карбон при погружении к центру (рис. 11). Мощность солей на востоке впадины резко варьирует: на небольших расстояниях отмечаются огромные ее перепады от практически нулевой до тысячи метров и более («выдвинутые» купола). Мощные соляные вздутия всегда связаны с локальными выступами карбонатных пород так называемых

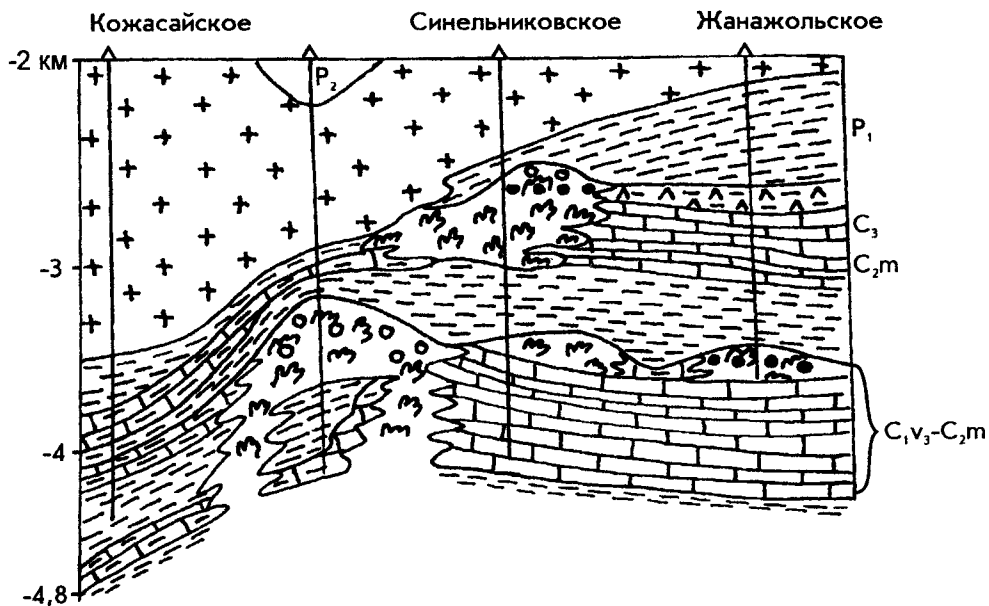


Рис. 11. Несогласное замещение солями терригенно-карбонатного разреза C_2-P_1 мощностью около 2 км на востоке Прикаспийской впадины, по О.С.Обрядчикову и А.А.Константинову, 1985, интерпретация авторов:

усл. обозн. см. рис. 4

мой Темирской платформы. Верхний контакт солей в сводах вздутий проникает до уровня средней юры; между вздутиями он проходит внутри терригенной толщи условно пермтриасового возраста.

Судя по описанным соотношениям солей с вмещающими породами в восточной прибортовой зоне, соли здесь более мощно замещают поздне-среднепалеозойскую часть слоистого разреза. Они «опускались» до средне-нижнекаменноугольного уровня, к которому, по-видимому, относится и пачка темноцветных рассланцованных аргиллитов, непосредственно подстилающая соли. Весь среднекаменноугольный интервал разреза насыщен подобными терригенными пачками, чем достаточно четко отличается от верхнекаменноугольно-нижнепермского преимущественно карбонатного разреза. Не исключено, что в этой части впадины главная масса солей заместила известняки C_3-P_1 и частично перекрывающие их терригенные пермтриасовые толщи. С этим же связан, вероятно, тот факт, что степень выраженности сейсмических границ Восточно-Прикаспийского поднятия уменьшается от древних к более молодым подсолевым комплексам [25].

Субмеридиональная ориентировка всей системы соляных валов в восточной прибортовой зоне, очевидно, определяется приуроченностью соляных структур к активным шовным нарушениям, параллельным Уральской складчатой системе. Появление же внутри валов разноориентированных изолированных соляных «антиклиналей» вызвано сочетанием надвиговых дислокаций в терригенных толщах с вертикальными, иногда высокоамплитудными (1–3 км) столбообразными поднятиями карбонатных пород.

На юге по сравнению с восточной частью впадины размеры соляных структур уменьшаются, а плотность их возрастает. Нижняя стратиграфическая граница солей еще

более опускается. На геологическом разрезе через Каратон-Тенгизскую структуру можно видеть, что фаунистически охарактеризованные подсолевые карбонатные породы имеют позднедевон-среднекаменноугольный возраст (см. рис. 9). Мощность разбуренных пород составляет около 1 км. По геофизическим данным предполагается, что на юге она может достигать 3 км, а на севере — не более 2 км. К центру впадины, как и в других прибортовых зонах, с сокращением мощности подсолевого разреза связано и снижение его стратиграфической полноты. Так, от Южного участка к Каратонскому постепенно исчезают среднекаменноугольные карбонатные отложения и возрастает мощность солей (см. рис. 9). В районе г. Гурьев, как уже отмечалось, по геофизическим данным предполагается, что на глубине более 5000 м соли подстилаются лишь 300-метровой глинисто-карбонатной толщей, ниже которой идет терригенный девонский разрез. В Тенгиз-Каратонской структуре соли контактируют как непосредственно с карбонатами, так и с перекрывающими их маломощными (от первых до десятков метров) черносланцевыми породами, по-видимому, того же возраста. Верхний контакт солей здесь проходит внутри триасовой толщи, поднимаясь в сводах некоторых наиболее крупных куполов до верхнего мела.

Подобная осложненная выступами пластина верхнедевонско-нижнебашкирских карбонатных пород мощностью около 2 км образует на глубине 5 км подсолевое ложе и в Астраханской структуре. Пологий, но достаточно резкий нижний контакт солей здесь также обусловлен маломощной (50–170 м) зоной черносланцевых карбонатно-терригенных пиритизированных пород. Верхний изрезанный контур солей проходит главным образом внутри пермотриасовой толщи. На отдельных сводах, где мощность солей около 4 км, он достигает верхнего мела. В нижней части соленосной толщи широко развиты пачки терригенных и сульфатно-карбонатных пород мощностью до нескольких сотен метров.

Таким образом, на юге впадины подсолевые карбонатные верхнедевон-среднекаменноугольные толщи суммарной мощностью 3–3,5 км не разобцены в виде резко приподнятых столбов. Они представляют собой пологую пластовидную залежь, висячий бок которой лишь осложнен отдельными выступами высотой до 800–1000 м. Залежи солей имеют типичную силлово-лакколитовую форму. В виде облегающих панцирей они экранируют приподнятые карбонатные платформы, осложняются местами выступами и постепенно выклиниваются к югу вплоть до полного исчезновения (рис. 12). Частично замещенный солями разрез имеет здесь очень большой стратиграфический размах: от верхнего девона–нижнего карбона до верхнего триаса включительно. Мощность этой части разреза на юге впадины по косвенным данным составляет 2,5–4 км. Мощные пачки терригенных и сульфатно-карбонатных пород в основании соляных залежей на Астраханском своде, а также линзовидные включения и «прослой» аналогичных пород в солях Каратон-Тенгизской структуры являются наглядными структурно-вещественными реликтами замещенных солями частей слоистого разреза.

Соотношения солей с вмещающими породами во внутренней части Прикаспийской впадины, занимающей около 40% всей ее площади, изучены гораздо слабее. Тем не менее, накопилось немало данных, позволяющих косвенно судить о глубинах залегания солей, морфологии их залежей, положении в слоистом разрезе и в центре впадины. В зонах перехода к прибортовым частям впадины установлены близкие к последним соляные структуры и взаимоотношения солей с подсолевым ложем. На Мынтобинском поднятии по геофизическим данным прогнозируется карбонатный массив на глубине более

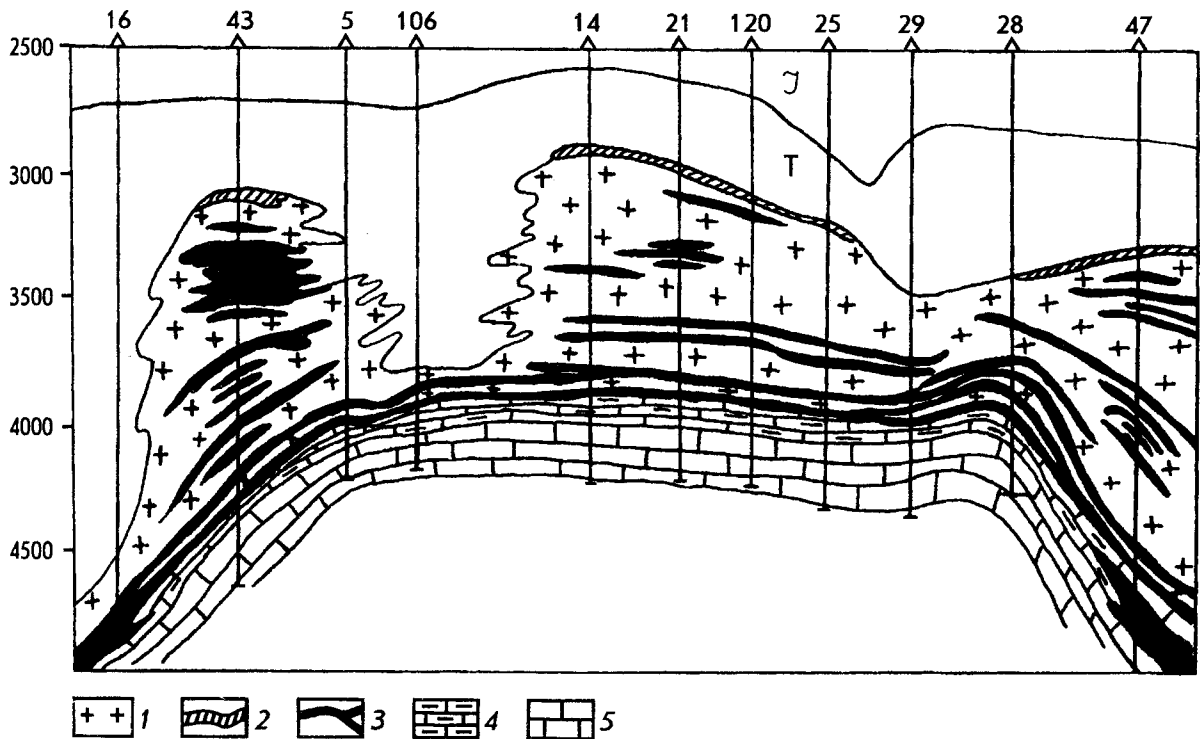


Рис. 12. Типичные формы и внутреннее строение соляных залежей над столбообразными выступами подсолевого комплекса пород (месторождение Тенгиз), по А.В. Орлу, 1990, интерпретация авторов:

1 — залежь каменной соли с реликтами ангидритов и аргиллитов; 2 — породы кепрока; 3 — крупные реликты глинисто-карбонатных пород в солях; 4 — битуминозные глинисто-кремнистые доломиты с реликтами известняков; 5 — слабо измененные известняки, часто органогенные

5 км, а скважиной вскрыты соли на глубине 4733 м при температуре 240°C. Подобные же карбонатные массивы на больших глубинах предполагаются по Бинкжал-Кубасайскому профилю, в районе озера Баскунчак и в других местах. Однако при близких морфологии и взаимоотношениях солей с подсолевым ложем по сравнению с прибортовых зонами здесь резко возрастает как высота приподнятых карбонатных массивов, так и сопряженных с ними штоково-лакколитовых залежей солей.

В центре впадины соляные структуры детально изучались в Хобдинской зоне и в районе междуречья Волга–Урал [12, 16, 31, 44]. На Хобдинской площади проводились средне- и крупномасштабные геолого-съёмочные работы с комплексом геофизических наблюдений. Для района междуречья Волга–Урал составлены карты поверхности и срезов на глубинах 2000 и 3500 м с отображением структуры солей. Все эти данные показали, что в центральной части впадины развит сложный мозаичный соляной каркас. С глубиной количество солей возрастает. На уровне 3500 м от поверхности они занимают во много раз большую площадь, чем на уровне 2000 м и на самой поверхности. В центре преобладают крупные до гигантских сложнопостроенные соляные структуры. В плане изометричные разноориентированные соляные массивы имеют разветвленные формы: сложноветвистые, звездообразные и др. [2]. Часто встречаются здесь так называемые прорванные купола (соляные штоки), разделенные глубокими (более 5 км) межкупольными мульдами. Их широкие своды нередко осложнены надсводовыми мульдами

оседания и интенсивно разбиты сбросами с образованием системы горстов и грабенов. Многие соляные массивы имеют столбообразную поверхность сводовых частей (Баскунчак, Азгир и др.). Поверхность солей очень резко дифференцирована по глубине залегания. Минимальные отметки ее залегания 0,1–0,2 км (на отдельных куполах соли выведены даже на дневную поверхность), а максимальные составляют 6–8 км. В целом же глубинные соли образуют субмеридионально ориентированные гребни, состоящие из десятков и сотен более мелких структур. Такие гребни прослеживаются на сотни километров. На глубине более 2000 м от поверхности они структурно связаны диагональными и субширотными перешейками. Поэтому объемная структура солей представляет собой своеобразный мозаичный ячеистый каркас, основание которого уходит на разную глубину. На более глубоких срезах от поверхности этот каркас, по-видимому, сменяется крутопадающими соляными дайками, заполняющими зоны разломов разного простирания, которые в некоторых соляных бассейнах надежно выявлены и изучены (Германия, Днепровско-Донецкая впадина). По-видимому, именно по этой причине здесь исчезают те сейсмические горизонты, которые в прибортовых частях четко отражают основание силловых и силлово-лакколитовых залежей солей (см. рис. 11). Межсолевые мульды — блоки горизонтально-слоистых осадочных пород — в этом каркасе различны по форме и глубине залегания. В их основании предполагаются отсутствие солей и наличие «гидрогеологических окон». Некоторые мульды ограничены крутыми (почти вертикальными) склонами соляных гряд и куполов, вблизи которых даже кайнозойские породы сильно дислоцированы.

Таким образом, исчезает смысл выделения солевого этажа в центральной части впадины, поскольку при огромной вертикальной протяженности дайко- и столбообразных тел солей нет никаких данных о пластообразном их залегании на любых глубинах. Ячеисто-каркасная глубинная структура солей в верхнем этаже постепенно эволюционирует в мозаично-купольную и штокообразную.

Из приведенного выше сопоставления различных частей Прикаспийского бассейна намечается следующая морфоструктурная вертикальная зональность инъекционно-метасоматических соляных залежей. В наиболее глубинных зонах (свыше 5–8 км) соли образуют преимущественно крутопадающие дайковидные тела («соляные гряды»), рассекающие слоистый разрез в разных направлениях. С этим связана их каркасно-решетчатая морфология со средними расстояниями между дайкообразными зонами порядка 15–20 км и более. В промежуточных зонах на глубине 3–5 км преобладают силлово-лакколитовые залежи солей, в которых комбинируются субогласные пластовидные их части с куполообразными выступами и линзовидными «подушками» над приподнятыми карбонатными блоками (см. рис. 9). И лишь в верхней зоне (менее 2 км от поверхности) среди форм залегания солей часто встречаются субпластовые силлы, которые при проникновении солей в чехол прилегающей платформы становятся господствующими (см. рис. 2). Соответственно, при движении от центральных частей бассейна к его бортам эта вертикальная зональность проявляется и в форме региональной латеральной зональности. Указанные цифры о глубинах залегания солей разных морфологических типов, естественно, не совпадают с глубинами их образования (см. ниже).

Определение мощности солей достоверно лишь в случае пластового их залегания, например на платформе, где их мощность не превышает 30–100 м. При столбообразно-купольной и каркасно-решетчатой морфологии солей уместно говорить о вертикальной протяженности соляных залежей и латеральных размерах образуемых ими гребней, валов и

каркасов. В итоге можно согласиться с мнением тех геологов и геофизиков, которые приходят к выводу о резко завышенном количестве солей в Прикаспии, когда оно оценивается исходя из пластовой формы и средней мощности соленосных пород кунгура.

1.4.2. Сопутствующие солеобразованию метасоматические изменения осадочных пород

Рассматривая соли как эндогенные образования и учитывая их региональное развитие, а также отмеченные специфические закономерности пространственного размещения в бассейне, логично ожидать, что сопутствующие солеобразованию метасоматические изменения осадочных пород, должны иметь очень широкий размах и большую интенсивность. Такими признаками в Прикаспийском бассейне обладают повсеместно ассоциирующие с солями комплексы пород, относимые к пестроцветам—красноцветам, черным сульфидизированным сланцам, доломитовым, ангидритовым, карбонат-гипсовым, и некоторые другие. Поэтому именно этим комплексам пород ниже будет уделено основное внимание. Вначале опишем поздние изменения вмещающих пород, завершающие процесс образования солей и проявляющиеся преимущественно в надсолевых толщах, что позволит уточнить время и условия солеобразования. Затем будут рассмотрены типовые преобразования пород подсолевого этажа, предшествующие и непосредственно сопутствующие отложению эндогенных солей. Изложение конкретных фактических материалов по Прикаспию будет увязано с обсуждением нерешенных пока в теории галогенеза проблем о природе красноцветных и доломит-ангидритовых формаций.

1.4.2.1. Изменения пород под воздействием постсолевых кислотных рассолов

Главная региональная геохимическая закономерность для всего надсолевого этажа в Прикаспии — существование ореола ожелезненных пестроокрашенных осадочных пород над залежами солей и вокруг них. Составной частью гипотезы осадочного галогенеза является традиционность представлений о красноцветах как о заведомо континентальных осадках жаркого климата. Однако такие представления упираются в неразрешимые в истории Земли (от докембрия до неогена) вопросы сквозного возраста красноцветов, как и солей, идентичность состава и строения красноцветных толщ с морскими сероцветными и др. Выделение некоторыми авторами особой «сульфатно-карбонатной аридной красноцветной формации», в ассоциации с которой, кроме солей, часто находятся черные сланцы, газонефтяные скопления и сероводородные газы, не сняло, а еще более усугубило эти противоречия [48]. Хорошо также известно, что некоторые соли, содержащие битумы, сероцветны, другие же, в особенности калийные, ярко-красноцветные. В большинстве работ по красноцветам эти вопросы, при всей их остроте, остаются как бы незамеченными. Лишь в отдельных трудах [42] подчеркивается явная вторичность таких пород и делаются попытки связать аккумуляцию в них железа на орогенных этапах развития территорий с глубинными источниками. Нами обосновывается альтернативная концепция, сущность которой состоит в том, что так называемая аридная красноцветная формация образуется при воздействии на обычные сероцветные оса-

дочные породы остаточных кислотных рассолов, отщепляющихся при кристаллизации солей и приводящих к окислению и переотложению двухвалентного железа. Такие ожелезненные породы всегда формируются синхронно с образованием соляных залежей и залегают выше них. Поэтому они могут рассматриваться в качестве региональных геохимических ореолов, развитых по перифериям и висячем боку тел эндогенных солей. Морфология и внутреннее строение ореолов вторичного ожелезнения пород хорошо увязываются со структурно-морфологическими особенностями и временем образования соляных тел.

Рассмотрим региональные закономерности размещения красноцветов в бассейне и его обрамлении. По возрасту красноцветы Прикаспия большинством авторов относятся к поздней перми – триасу, т.е. к низам надсолевого разреза. Большая часть этого разреза бедна органическими остатками и представлена «немой» толщей пород. Лишь для некоторых интервалов в ряде обнажений и скважин возраст красноцветных пород обоснован палеонтологически. Основная же часть надсолевого разреза относится к пермтриасу и подразделяется внутри него условно при помощи использования самых разных признаков: то по окраске пород, то по их литологическому или фациальному составу, то по минералам тяжелой фракции, например эпидоту и т.д. Но эти признаки, как показано во многих работах, непостоянны и часто меняются по простиранию и в разрезе. Совершенно не сопоставимы и мощности красноцветов в разных частях и структурах впадины. В межсолевых мульдах они достигают нескольких километров, а на соляных куполах составляют лишь десятки метров или вовсе отсутствуют. Более дробные подразделения этой части надсолевого комплекса еще сложнее. Разными авторами выделяют различные литолого-стратиграфические комплексы, отвечающие то отдельным ярусам и отделам (уфимский, казанский, татарский ярусы верхней перми и нижний, средний, верхний отделы триаса), то толщам определенного состава (красноцветная терригенная и карбонатная толщи триаса), то формациям (терригенно-соленосная красноцветная моласса верхней перми и пестроцветная полифациальная терригенная формация триаса). Часто при корреляции надсолевых разрезов встречаются оговорки, что «немая» красноцветная толща, относимая к триасу например по Аралсорской скважине, в скважинах Южно-Эмбенской площади представлена сероцветами или пестроцветами, да еще в десять раз меньшей мощности. Все эти примеры наглядно показывают, что надсолевой этаж, как и подсолевой, не является литолого-стратиграфическим образованием и подход к его расчленению со сложившимися критериями непригоден. В то же время при изучении красноцветных и пестроцветных надсолевых толщ накоплено немало данных, подтверждающих вторичность их образования при воздействии на осадочные породы минерализующих флюидов. Издавна известно, что породы этих толщ практически повсеместно ангидритизированы, доломитизированы, содержат вторичные выделения халцедона, опала, хлорита, глауконита, гипса и солей. Для них (как терригенных, так и карбонатных) типичны пятнистые разности с постепенными переходами от сероцветных к красноцветным. Широко распространены красноцветные породы с реликтовыми пятнами серо-зеленых и серых.

Основное отличие красноцветов от сероцветов заключается в разных формах присутствующего в породах железа: закисного, главным образом в виде пирита и хлорита в сероцветах и окисного — гематит, лимонит, гидроксиды железа, железистые бобовинки — в красноцветах. Для переходных разностей характерны марказит, глауконит, псевдоморфозы гематита и лимонита по пириту, сидерит и другие минералы. Превращение се-

роцветных пород в красноцветные произошло вследствие частичного или полного окисления двухвалентного железа до трехвалентного и его переотложения.

Строение и мощности красноцветных толщ хорошо согласуются со структурно-морфологическими особенностями соляных залежей. Вдоль бортовых зон впадины развиты валообразные структуры небольшой вертикальной мощности (первые сотни метров) красноцветов, как и солей. К центру впадины увеличиваются глубина залегания кровли, мощность (до нескольких тысяч метров) и тектоническая нарушенность пестроцветных пород. В межкупольных участках они обтекают купола или сами обрамляются соляными массивами. Непосредственные взаимоотношения их с солями еще более наглядно подтверждают, что и сульфатизация и ожелезнение пород развиваются в тех частях надсолевого разреза, которые подвергаются метасоматическому замещению и инъецируются солями. К.Х.Бакиров и др. [11] показали, что в красноцветах поздней перми на севере и западе впадины соль присутствует в виде многочисленных мелких слоев и пачек (см. рис 8). На некоторых хорошо разбуренных площадях можно видеть, как выклинивающиеся в форме послонных инъекций («козырьков») соли сменяются соответствующими им по мощности залежами красноцветов. Именно такие соотношения солей и красноцветов являются опорными при выяснении причин большой мощности красноцветных пород в межсолевых мульдах. В процессе формирования солей межсолевые слоистые блоки служили областями сброса остаточных рассолов, что и приводило к образованию мощных ореолов ожелезнения.

Сложное чередование химически преобразованных (красноцветных) и непреобразованных реликтовых (сероцветных) частей разреза, наблюдаемое по многим глубоким скважинам, обусловлено распадением потоков остаточных рассолов на струи при их дальней латеральной миграции в слоистых толщах с неоднородной проницаемостью. Покажем это на примере нескольких сверхглубоких скважин, породы которых нами специально были петрографически изучены.

Тимофеевская скважина пройдена в северной прибортовой зоне на значительном (более 20–30 км) удалении от ближайших соляных куполов. Подсолевое ложе по данным бурения расположено на глубине 5300 м. При проектировании скважины глубина подсолевого ложа предполагалась значительно меньшей (не более 3 км). По скважине на глубинах 1500–5300 м в красноцветном пермтриасе встречено не менее 15 интервалов с маломощными включениями и «струями» солей. Эти плохо окристаллизованные «грязные» соли отчетливо замещают ожелезненные породы (красноцветы). В самом верху пермтриасового разреза красноцветы постепенно сменяются коричневыми глинами, содержащими пачки зеленоватых пиритизированных пород. Налгающие на них юрские аргиллиты не содержат никаких признаков окислительного воздействия рассолов и имеют серую и темно-серую окраску. Красноцветные породы, относимые к пермтриасу, во всех изученных шлифах представлены многоактно преобразованными известняками и их глинистыми разностями. Реликты этих исходных пород наблюдаются в виде фрагментов, комочков и пятен, сохранившихся от нарушенной и замещенной матрицы. В реликтах видна комковато-крошковая микроструктура, обусловленная доломит-ангидритовым замещением известняков. Последующие процессы порфиробластического слюдисто-альбит-кварцевого метасоматоза, дисперсного ожелезнения и ангидрит-солевой пятнисто-прожилковой пропитки привели к появлению резко отличных от исходных известково-глинистых пород псевдопесчаниковых метасоматитов и солей с их реликтами. Кварцевый порфиробластез был, по-видимому, неоднаактным: тонкозернистое слюдис-

то-альбит-кварцевое замещение в большинстве случаев предшествует ожелезнению, а более крупные округлые порфиробласты альбита и кварца связаны с процессом послезелезистого засоления. Ожелезнение наиболее интенсивно проявляется в существенно глинистых разностях известняков. Соль, пропитывающая и замещающая ожелезненные псевдопесчаниковые породы, насыщена мельчайшими частицами карбонатной матрицы, а во фронтальных зонах замещения содержит выделения халцедоновидного кварца, ангидрита, кальцита. Встречаются прожилки железистой красной соли. Ожелезненные породы при солевой пропитке осветляются. В них исчезает железистая дисперсия, а на контактах с солью появляются тонкие вкрапленники магнетита и гематита. Морфология соляных пятен, прожилков, гнезд, и микроструктуры ассоциирующих с солью минералов свидетельствуют об их кристаллизации из вязкой высококонцентрированной среды. Прожилки соли извилистые, похожие на пасту, выжатую из тюбика. На фронте солевого замещения халцедоновидный кварц коллоидно-губчатый, ангидрит струйчатый, флюидно-вихревой. Особенно интенсивно разъедаются и поглощаются солью собственно известковые породы (рис. 13, а). В глинистых породах обычно развивается микроштокверк соли (рис. 13, б).

Упрямовская скважина глубиной 6,5 км пройдена на расстоянии 15–20 км от соседних соляных куполов в западной прибортовой зоне. Суммарная мощность пермотриаса составляет 2,3 км, причем только третья часть этого разреза (средняя) представлена собственно красноцветами. Верхняя и нижняя части разреза сероцветны, содержат битумоиды, неоокисленный пирит и другие сульфиды, местами в них повышена меденосность до 0,1%. Красноцветная часть разреза с характерными псевдопесчаниковыми микроструктурами по глинистым известнякам и последующим замещением их солями аналогична описанной по скв. Тимофеевской. Глинистость известняков в Упрямовской скважине более высокая. Интенсивное ожелезнение и более слабое солевое замещение без образования сколько-нибудь крупных макровыделений соли связаны с таким их составом. Для сероцветных пород характерен процесс наложенной битуминизации, проявившийся во вмещающих соли породах после их ангидрит-солевой пропитки.

Скважина Южно-Алгатинская, как и Тимофеевская, расположена в северной прибортовой зоне. От ближайшего соляного купола по падению структур она отстоит на 70 км. Этим, по-видимому, объясняются крайне слабое общее ожелезнение пород и наличие лишь единичных согласных инъекций соли. Надсолевой пермотриасовый разрез не относится к красноцветам. Он представлен темно-коричневыми сульфатно-известково-глинистыми породами, содержащими многочисленные пятна темно-серых и черных разностей. Начальное рассланцевание известковистых глин сопровождалось сульфидно-углеродистым их замещением и рассеянно-пятнистым порфиробластическим окварцеванием. Эти изменения определенно предшествовали солеобразованию, так как на указанные минеральные парагенезисы накладывалось ангидритовое, глауконитовое, шамозит-хлоритовое, солевое, слабое гидроксидно-железистое и гипс-кальцитовое замещение. Наиболее поздней была повторная сульфидно-битумная минерализация, наложенная в виде пятен и прожилков на все предыдущие минеральные образования. Удаленность скважины от структур с интенсивным солеобразованием предопределила слабую окисленность вмещающих пород и развитие промежуточных полуокисленных железистых минералов — глауконита, шамозита и др.

Таким образом, на примере трех изученных многокилометровых скважин можно видеть, что изменчивость по латерали и вертикали красноцветного комплекса в сущнос-

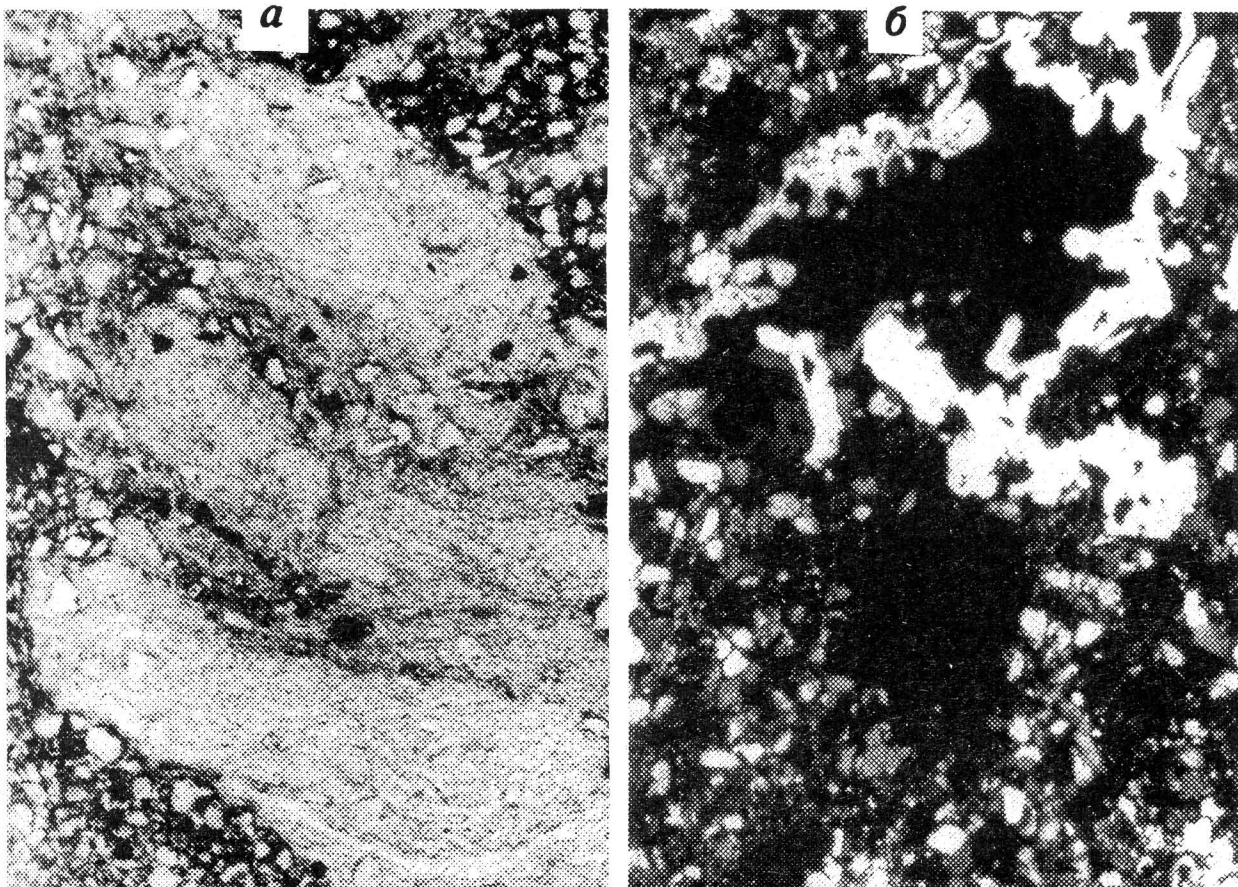


Рис. 13. Метасоматическое ожелезнение глинисто-известковых пород на фронте отложения солей:

а — двухстадийное преобразование глинисто-известковой породы (серое). Вначале происходит массовое порфиробластическое окварцевание (белые зерна), затем развитие гнезд и «клубков» мелкочешуйчатого гипс-ангидритового агрегата (светло-серое), сопровождающееся одновременным ожелезнением (черное) реликтовой матрицы; *б* — многостадийное замещение глинисто-известковой породы. Вначале она подвергается тонкодисперсной ангидритизации и порфиробластическому окварцеванию (белые зерна), затем на 20–30% замещаются солью. Соль (черное) агрессивно замещает различные минералы, образуя крупные гнезда и пятна прихотливых очертаний. Вытесняемая при этом кремнекислота переотлагается по периферии этих гнезд и пятен (белые оторочки). Интенсивное ожелезнение карбонатной матрицы породы происходит одновременно с метасоматическим отложением солей. Фото шлифов из скв. Тимофеевская в северо-западном борту Прикаспийской впадины (*а* — глубина 4493–4505 м, *б* — 2155–2159 м), ув. 32, *а* — без анализатора, *б* — с анализатором

ти характеризует сложную пятнисто-полосчатую морфологию регионального геохимического ореола, в пределах которого с разной полнотой осуществляется окисление двухвалентного железа на трехвалентное. В связи с этим напрашивается вывод о том, что стратиграфический уровень развития красноцветов зависит от размещения глубинных источников остаточных (послесолевых) рассолов и условий их латеральной миграции. Поднимаясь по уступам из глубоких частей впадины и «выплескиваясь» за ее пределы, остаточные рассолы в маломощном чехле платформы местами преобразовывали в красноцветы породы девона и даже рифейские отложения мощностью до 130 м, залегающие непосредственно на фундаменте [32]. Внутри впадины при крутых согласных контактах солей с вмещающими породами (в моноклиналиях), а также на вершинах и склонах куполов с хорошо выраженными экранирующими толщами ореолы красноцветов имеют малые мощности, а иногда и совсем отсутствуют. Таковы ориентированные останцы

(«куэсты») триасовых пород в сводах соляных куполов Южно-Эмбенского района, сероцветные известково-глинистые битуминозные позднепермские останцы мощностью до 67 м в своде купола Челкар и др.

Разрез горы Б.Богдо, считающийся опорным для изучения красноцветов, также несет все признаки наложенных процессов ожелезнения, порфиробластического окварцевания и ангидрит-солевой пропитки алевроглинистых и глинисто-известковых исходных пород. В шлифах по алевроглинистым породам можно видеть глауконит-шамозит-хлоритовое или гидроксид-железистое замещение матрицы. Ангидрит-солевая пропитка выражается в ситовидном порфиробластическом и реже гнездовом их замещении (рис. 14, а, б). Этим процессам сопутствует и кварцевый порфиробластез, а также новообразования мусковита и биотита, приводящие к формированию псевдопесчаниковых микроструктур. В существенно известковых породах ангидрит-солевое замещение более интенсивно. На красноцветы здесь наложена поздняя битуминизация, с которой связана свинцово-цинковая минерализация, достигающая иногда в прослоях известняков такой интенсивности, что их можно сопоставлять с рудами. Битум-сульфидные выделения и прожилки наложены на трещиноватые и катаклазированные породы после их ожелезнения и ангидрит-солевого замещения. По-видимому, катаклиз с последующей битум-

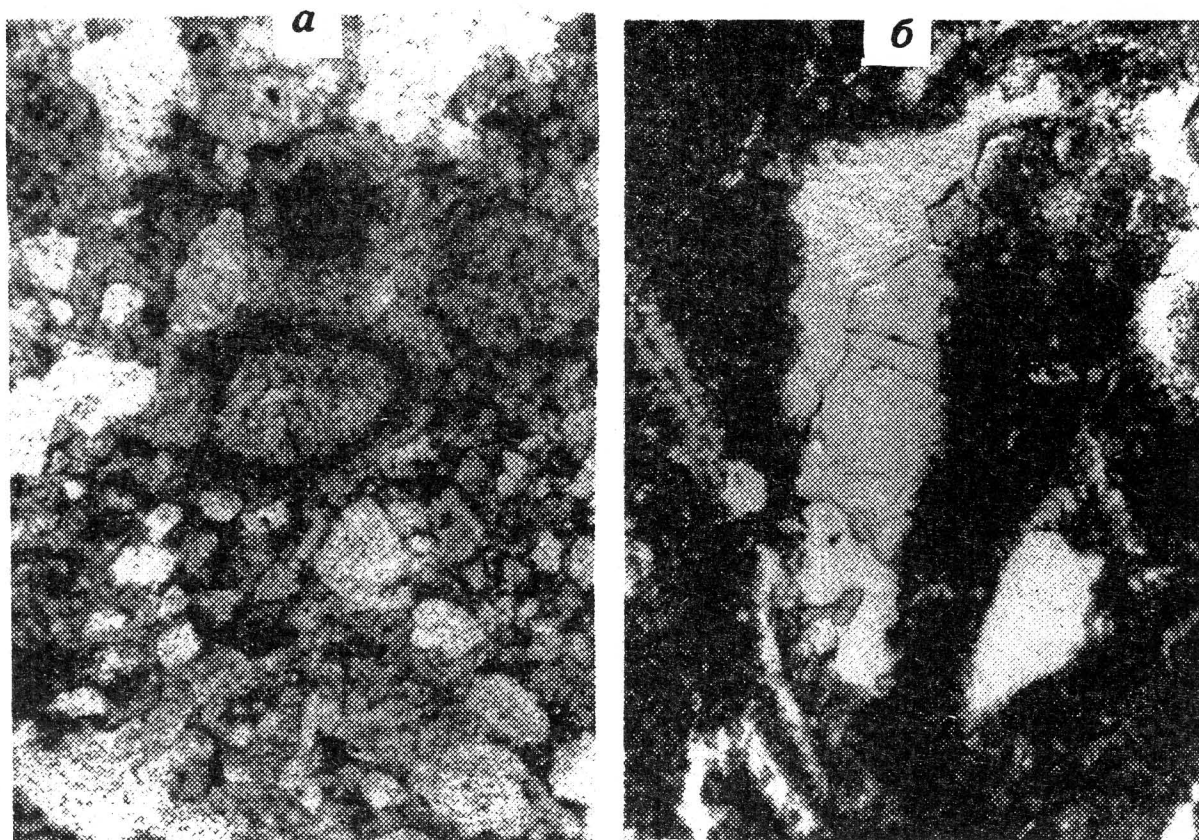


Рис. 14. Метасоматическое замещение известняков каменной солью:

а — порфиробласты кварца (светлые зерна) и гнезда соли (белые пятна с извилистыми очертаниями) замещают глинистый известняк (серое). Овальные контуры некоторых реликтов известняка возникли в связи с перераспределением окисленного железа в преобразованной матрице; *б* — метасоматическое замещение пелитоморфного рассеянно ангидритизированного и битуминизированного известняка (темное) каменной солью (крупные светлые выделения). Фото шлифов из отложениях горы Б.Богдо, ув. 32, без анализатора, из коллекции В.М.Никольского

минизацией и стал причиной формирования сложных тектонометасоматических пород по преобразованным известнякам, которые до последнего времени описываются как конгломераты.

Верхняя граница развития красноцветов, помимо отмеченных эффектов экранирования остаточных рассолов малопроницаемыми породами, определяется временем солеобразования. Обобщая имеющиеся данные разбурки красноцветов, можно видеть, что стратиграфически они нигде не проникают выше верхнетриасовых отложений. Юрские, меловые и более поздние образования даже в контакте с соляными диапирами остаются сероцветными. Из этого следует вывод, что формирование первичных залежей солей (до осложнения их явлениями наложенного диапиризма) было завершено в позднем триасе.

Таким образом, метасоматически преобразованные красноцветные породы Прикаспия, имеющие разный возраст и исходный состав, составляют единый регионально проявленный надсолевой окислительный геохимический ореол поздне триасового возраста. Морфология и внутренняя структура (зональность) этого ореола, безусловно, требуют специального изучения. Фрагментарно охарактеризованная выше закономерная смена сероцветов красноцветами уже показывает большую его сложность. Это касается, прежде всего, степени окисленности (возможно, также частичного переотложения) железа, индикатором чего выступает цвет породы. Однако в настоящее время практически полностью отсутствует геохимическая информация о поведении халькофильных и других металлов при флюидизации осадочных толщ постсолевыми рассолами. Между тем не подлежит сомнению, что условия переноса и накопления разных металлов, в частности свинца, цинка, меди, ртути, во многом определялись степенью окисленности этих рассолов, их кислотно-основными свойствами, температурой, взаимодействием с различными литологическими барьерами и другими факторами эндогенного рудообразования. Существование промышленных месторождений этих металлов в Днепровско-Донецкой впадине, где генетическая связь их с послесолевыми рассолами не подлежит сомнению, дает основание рекомендовать изучение геохимии послесолевой флюидизации осадочных толщ и в Прикаспии. Не исключено, что в определенных оптимальных обстановках, которые предстоит выяснить при петрографо-геохимических исследованиях, возможно концентрированное отложение металлов и в этом уникальном соленосном регионе.

1.4.2.2. Изменения пород под воздействием предсолевых неокисленных флюидов

Геохимически особый тип изменений пород, предшествующих и сопутствующих отложению солей, связан с воздействием на породы солевых флюидов повышенной восстановленности и температуры. Типичными вторичными минералами, возникающими при этом в породах, являются гидрослюда, кварц, углисто-графитовые вещества, ранние битумоиды, сульфиды, доломит, ангидрит и др.

Сонахождение солей с сульфидизированными черносланцевыми и доломит-ангидритовыми породами, развитыми на уровне соляных залежей и в нижележащих толщах, выявлено во многих регионах мира и в разрезах разного возраста [40]. Типично оно и для Прикаспийской впадины, где такие породы повсеместно встречаются в виде реликтовых пачек и прослоев в соляных залежах и особенно широко развиты ниже солей в терригенно-карбонатных толщах палеозоя. На многих разбуренных участках бортовых

структур можно наблюдать разную степень замещения слоистых осадочных толщ солями. Это происходит на стадии преобразования существенно глинистых частей толщ в углеродистые сланцы, а карбонатных — в доломит-ангидритовые метасоматические породы (рис. 15). В глинисто-карбонатных контрастно-слоистых толщах легче замещаются карбонатные части разреза, а более инертные алюмосиликатные сохраняются в виде многочисленных реликтовых пачек, линз и разрозненных фрагментов, размещение которых подчиняется пластовой структуре (см. рис. 12).

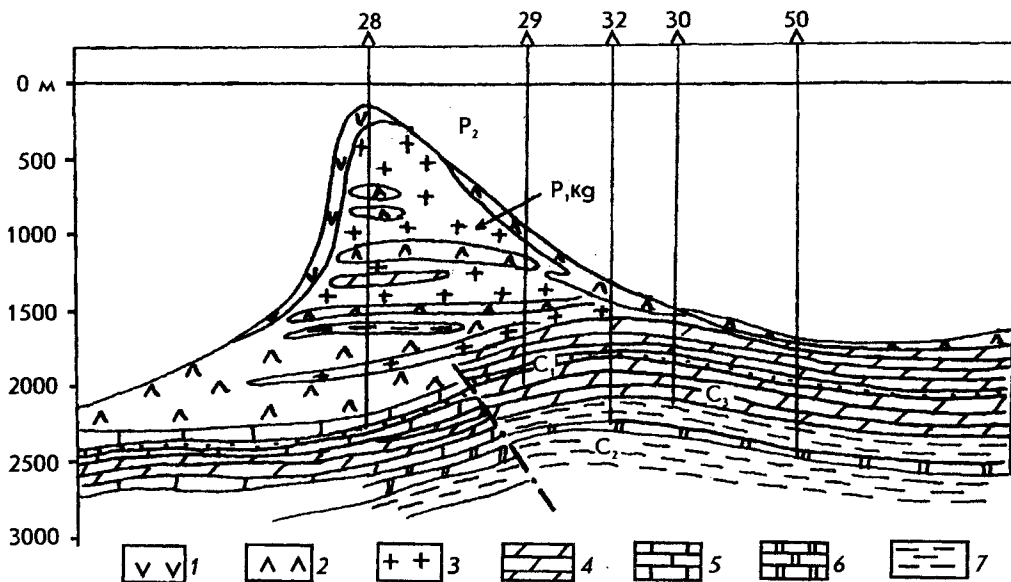


Рис. 15. Характер замещения ангидритами и солями слоистых глинисто-карбонатных пород (сейсмогеологический профиль через Волостоновскую антиклиналь в Башкирии, по А.Г. Бикбулатову и др., 1966, интерпретация авторов:

1 — гипс; 2 — ангидрит; 3 — каменная соль; 4 — мергель; 5 — известняк; 6 — доломит; 7 — глина

Выявленная последовательность образования слюдисто-углеродистых, сульфидных, углеродисто-доломитовых, ангидритовых и других минеральных парагенезисов позволяет заключить, что предшествующее и сопутствующее отложению солей метасоматическое изменение пород было обусловлено воздействием на них парагазовых флюидов, постепенно сменяющихся с течением времени жидкими высококонцентрированными солевыми рассолами. Сам процесс метасоматического преобразования осадочных пород при этом способствовал пересыщению флюида солями и, таким образом, являлся предпосылкой для последующего солеотложения. По этой причине между пространственным размещением солей и метасоматически преобразованных пород, в особенности карбонатных, существует определенная связь. На обзорных картах соленосных регионов эта связь выражается в латеральной зональности преобразований осадочных толщ. Так, на палеогеографических картах для сакмарского, артинского и кунгурского веков можно видеть, что соли Прикаспийской впадины сменяются в сторону платформенных структур вначале гипс-ангидритовыми породами с небольшим количеством доломитов, затем доломита-

ми с гнездами и пропластками сульфатов и, наконец, уже в центральной части Предуральяского прогиба — глинистыми органогенными известняками [43]. Зональные отношения этих пород установлены и в вертикальном разрезе. К северу от Прикаспийской впадины соленосные отложения образуют в разрезе как бы два «языка»: Стерлибашевский (южная часть Заволжья) и Ишимбаевский (Бельская впадина). Распологающийся в основании соленосной толщи доломитовый горизонт (50–60 м) на контакте с солями сменяется мощными ангидритами (290 м), содержащими включения доломитов и глин, а выше ангидрит-соляной пачки (300–400 м) лежат глинисто-ангидритовые породы (30–60 м). Такое окружение соляных залежей вначале ангидритовыми, а затем ангидрит-доломитовыми оторочками характерно и для всех разбуренных карбонатных разрезов Прикаспийского бассейна. В стороны от этих оторочек карбонатная толща также преобразована. Пятнисто доломитизированные и ангидритизированные известняки прослеживаются от солей в глубину на сотни и даже тысячи метров. В составе карбонатных разрезов от девона до верхней перми практически всеми исследователями выделяются доломитизированные известняки с линзами доломит-ангидритов, массивные эпигенетические доломиты, доломит-известковистые породы с «журавчиками» и другие разновидности сульфатно-доломитового метасоматического преобразования известняков. Известно чрезвычайное разнообразие морфологии тел метасоматических доломитов — от пластовидных и линзовых до пятен, штоков (см. рис. 14) прожилков. Подмечена и определенная последовательность замещения доломитом известняковых пород. Так, на многих примерах показано, что вначале ромбоэдри и скопления доломита замещают тонкозернистую кальцитовую массу и лишь затем органические остатки. Ангидрит же, по образному выражению Н.М.Страхова, «образует переходное звено между карбонатными породами и галититами» [43]. Он парагенетически связан с доломитом и исчезает при смене их нормальными недоломитизированными известняками. В доломитах ангидрит образует линзы, гнезда, мелкие рассеянные импрегнации или чередуется с ним в виде пластообразных залежей. В контакте с солями ангидрит обычно преобладает, почти полностью вытесняя доломит. В самих солях его содержание всегда повышено и составляет до 20% и более. Гипс чаще всего образует за счет ангидрита при его гидратации.

К сожалению, все эти факты, доказывающие явную вторичность сульфатно-доломитовых пород, остались практически не использованными сторонниками гипотезы осадочного галогенеза. Вторичные метасоматические образования среди известняков ими традиционно связывались с обстановками осолонения морей и лагун, изменениями климата и прочими собственно седиментогенными факторами. На практике попытки включения ангидрит-доломитовых образований в состав стратифицированных горизонтов привели к тому, что количество таких «горизонтов» из-за пестроты и частой смены преобразованных пород стало бесчисленным. Внутри же самих «горизонтов» допускается такое резкое изменение состава пород на коротких расстояниях, что выделение их затруднительно даже на отдельных разведочных площадях.

Подчинение ареалов ангидрит-доломитовых метасоматитов совершенно иным, чем осадочные процессы, закономерностям, нередко приводящим к замещению известняков в узких вертикальных зонах, иллюстрируется на хорошо изученных буровых разрезах. Так, на Коробковской площади в Приволжской моноклинали на расстоянии нескольких километров 5–6 фаунистически охарактеризованных горизонтов глинистых известняков общей мощностью около 600 м упираются в столбообразный массив крупнозернистых доломитов (рис. 16). На Красноярском нефтяном месторождении в Оренбургской облас-

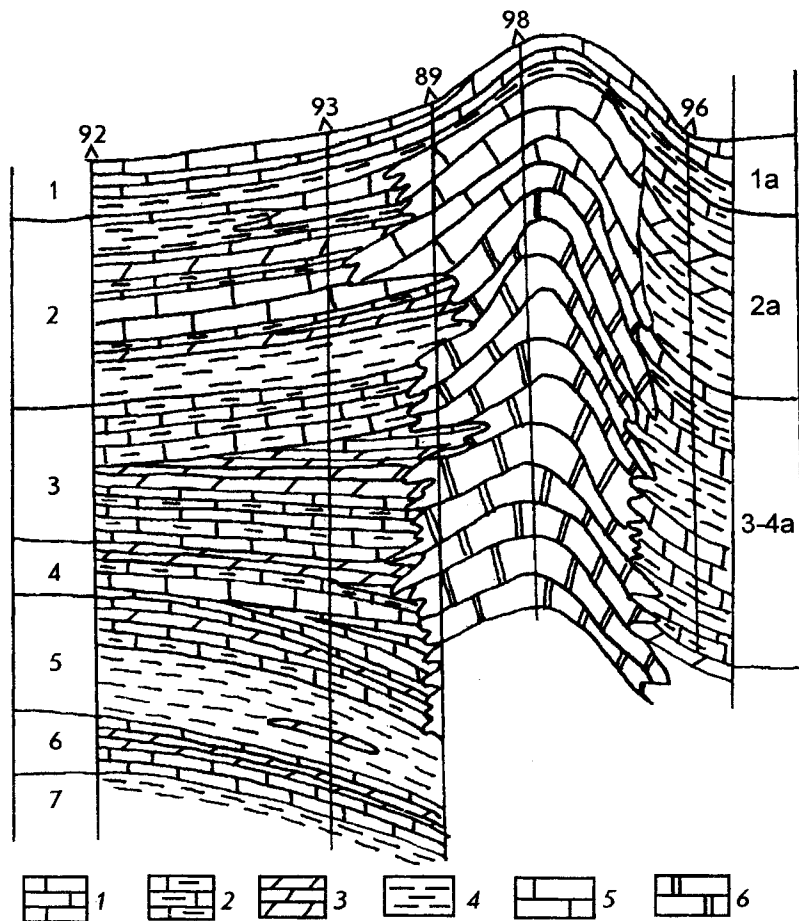


Рис. 16. Столбообразная форма массивных метасоматических доломитов, разрез по Коробковской площади, из «Геологии СССР», т. XLVI, 1970, интерпретация авторов:

стратиграфические горизонты и толщи: 1 — задонский, 2 — евлановский и ливенский, 3 — воронежский, 4 — бугерский, 5 — семилукский, 6 — саргаевский, 7 — кыновский; породы: 1 — известняки, 2 — глинистые известняки, 3 — мергели, 4 — глины и аргиллиты, 5 — доломитизированные массивные известняки, 6 — массивные метасоматические доломиты

ти откартированы детали послойного ангидрит-доломитового замещения карбонатной толщи (рис. 17). В лежащем боку метасоматической залежи располагается зона (более 100 м) доломитизированных известняков вплоть до темных сливных массивных доломитов. Вверх по восстанию их сменяют стустковые известняки, которые на 20–30% подверглись ситовидному растворению и замещению вторичным кальцитом и ангидритом. Породы эти приобрели высокую вторичную пористость, достигающую 12–18%. В таких стустковых интенсивно преобразованных известняках содержатся блоки неизменных известняков-реликтов (скв. 152), имеющих пелитоморфное сложение, содержащих фауну и практически лишенных пористости. Встречаются также блоки в разной мере доломитизированных известняков и доломитов.

Метасоматическая природа ангидритов и последовательная смена процесса доломитизации сульфатным метасоматозом с сопутствующими окремнением, целестинизацией, флюоритизацией и другими изменениями убедительно доказана Л.М.Бириной на примере палеозойских карбонатных толщ Русской платформы, Урало-Поволжья и Бело-

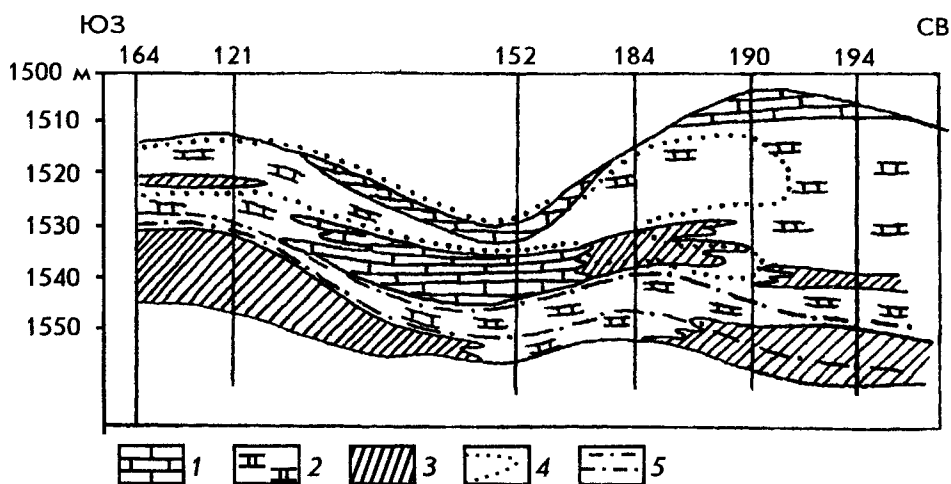


Рис. 17. Неоднородная метасоматическая переработка известняков продуктивной части турнейского яруса Красноярского нефтяного месторождения, по А.А.Рудову, 1966, интерпретация авторов:

1 — известняки пелитоморфные в реликтах; 2 — неравномерно кальцитизированные, местами ангидритизированные сгустковые известняки с микрореликтами пелитоморфных; 3 — массивные метасоматические доломиты; контуры пород: 4 — нефтеносных, 5 — водоносных

русии [8, 9]. Максимальная интенсивность ангидритизации карбонатных пород проявляется в наиболее глубоко погруженной части Московской синеклизы. На крыльях и окраинных частях синеклизы ангидритизированные известняки постепенно сменяются нормальными органогенными с крупнораковинной фауной. И хотя автор не делает вывода о том, что эта зональность связана с направлением движения сульфатных вод в конце перми из глубин депрессии к ее обрамлению, результаты исследований объективно свидетельствуют именно об этом. Наиболее интенсивно сульфатизацией охвачены фаменские известняки, вверх по разрезу в каменноугольных и пермских породах ее интенсивность снижалась при одновременном усилении окислительных процессов, с чем связано появление на уровне пермских отложений в парагенезисе с ангидритом гипса, а также псевдоморфных и пламевидных форм ангидрита. К другим признакам вертикальной зональности метасоматоза можно отнести наличие в парагенезисе с ангидритом халцедона и флюорита в нижней части разреза и их отсутствие — в верхней. Указанный парагенезис позволяет предполагать в низах разреза высокие температуры ангидритизации доломитизированных известняков (250–350°C). Приведенные в работе [8] фотографии свидетельствуют о том, что ангидритизация доломитизированных известняков и доломитов происходила как в зонах пластических их деформаций (рассланцевания), так и в участках брекчирования.

В Прикаспии нами проведено петрографическое изучение подсолевых пород по 17 скважинам, расположенным в разных прибортовых зонах впадины. В пределах южной части впадины это скв. 16, 17, 22; в районе нефтяного месторождения Тенгиз — 7, 73, 32. 2; в районе Астраханского газоконденсатного месторождения — 2; в Каракульско-Смушковой зоне дислокаций, к югу от Астраханского свода — скв. Смушковская; в пределах западной части впадины — скв. Южно-Хамхурская, Южно-Плодовитенская и

Упрямовская, в пределах северной части — Павловская, Марьевская, Тимофеевская и Южно-Алгатинская. Кроме кернов этих скважин, петрографически изучены верхнекаменноугольно-пермские известняки, доломиты и ангидриты по опорным разрезам Предуралья (Средний и Южный Урал). Всего проанализировано более 1000 шлифов подсолевых пород от глубин 1045 до 6050 м.

Повсеместно подсолевой разрез представлен существенно карбонатными породами с небольшими прослоями и пачками терригенных. При общей литологической схожести пород в разных частях впадины они имеют разный возраст. На юге (Тенгиз, Астраханский свод) это ниже-среднекаменноугольные, на западе и севере (Павловская, Южно-Хамхурская, Южно-Плодовитенская, Упрямовская и Тимофеевская скважины) — нижепермские, возможно, пермотриасовые (Упрямовская) и частично средне-верхнекаменноугольные толщи. Такой возраст подсолевых карбонатов по изученным скважинам полностью согласуется с описанными выше разными стратиграфическими уровнями залегания солей и их проникновением в более верхние части разреза на западе и севере впадины. Литологическое однообразие разновозрастных частей подсолевого разреза также согласуется с вышеописанным морским режимом в бассейне на протяжении очень длительного геологического времени.

Все осадочные породы подсолевого разреза независимо от их возраста, состава и глубин залегания подверглись регионально-метасоматическим изменениям разной интенсивности. Не затронутых метасоматозом пород практически нет ни в одной скважине. Набор же свойственных им метасоматических изменений повторяется по разным скважинам в пределах всего огромного бассейна, а также в разрезах Предуралья. Это дает основание говорить о многоэтапности и определенной геохимической направленности процесса регионального метасоматоза на уровне подсолевого этажа.

Исходя из теоретического вывода о сопровождении формирования глубоких и сверхглубоких бассейнов интенсивной дегазацией мантии, разнообразными формами проявления которой в таких бассейнах являются соле-нефтегазообразование, регионально-метасоматические и другие преобразования пород, а также из анализа всего петрографического материала, нами выделены следующие этапы преобразования пород:

I — сульфидно-углеродистое замещение с образованием черных и темно-серых окремненных сланцев по терригенным и массивным сливным темно-серым доломитов по карбонатным породам;

II — сульфатизация, засоление и порфиробластическое окварцевание с образованием комковато-крошковых, псевдопесчаниковых, псевдоолитовых, пятнисто-гнездовых, вихревых и других микроструктур по терригенным породам и известнякам, испытавшим преобразование I этапа той или иной интенсивности;

III — битуминизация и сопутствующие сульфидизация, окремнение, доломитизация (доломит-III) терригенных и карбонатных пород, различно преобразованных на I и II этапах.

Такое трехэтапное изменение пород происходило в режиме постепенного снижения температур, пределы которых ориентировочно оцениваются в 300–150°C. Совмещение в породах преобразований разных этапов приводит подчас к образованию очень сложных метасоматических агрегатов и сростаний. При интенсивном проявлении наиболее поздних процессов ранние могут полностью затушевываться. Но в большинстве шлифов последовательность преобразований устанавливается отчетливо по взаимоотношениям реликтовых и наложенных типов минерализации.

Процессы I этапа с образованием антраксолит-керитсодержащих черных сланцев проявлены локально и приурочены к зонам раннего (позднегерцинского?) рассланцевания аргиллитов. Эти зоны являются обычно длительно развивающимися структурами. Повторные подвижки в них сопровождались неоднократной инфильтрацией углеводородных газов, но при более низких температурах уже с образованием битумов. Наиболее широко в Прикаспии и особенно в Предуральском прогибе развита сульфатизация пород, предшествующая их засолонению и образованию соляных залежей (II этап). Ее ареалы простираются по латерали на десятки километров, а на глубину прослеживаются до самого фундамента прогиба (на бортах). Самая распространенная микроструктура карбонатных пород — комковато-крошковая — обусловлена начальным проявлением именно этих процессов (рис. 18). Такое широкое развитие сульфатизации объясняется региональным эндогенным солеобразованием в этих структурах. Генетически связанные с ним ареалы ожелезнения и кварцевого порфиробластеза описаны выше.

Преобразования III этапа более локальны. В зонах повторных подвижек они тяготеют к ослабленным участкам, сложенным сланцеватыми и брекчированными породами. При наложении битумоидов на ранее науглероженные сланцеватые породы образуются своеобразные нефтеколлектора типа баженитов (рис. 19). Специфически этот процесс протекает в карбонатных породах, где формируются нефтеносные «тенгизиты».

Преобразования I этапа обусловлены воздействием на породы сравнительно «сухих» парагазовых смесей с повышенной восстановленностью. Они, скорее всего, связаны с позднегерцинскими тектоническими движениями и несомненно предшествовали образованию солей. Об этом однозначно свидетельствуют реликты в солях уже изменен-

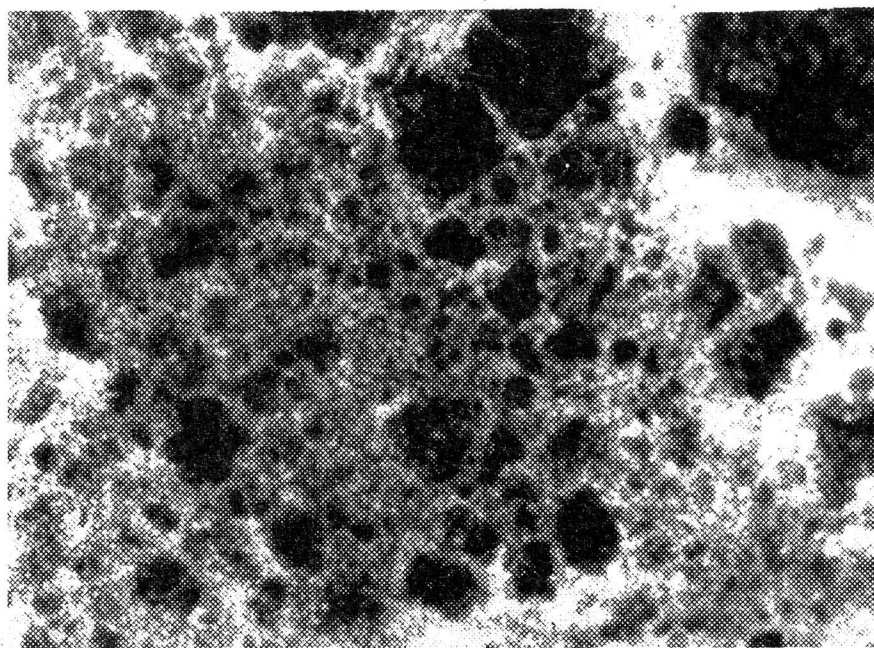


Рис. 18. Типичное микроструктурное преобразование пелитоморфных известняков при сульфатном метасоматозе:

известняк (темное) распадается на крошку. Наиболее мелкие фрагменты нацело замещаются. Микрорезнистый ангидрит (светлое) замещает 20–30% более крупных фрагментов известняка (серое). В участках сплошной кристаллизации ангидрита фрагменты известняка раздвинуты, что доказывает увеличение объема системы при ангидритизации. *Фото шлифа из отложений газоконденсатного месторождения Астраханского свода, ув. 32, без анализатора*

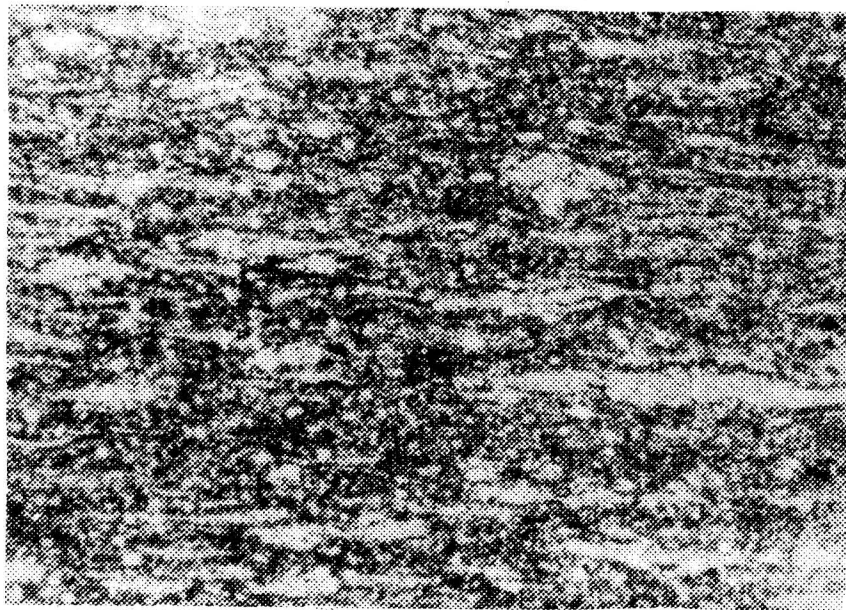


Рис. 19. Продукт метасоматического замещения карбонатно-глинистого сланца — баженит углерод-битум-карбонат-глинисто-кремнистого состава умеренно сульфидизированный:

видна обильная тонкая вкрапленность доломита-III и округлые выделения позднего кремнезема. Светлые полосы — реликты слабо битуминизированного сланца. *Фото шлифа по скв. 16, глубина 4780 м, нефтяное месторождение Тенгиз, ув. 32, без анализатора*

ных пород — сульфидно-углеродистых сланцев и темных сливных доломитов. Типичный продукт процессов I этапа в глинистых породах это — маломощные зоны углеродистых черных сланцев, аналогичные тем, которые подстилают соли и экранируют газоконденсатные залежи на Астраханском своде (скв. 7, 73) и нефтяные на Тенгизе (скв. 16), а также во многих скважинах юго-восточной периферии бассейна. При более рассредоточенном течении процесса тектонического смятия глинистых пород науглероживание распространяется на более мощные части разреза, накладываясь на разновозрастные породы, как, например, в скв. 2 и Смушковская. Рассеянное тонкочешуйчатое углеродистое вещество, как и рассеянные сульфиды, в таких породах кристаллизовались в процессе смятия и рассланцевания глин-аргиллитов и никак не могут рассматриваться в качестве осадочных. Углеродистое вещество здесь является продуктом относительно высокотемпературной (более 150–200°C) поликонденсации углеводородных газов, инфильтрующихся в зоны дислокаций глинистых пород. Подобное сульфидно-углеродистое замещение рассланцованных и милонитизированных глин с превращением их в черные сланцы хорошо изучено в других районах [17].

При наложении этого же процесса на известняки возникают разнообразные гнездово-пятнистые известково-доломитовые породы, переходящие при полном их замещении в темно-серые и черные тонкозернистые сливные и полосчатые доломиты. Такие доломиты насыщены углеродистым веществом в виде дисперсии или мельчайших выделений в интерстициях зерен, а также рассеянными пылевидными сульфидами. Замещенные известняки распознаются в них лишь в виде темных реликтов. Контуры органических остатков иногда сохраняются даже при интенсивном доломитовом замещении.

Направленная окислительная инверсия «сухих» газовых флюидов приводит к окремнению черных сланцев и среднезернистой перекристаллизации доломитов с осветлением пород. Эти процессы нарастают к концу I этапа. Окремнение сменяется местами тонкозернистым слюдисто-альбит-кварцевым порфиробластезом. Минерализация I этапа обычно сохраняется в виде реликтов на фоне более поздних преобразований пород (рис. 20).

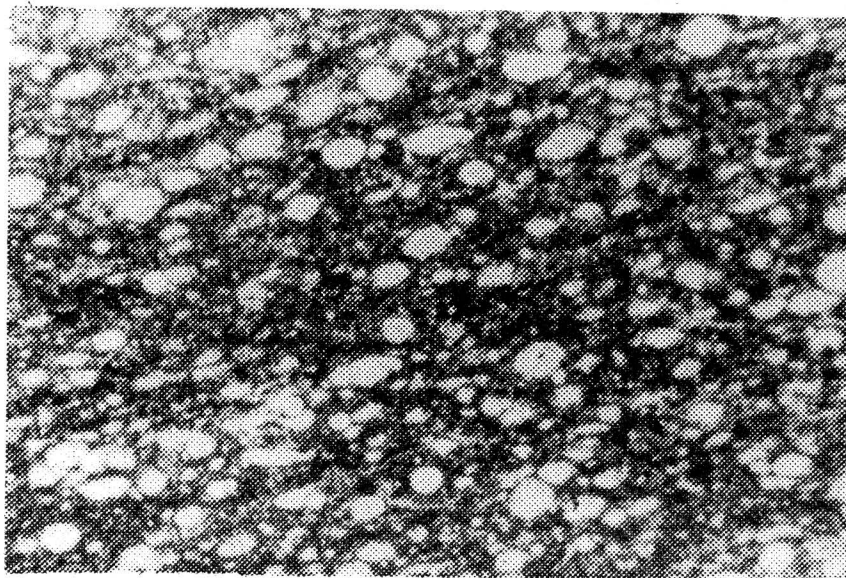


Рис. 20. Замещение на 40% углеродисто-битумного слюдисто-глинистого микросланца (темный фон) микрокапельными выделениями халцедоновидного кварца (светлые линзочки и шарики):

линзовидная форма микрокапель указывает на синхронность кристаллизации кварца и поперечного сжатия сланца. Фото шлифа по скв. Упрямовская в северном борту Прикаспийской впадины, глубина 5817 м, ув. 32, без анализатора

Второй этап регионально-метасоматического преобразования пород связан с воздействием на них сульфатно-солевыми рассолами, формировавшими в определенных условиях соляные залежи. Инфильтрация таких рассолов в осадочных толщах ниже уровня отложения солей приводила к кардинальному изменению состава, строения и даже объема пород. Преобразование и замещение известняков было особенно интенсивным в столбообразных зонах повышенной проницаемости, где возникали вторичные доломит-ангидритовые комплексы пород со специфическим строением.

Петрографический анализ подсолевых по преимуществу карбонатных толщ позволяет увидеть не только последовательность сульфатно-солевого их замещения, но также объяснить множество подчас причудливых микроструктур, обусловленных флуктуациями этого химически очень агрессивного процесса. Максимальное его проявление с полным преобразованием 100–200 м глинисто-известняковых толщ в доломиты-II и ангидриты происходит на контакте с солевыми залежами. Ниже интенсивность замещения снижается и на сотни метров глубже прослеживаются лишь частично преобразованные известняки. Начальное их замещение выражается в разъедании пелитоформной извест-

ковой матрицы микро-тонкозернистым доломит-ангидритовым агрегатом вначале в виде мелких пятен, «глазков», затем кружевных и пятнисто-кружевных форм (рис. 21). Сама матрица карбонатной породы при этом утрачивает целостность, дезинтегрируется и превращается в комковато-крошковые реликты, спаянные новообразованными минералами (см. рис. 18). Форма реликтов при слабом замещении причудливая с заливами и выемками по краям. Очень характерна форма «тающих» пятен. Интенсивное замещение приводит к мелкокрошковому преобразованию матрицы с обособлением разрозненных бесформенных комочков. Состав замещающего агрегата непостоянен и может меняться от существенно ангидритового до существенно доломитового. Часто встречаются и карбонат-сульфатные смеси. В органогенных известняках, подверженных таким изменениям, хорошо прослеживаются деформации органических остатков. Так, раковинка фораминифер при ангидритизации становятся сплюснутыми, вытянутыми. Края их изъедены и частично замещены (рис. 22).



Рис. 21. Пламевидно-перистое разрезание микрозернистого доломитизированного слабоуглеродистого известняка (темное в реликтах) микро-тонкозернистым ангидритом (светлое):

ангидрит насыщен мелкими рассеянными фрагментами замещаемой породы. Фото илифа по скв. Марьевская в северо-западном борту Прикаспийской впадины, глубина 541 м, ув. 32, без анализатора

Своеобразные микроструктуры возникают при нарастании окисленности карбонат-сульфатного флюида. Формируются псевдооолитовые, псевдowodорослевые и другие известняки. Их структуры отражают постепенные переходы между различными формами их замещения — от комковато-крошковых к концентрическим, лучистым и др. Нарастание окисленности при сульфатизации может приводить также к изменению структуры замещающего агрегата. Она становится более крупнозернистой, зерна и кристаллы ранней стадии замещения — «пыльные» с дисперсией тонкой реликтовой смеси, более поздней — чистые пойкилобластические (рис. 23). Реликты известняка при этом как бы гранулируются (за счет частичного растворения) и приобретают четкую округлую

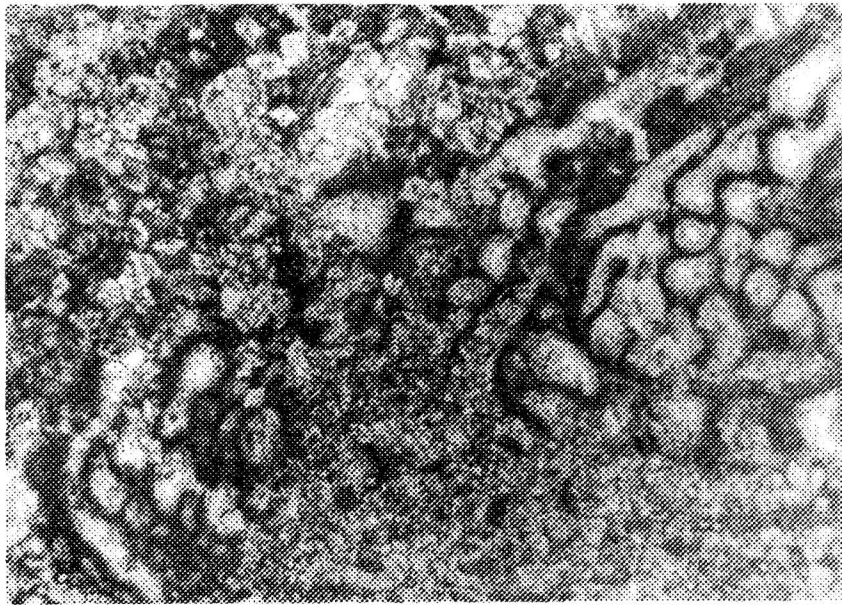


Рис. 22. Характер деформации раковины форамениферы при замещении органогенного известняка ангидритом:

сплющивание и разрывы раковины сопровождаются интенсивным замещением зон деформаций ангидритом. *Фото шлифа из обнажения «рифогенных известняков» на юго-западе Урала, коллекция В.М.Никольского, ув. 32, без анализатора*

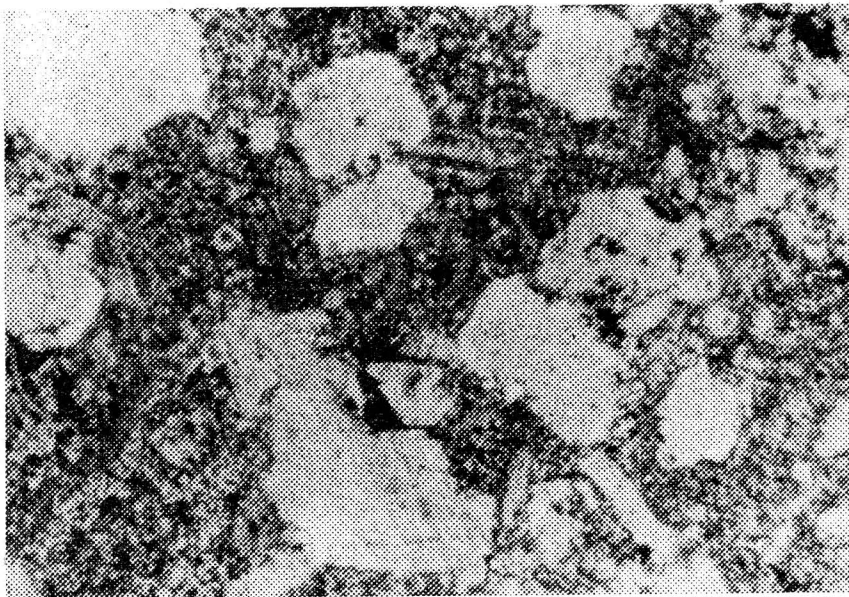


Рис. 23. Две стадии преобразования известняка:

микрoзернистая ангидритизация (светло-серое) и более позднее порфиробластическое замещение крупнокристаллическим ангидритом и кальцитом (белое) с сопутствующей вкрапленно-прожилковой битуминизацией (черное). *Фото шлифа по скв. 22, глубина 4210 м, нефтяное месторождение Тенгиз, ув. 32, без анализатора*

или овальную форму (рис. 24). Будучи сцементированы вторичными минералами, породы становятся массивными и хрупкими. На фоне пойкилобластического цемента нередко видны пятна и каверны поздних минералов — соли, крупнозернистых ангидрита и гипса. Широко развита волокнистая флюидно-струйчатая ангидритизация. С ней особенно часто ассоциируют пятна соли. Кристаллизация солей происходит в завершающую стадию II этапа, который в целом по времени проявления нами относится к концу триаса.

Третий этап связан с повторной восстановительной флюидизацией пород в условиях малых глубин и относительно низких температур (200–100°C). С ним связана битуминизация пород и сопутствующие ей минеральные новообразования, такие как зернистые сульфиды III–IV генераций, доломит-III, нефтебитум-кремнистые выделения и проч. Особенно интенсивно процессы III этапа проявлены в столбообразных структурах, ранее служивших путями дегазации и перекрытых мощными экранами солей. На Тенгизе по скв. 16 в интервале глубин 4750–5010 м вскрыта зона рассланцевания по глинисто-известковым и существенно глинистым породам, где одновременно с рассланцеванием породы были науглерожены и уплотнены в I этап. Последующие их преобразования выразились в ангидритизации известняков, кристаллизации глауконит-хлоритовых минералов в глинистых разностях (II этап). Затем преобразованные породы были битуминизированы. В глинистых черно-бурых известняках сохранились реликты сланцеватой частично ангидритизированной комковато-крошковой карбонатной матрицы, нередко с полузамещенными органическими остатками (рис. 25). Основную их массу составляет непрозрачная сульфидно-битумная смесь, на фоне которой при слабом ее окислении кристаллизуются более поздние минералы III этапа: скелетные ромбики бурого доломита, битум-доломитовые мелкозернистые агрегаты, пятна желтого битум-кремнистого практически

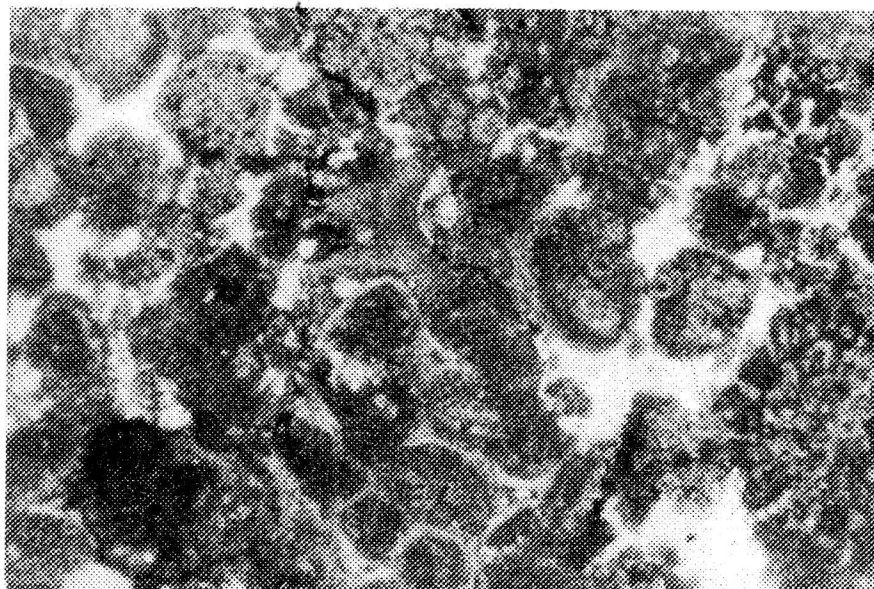


Рис. 24. Псевдоолитовая микроструктура пелитоморфного известняка (серое), возникающая при его дезинтеграции, выщелачивании и замещении на 20–30% гипс-ангидритом:

видно замещение сульфатами раковинок фораменифер и рассечение породы более поздними прерывистыми микропрожилками битума (черное). Фото шлифа по скв. 16, глубина 1632–1645 м, нефтяное месторождение Тенгиз, ув. 32, без анализатора

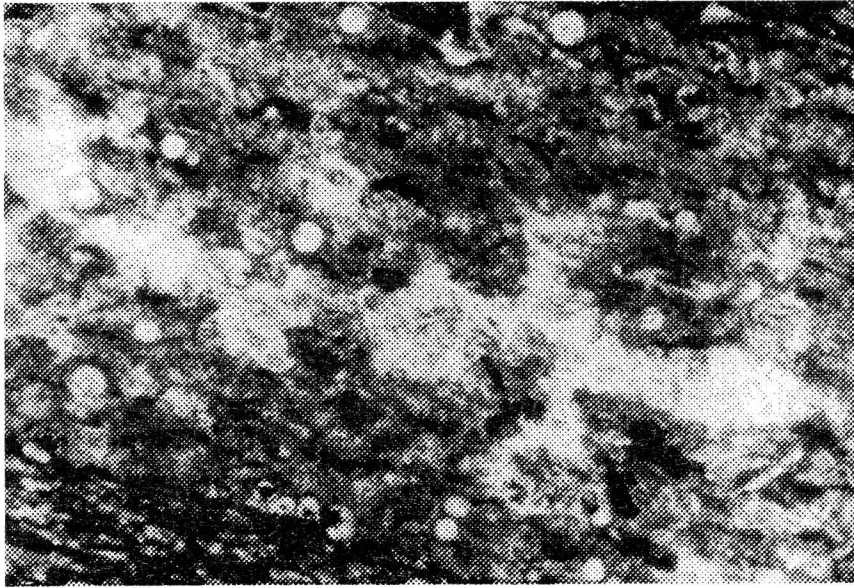


Рис. 25. Полосчатый ангидрит-кремнисто-битумный метасоматит по глинистому органогенному известняку (серое в реликтах):

видны направленные полосы-жгуты наложенной битуминизации (черное) и пятна ангидрит-кремнистого замещения известняка (светлое). Поздний халцедоновидный кварц образует округлые выделения (шарики) разного размера. *Фото шлифа по скв. 16, глубина 4890 м, нефтяное месторождение Тенгиз, ув. 32, без анализатора*

бесструктурного вещества, зернистые вкрапления сульфидов. Доломит-III отличается от более ранних генераций отчетливой ромбической огранкой, более крупной зернистостью и «рыхлой» упаковкой с обилием битумов в интерстициях зерен. С нарастанием окисления возникают битум-кварц-доломитовые ромбики-порфиробласты, битум-кремнистое вещество очищается от битума и преобразуется сначала в микрозернистый кремнистый агрегат, а затем в халцедоновидный кварц, появляются микроглобули такого кварца, насыщающие породу наподобие кварцевых порфиробласт, рассеянные вкрапления сульфидов сегрегируются в колчедановидные агрегаты, появляются также шнурки и пятна нефтебитумов от темных до желтых. Количество всех этих минералов варьирует от долей процента до 30–40% и даже до сплошной пропитки породы.

Наблюдается сложная дифференциация минералов (зональность), когда преобладают то доломит-нефтебитумные, то битум-кремнистые и существенно кремнистые, то собственно нефтебитумные агрегаты, чем определяется большая пестрота структур и состава пород в пределах нефтеколлектора. По скважинам в пределах Астраханского газоконденсатного месторождения имеются аналогичные преобразования пород (рис. 26), но проявлены они обычно менее интенсивно. Вместо них более интенсивны кавернозное выщелачивание, кальцитизация, отложение в кавернах солей. Обильное нефтебитумообразование, окремнение и доломитизация отражают специфику замещения карбонатных пород именно на Тенгизе. В связи с этим и по аналогии с баженитами (углеродистые глинистые сланцы с доломит-кремнисто-битумной пропиткой) вполне оправдано введение нового термина «тенгизиты» для вторичных метасоматических пород по известнякам, имеющих нефтебитумно-кремнисто-доломитовый состав (рис. 27). В зоне



Рис. 26. Битум-сульфидно-кремнистое сплошное замещение карбонатной породы (серые пятна — реликты):

преобладает микрозернистый кремнезем с дисперсией битума (светлое). Вкрапленные выделения зернистых сульфидов (до 30%) окружены тонкими оторочками халцедоновидного кварца. Игольчатые сульфиды, по-видимому, — арсенопирит. *Фото шлифа по скв. 7, глубина 8042 м, Астраханское газоконденсатное месторождение, ув. 32, без анализатора*

рассланцевания по скв. 16 на Тенгизе есть и тенгизиты, и бажениты. Последние располагаются сразу под массивными породами ангидрит-солевого экрана. Баженины и тенгизиты — плотные, мало пористые породы, каверзность для них не характерна.

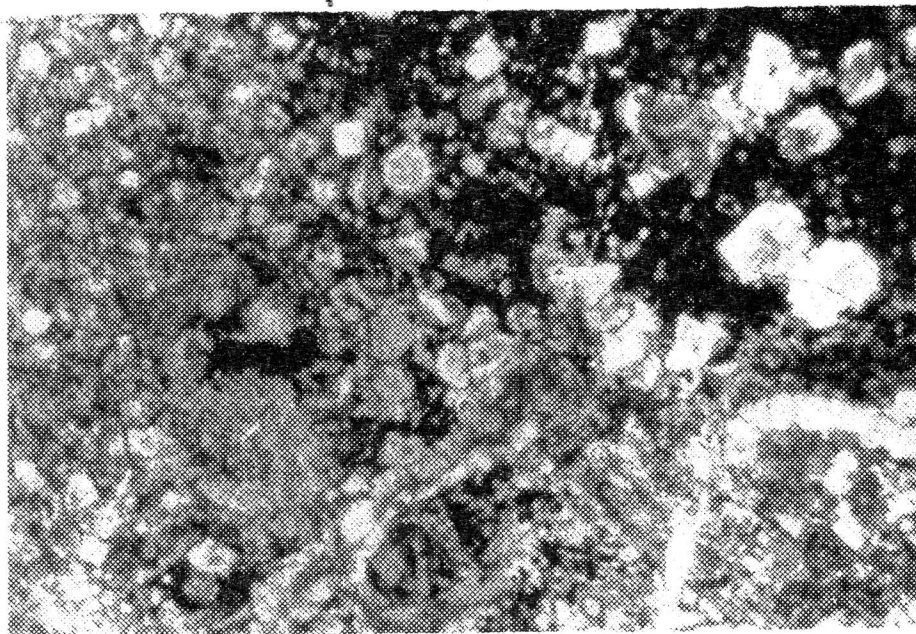


Рис. 27. Кремнисто-доломит-битумный метасоматит по карбонатной породе («тенгизит») с поздними кварц-ангидрит-гипсовыми крупнозернистыми прожилками:

фото шлифа по скв. 7, глубина 4888 м, нефтяное месторождение Тенгиз, ув. 32, без анализатора

Кроме сланцеватых нефтекколлекторов, на Тенгизе встречаются интенсивно битуминизированные катаклазиты по доломитизированным известнякам и доломитам (скв. 17), также дающие большие притоки нефти.

На поздних стадиях минерализации III этапа дисперсные бурые битумы исчезают. Породы становятся светлыми. Для них характерны гнездово-пятнистые и прожилковые формы кальцитизации и огипсования. Реликты известняков при широком развитии кальцит-гипсовых агрегатов растворяются и приобретают скругленные очертания. Повторный катаклиз таких пород часто сопровождается выделениями черного варообразного битума. Этот битум в так называемых стилолитовых прожилках, кружевных пятнах («паучки») и редких штокверках пронизывает кальцитизированные и огипсованные породы. Такой поздний битум встречается и в тенгизитах, явно накладываясь на бурую нефтебитумную дисперсию. Многократные флуктуации восстановительно-окислительных процессов приводят к формированию пятнистых черно-белых известняков, бурых катаклазитов по битуминизированным породам со светлым кальцитовым цементом и другим разновидностям тектонометасоматитов. Эти наиболее поздние процессы, фиксируемые в породах нефтекколлекторов, свидетельствуют о их частичном разрушении и окислении нефти (рис. 28, а, б).

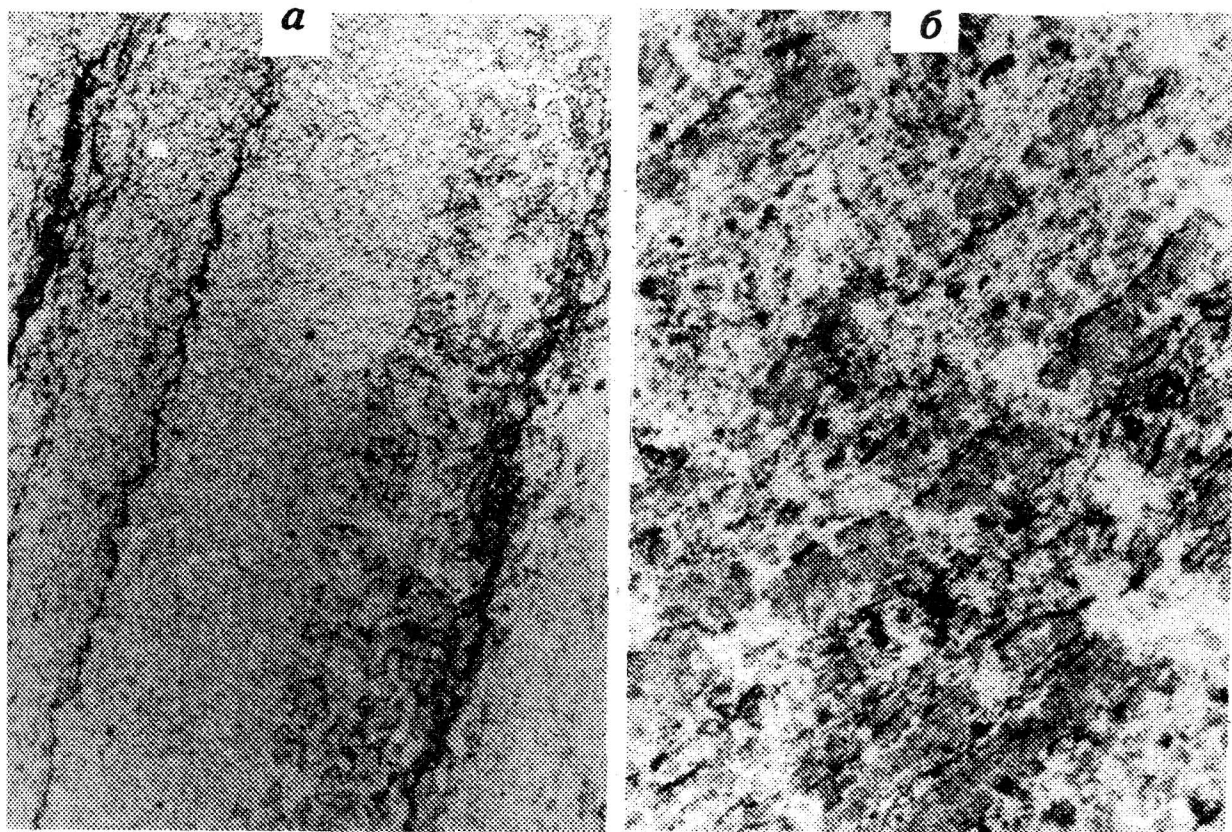


Рис. 28. Сульфатно-солевое с сопутствующими нефтебитумами замещение известняков:

а — микрополосчатый гипс-ангидритовый метасоматит (светлый шагреньевый фон) с пloidками преобразованного известняка (серое). К пloidкам приурочено неравномерное кальцит-кварц-гипсовое замещение (белое). В зонах наложенных деформаций, параллельных с полосчатостью, локализованы нефтебитумы (черное); *б* — сланцеватый тонкополосчатый известняк (серое) с микропрожилками битумов (черное) интенсивно (40–50%) замещен соль-ангидрит-гипсовым агрегатом (белое). Фото шлифов по скв. Упрямовская, глубина 5731 м (*а*) и скв. Тимофеевская, глубина 5250 м (*б*) на северном борту Прикаспийской впадины, ув. 32, без анализатора

Описанные изменения пород III этапа, синхронные с главными процессами нефтегазонакопления в нефтеколлекторах, по времени проявления сильно оторваны от процессов II этапа. Скорее всего, их следует связывать с дегазацией, сопровождающей неогеновую инверсию Прикаспийской впадины.

Все сказанное выше об условиях образования солей и сопутствующих им процессах регионально-метасоматического преобразования пород позволяет сделать следующее общее заключение.

Гигантские масштабы соленакопления и метасоматического преобразования пород в Прикаспийском бассейне обусловлены глубинными потоками флюидов, воздействовавшими на осадочное заполнение сверхглубокой впадины по всей его мощности вплоть до верхней части триасовых отложений. Потоки эти при инфильтрации снизу вверх подвергались определенным направленным физико-химическим изменениям. Поэтому фундаментальной теоретико-методологической задачей становится выявление объективных закономерностей вертикальной зональности флюидно-метасоматических и других процессов, характеризующих эволюцию флюидных потоков в этих уникальных условиях. По масштабу и значимости данная задача аналогична проблеме реконструкции вертикальной зональности метаморфизма и магматизма в подвижных поясах, которая, как известно, в петрологии решается на протяжении многих десятилетий. Применительно к сверхглубоким осадочным бассейнам, где вместо привычных и относительно хорошо изученных процессов метаморфизма и магматизма господствуют качественно иные процессы «холодного» флюидно-метасоматического преобразования литосферы, она может быть намечена только в самых общих чертах.

1.5. Вертикальная зональность флюидно-метасоматических процессов в осадочном бассейне

Литолого-стратиграфическое расчленение мощного осадочного заполнения впадины должно осуществляться с учетом полученных выводов о вторичной природе красноцветных и пестроцветных пород, солей разных морфологических и вещественных типов, доломитовых, ангидритовых, черноцветных углеродистых и некоторых других пород, не являющихся собственно осадочными образованиями.

Вторичные изменения пород, наложенные на слоистые осадочные толщи, характеризуются особыми закономерностями пространственного размещения, морфологии и зональности, прямо зависящими от условий движения и природы флюидов, а также изменчивости термодинамических и геохимических факторов на путях их инфильтрации. При достаточно строгом методологическом подходе эти закономерности следовало бы выявлять и описывать отдельно применительно к каждому этапу флюидизации пород бассейна. Однако при современной низкой степени изученности процессов метасоматического преобразования осадочных пород и неоднократных актов их восстановительной флюидизации и битуминизации такая задача пока не выполнима. Поэтому ниже мы попытаемся обосновать обобщенную схему региональной флюидно-метасоматической зональности бассейна для главного — предмезозойского — этапа его инверсии, когда были сформированы соли и основная масса сопутствующих им метасоматических пород. Затем на фоне этой региональной зональности рассмотрим имеющиеся факты о предшествующих и более поздних наложенных процессах флюидизации.

На рис. 1 представлена обобщенная схематическая модель строения земной коры Прикаспийской впадины на период поздне триас-раннеюрской инверсии ее, с которой, как было показано выше, увязываются возраст солей и приобретение породами красноцветности. На этой модели снизу вверх выделены пять зон глубинности с качественно разным составом и состоянием флюидов на путях их инфильтрации к земной поверхности.

I. Глубинная зона инфильтрации сильно восстановленных газов $T \sim 700-800^\circ\text{C}$, вызывающих эклогитизацию нижней части земной коры. В составе газовой смеси преобладали водород, гидриды щелочных и других металлов, легкие углеводороды, галоидные газы, сероводород, азот, гелий.

II. Зона умеренно восстановленных и полуокисленных парогазово-флюидных потоков, взаимодействующих с породами рифей – нижне-среднепалеозойского комплекса $T \sim 400-500^\circ\text{C}$.

III. Зона перехода парогазовых обогащенных щелочами флюидов в жидкую солевую рапу, которая при массовой доломитизации ангидритизации и выщелачивании карбонатных пород предельно насыщалась хлоридами и сульфатами кальция-магния $T \sim 300-200^\circ\text{C}$.

IV. Зона охлаждения рапы ниже $T 200-100^\circ\text{C}$, ее перенасыщения с переходом в густые солевые флюид-расплавы, образующие в осадочном разрезе инъекционные послонные и вертикальные внедрения с последующей раскристаллизацией в форме соляных залежей разного состава и морфологических типов.

V. Зона воздействия на осадочные породы кислых остаточных «холодных» после-солевых рассолов, окислявших железо до трехвалентного и создававших ореолы красноцветных окрасок пород.

Схема эволюции флюидов в этих зонах представляется нам в таком виде.

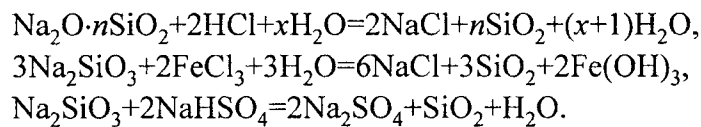
В первой зоне преобладали сухие ювенильные мантийные газы, включая летучие соединения щелочных и других металлов с водородом, серой, углеродом, галоидами. Основные доводы о большой интенсивности такой дегазации в основании сверхглубокой впадины, взаимосвязях ее с процессами эклогитизации нижней части земной коры были изложены выше.

Вторжение потоков восстановленных газов в пределы гранитно-метаморфического фундамента и рифейско-нижнепалеозойских толщ преимущественно алюмосиликатного состава сопровождалось начальным окислением флюидов и массовым водообразованием. Этому способствовали как высокие окислительные потенциалы алюмосиликатной относительно слабопреобразованной среды, так и тепловые градиенты при снижении T до $500-400^\circ\text{C}$. В такой обстановке интенсифицировались процессы щелочно-кремневой флюидизации литологической среды: образование щелочно-кремневых комплексных соединений, их гидролиз и последующий распад с массовым перераспределением и метасоматическим отложением в породах кварца, полевых шпатов, слюд, амфиболов и др.

В основании осадочного бассейна, на глубинах 25–15 км, эти процессы по интенсивности, по-видимому, сопоставимы с ультраметаморфизмом и гранитизацией в глубинных зонах подвижных поясов, представленных гнейсами, мигматитами и гнейсогранитами. Однако в обстановке большой жесткости эклогитизированной мантии и фундамента и их геодинамической стабильности щелочно-кремневая флюидизация приобретала качественно иной характер, проявляясь в форме метасоматического замещения пре-

имущественно массивных пород. В отличие от зон ультраметаморфизма, где щелочи (и вода) в основной массе поглощались метаморфическими минералами и гранитоидными расплавами, они накапливались во флюидных фазах в форме галоидных и других соединений.

В химическом отношении причинная связь между щелочно-кремневым метасоматозом и образованием солевых растворов состоит в следующем. Образование щелочно-кремневых комплексов типа $K_2O \cdot nSiO_2$ происходит в алюмосиликатной породе «сухим» способом в обстановке высокой активности гидридов щелочей, метана и дефицита воды. При возрастании химической активности воды (с увеличением ее количества за счет окисления водорода и углеводородов) возникали оксиды щелочей и происходил гидролиз щелочно-кремневых комплексов, завершившийся переходом их из твердого состояния в вязко-жидкую плотную фазу — растворимое жидкое стекло. Возможные многие способы образования и причина последующего распада этой плотной флюидной фазы с отложением в породах силикатных минералов и отщеплением солевой рапы были описаны ранее [17, 19]. Здесь дополнительно приведем лишь те реакции распада жидкого стекла, которые сопровождаются образованием рапы щелочно-хлоридного и хлоридно-сульфатного составов, что типично для описываемого бассейна. Таковы реакции воздействия на жидкое стекло галоидных кислот, хлоридов тяжелых металлов, бисульфатов и других веществ:



Протекание подобных процессов в алюмосиликатных породах зоны II на путях дегазации неизбежно должно было приводить к массовому возникновению новой подвижной флюидной фазы — солевой существенно хлоридной и хлоридно-сульфатной рапы. Очагами ее генерации были те части фундамента и налегающих слоистых толщ, которые подвергались наиболее интенсивному полевошпат-кварцевому и кварцевому замещению. Естественно, при этом менялись петрографические свойства пород, в частности снижалась или даже утрачивалась послойная анизотропия. Косвенно об этом свидетельствуют глубинные сейсмические разрезы, выявляющие, как увидим ниже, существование на уровне II зоны крупных блоков разуплотнения и уплотнения пород, а также субвертикальных зон с аномально резким изменением скоростей сейсмических волн и отсутствием послойной анизотропии. На геотраверзе Волгоград – Челкар такие зоны при мощностях 10–30 км четко прослеживаются в пределах глубин от 30–20 до 15–10 км (рис. 29). Они, по-видимому, и служили каналами наиболее интенсивной флюидизации, по которым потоки солевой рапы поступали в вышележащие толщи.

Проникновение рапы на глубины 15–5 км, где распространены преимущественно девон-карбоновые породы (см. рис. 1, зона III), должно было сопровождаться инфильтрацией и газовой фазы — паров воды, хлоридов магния и других металлов, серной кислоты, сероводорода, метана, других подвижных веществ. При температурах 300–200°C эти газowo-жидкие флюиды обладали большой химической активностью и потому интенсивно взаимодействовали с относительно легкорастворимыми известняками и глинисто-известковыми породами. Этим обусловлены региональные процессы доломитизации, ангидритизации, кавернозно-пористого выщелачивания карбонатных пород, а также сопутствующие им сульфидизация, рассеянная битуминизация и окремнение.

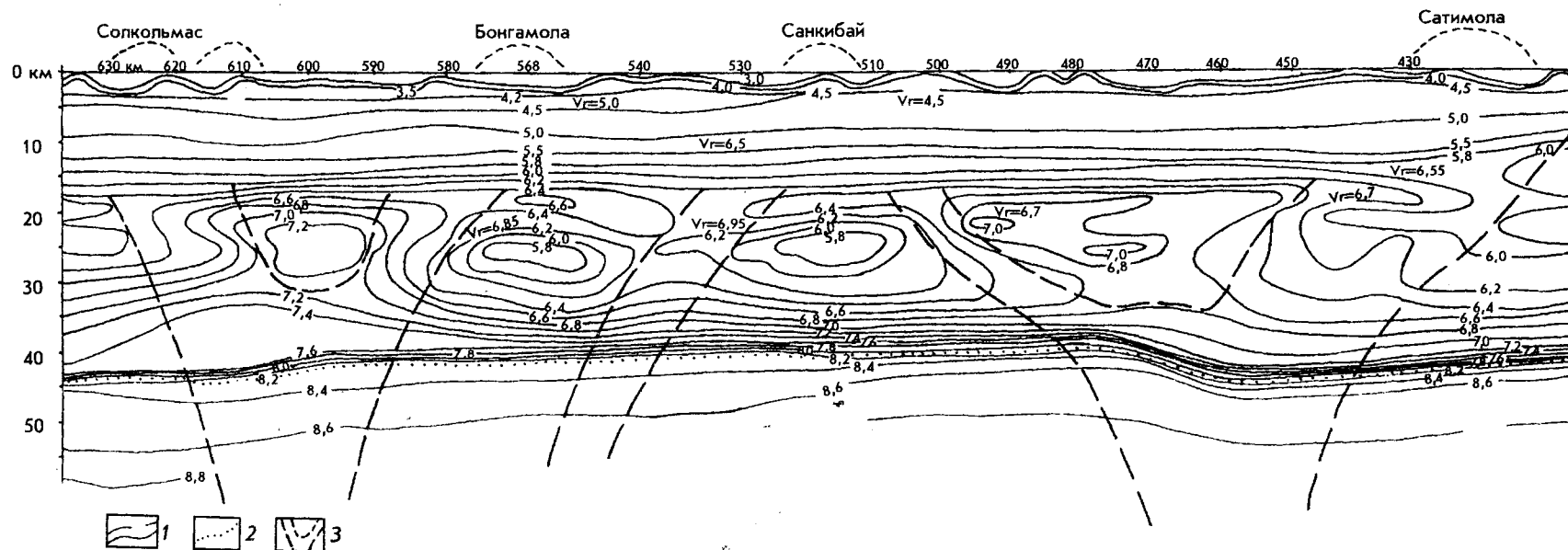


Рис. 29. Морфология субвертикальных флюидодинамических зон в Прикаспийском бассейне. Центральная часть сеймопрофиля Волгоград — Челкар, масштаб 1:500 000, сейсмическая основа по А.Г.Фремду, В.И.Шацкилову, Н.Даниловой, 1988:

1 — изолинии сейсмических скоростей, км/с, 2 — поверхность Мохоровичича, 3 — контуры зон высокой сквозькоревой проницаемости для глубинных флюидов

Последовательные смены минеральных парагенезисов, свойственные вышеперечисленным процессам изменения осадочных пород, свидетельствуют о том, что сами флюиды при этом также подвергались глубоким преобразованиям. С одной стороны, непрерывно нарастала степень окисленности их газовых составляющих (гидридов, углеводородов, H_2S , CO и др.); с чем связано широкое развитие в измененных известковистых толщах и черных сланцах рассеянного науглероживания, специфического «сухого» (силанового?) окремнения и сульфидизации. С другой стороны, жидкая фаза при обменных реакциях с карбонатными и доломит-ангидритовыми породами непрерывно обогащалась хлоридами и сульфатами кальция и магния.

Химизм флюидов изменялся по схеме: $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-} \rightarrow Cl^-$

Соответственно, при насыщении щелочами и магнием существенно карбонатные флюиды сменялись сульфатно-хлоридными. Растворимость же этих элементов в таких флюидах очень высока. Даже при температуре $60-80^\circ C$ она равна, % (весовые): для $CaCl_2 > 50$, $NaCl$ 27,1, KCl 34, $MgSO_4$ 38,6, Na_2SO_4 30,5. Растворимость сульфата кальция $CaSO_4$, напротив, низка (всего 0,201%), что и послужило причиной массового замещения карбонатных пород ангидритом при накоплении хорошо растворимых солей в равновесной с ним рапе. По этой же причине остаточные реликтовые рассолы, сохранившиеся до настоящего времени среди ангидритовых пород на глубинах в подсолевом ложе, имеют преимущественно хлоридно-кальциевый и магниевый состав.

Из сказанного следует, что в сульфатно-хлоридной солевой рапе, находившейся в химическом равновесии с карбонат-доломит-ангидритовыми породами при T $400-200^\circ C$, концентрация солей натрия, кальция, магния, калия и других элементов достигала предельной (порядка 50–80%). При снижении температуры из такой концентрированной рапы происходило массовое отложение эндогенных солей.

Петрографические исследования показали, что в наиболее сильно измененных карбонатных породах III зоны — в пределах так называемых карбонатных столбов — степень пропитки их плотными флюидами была не менее 20–30%. Породы утрачивали слоистое сложение. Их кавернозно-пористое растворение и замещение доломитом и ангидритом сопровождалось дезинтеграцией первичной структуры с превращением массивной породы во флюидонасыщенные кашеобразные смеси, состоящие из реликтов исходной породы, вторичных минералов, плотной сульфатно-хлоридной рапы и сжатых газов. Такая гетерогенная флюидно-породная кашеобразная смесь в отличие от менее измененных и потому более плотных осадочных пород, сохранивших слоистое сложение, приобретала способность к пластическим диапировым перемещениям — протрузиям — под влиянием, как избыточного флюидного давления, так и тектонических напряжений. Перемещения эти в основном были вертикальными, направленными снизу вверх и весьма переменчивыми по масштабу. Именно ими создан, как будет показано ниже, тот своеобразный «мелкосопочный», а местами и весьма контрастный рельеф с высотой «столбов» до 1–2 км, который является главной особенностью строения подсолевого ложа как в Прикаспии, так и в соленосных районах Предуральяского прогиба.

Таким образом, процесс эволюции флюидной системы на уровне III зоны — в подсолевом этаже — сопровождался не только мощными метасоматическими преобразованиями осадочных пород, но и кардинальными нарушениями их петрофизических свойств, пластового строения и первичного залегания. Только полной неизученностью этого феномена в прошлом можно объяснить бытующую до последнего времени концепцию так называемых рифов, атолов и различных других органогенных построек в

Прикаспии (как и в Предуральском прогибе) — концепцию, не имеющую под собой надежных ни палеогеографических, ни литолого-фациальных основ. Фактически выявляемые в подсоловом ложе, по данным буровых и геофизических работ, локальные геологические структуры необходимо увязывать с характером метасоматических преобразований слагающих их пород и с теми геодинамическими эффектами, которые сопутствуют неоднородной флюидизации осадочных толщ. С этих новых позиций только и можно сопоставлять локальные структуры подсолового этажа с глубинными геологическими структурами, включая выступы блоков дорифейского фундамента, а также со строением всего соленосного комплекса.

Главным физико-химическим результатом эволюции флюидов на уровне III зоны, как показано выше, было предельное их насыщение солями. Именно с этим связано массовое солеобразование при вторжении таких флюидов в вышележащие толщи пород. Температурный перепад флюидов от 400–300°C до 200–100°C, возникавший при их внедрении в породы IV зоны, а также сопутствующая дегазация рапы вследствие резкого снижения давления при проникновении ее потоков в приповерхностную зону, привели к переходу рапы в состояние густого солевого флюид-расплава. Судя по морфологии и особенностям внутреннего строения солевых залежей, соли отлагались как путем пропитки и метасоматического замещения вмещающих пород, так и при непосредственной раскристаллизации флюид-расплава, заполнявшего инъекционные камеры. Первый тип морфогенеза преобладал при образовании послойных маломощных залежей и слоистых пачек с частым чередованием солей, сульфат-галитовых смесей и вмещающих измененных пород, второй — при образовании дайковидных соляных гребней и повсеместно сопровождающих их соляных штоков и куполов. Многие факты свидетельствуют о том, что при послойных инъекциях флюида и метасоматическом морфогенезе солей известняково-мергелистые пласты и прослои подвергались частичному растворению и замещались солями в первую очередь. С этим связано, в частности, возрастание мощностей солевых пачек на месте прослоев карбонатных пород, резкое увеличение в таких участках количества ангидритов в солях (до десятков процентов) и обычное развитие сульфат-галитовых смесей на контактах солей с карбонатными породами.

Вследствие накопления воды, кислых газов (CO_2 , SO_4 и др.), вытесняемого кальция и других веществ во фронтальных частях инъецирующих потоков происходит заметная активизация процессов метасоматоза также и в надкупольных частях крутопадающих соляных залежей. Этим, очевидно, и объясняется тот факт, что хорошо сейсмически прослеживаемые горизонты пород вдали от солей при подходе к сводам соляных куполов теряют целостность, разбиваясь на массу хаотически расположенных отражающих площадок. Подобные факты надежно выявлены, в частности, в разрезе Аралсорской сверхглубокой скважины — над соляным куполом, скрытым на глубине более 4 км.

Обычная схема метасоматической надкупольной зональности при глубоком залегании куполов выражается в смене соляного ядра облекающей его по периферии зоной соль-ангидрита мощностью до 10–20 м, выше которой располагаются скопления плотного ангидрита с подчиненным количеством гипса мощностью в несколько десятков метров.

При умеренном и неглубоком залегании соляных куполов над их ядрами получают развитие облекающие ангидрит-гипсовые, существенно гипсовые, затем гипс-кальцитовые зоны, сменяющиеся выше внешними существенно кальцитовыми метасоматическими ореолами. Суммарная мощность зон и ореолов варьирует от первых десятков до нес-

кольких сотен метров. Отмеченные различия в составах метасоматических ореолов глубоко и неглубоко залегающих соляных куполов обусловлены, по-видимому, снижением температуры флюидов до 100°C и менее, а также возрастанием химической активности воды, углекислоты и сульфатов при снижении концентрации хлоридов.

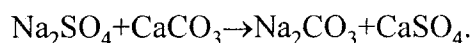
Наконец, четкая вертикальная геохимическая зональность повсеместно наблюдается и в строении самих солевых залежей большой вертикальной протяженности. На Челкарской, Индерской, Эльтонской, Николаевской и других относительно хорошо изученных структурах обычная смена типов солей (сверху вниз) такова.

Верхние части солевых залежей сложены бишофитом ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) и карналлитом ($MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$) в ассоциации с ангидритом, галитом, сильвинном, галопелитами. В самых верхах залежей нередко появляются и продукты глубоко окисленной рапы — кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$) и тенардит (Na_2SO_4). Ниже магнезиальных и магнезиально-калиевых солей располагаются сильвиниты (KCl) и калиево-магниевого полигалиты в ассоциации с каменной солью и ангидритом. Средние и нижние части мощных солевых залежей сложены собственно каменной солью — галитом, а также ангидритом и доломитом. Четкая приуроченность калийно-магниевого и калийных солей к верхним частям мощных залежей галитов типична также для соленосных бассейнов Предуральского прогиба и других регионов.

К сказанному следует добавить, что вещественная вертикальная зональность мощных солевых залежей всегда сопровождается закономерными изменениями расцветок солей: красные, бурые и пестрые расцветки, обусловленные высокой окисленностью дисперсного железа, типичны лишь для верхних частей залежей, представленных калиевыми и калий-магниевыми солями. Залегающие ниже мощные галиты формировались ниже зоны окисления железа и потому таких расцветок не имеют.

Приведенные факты позволяют заключить, что потоки соленосной рапы в процессе инфильтрации сопровождались вещественной дифференциацией. Фронтальные части потоков обогащались сульфатами и хлоридами магния и калия и подвергались глубокому окислению, возможно, при взаимодействии с подземными кислородсодержащими водами в приповерхностных условиях. В более глубоких их частях преобладали хлориды натрия и сульфаты кальция, из которых при раскристаллизации сформировалась основная масса каменных солей и галопелитов преимущественно в восстановительных условиях, когда могли кристаллизоваться сульфиды железа и углеродистые вещества.

Отметим еще одну особенность химизма солевых рассолов, проявляющуюся при образовании содовых минералов и давсонита. Растворимость сульфата натрия, в отличие от хлорида натрия и других солей, мало меняется при снижении температур флюида от 400°C до 100°C. При ангидритизации карбонатных пород сульфат-ион связывается в форме ангидрита, при этом флюид им обедняется и одновременно обогащается содой:



Поэтому шлейфы ангидритизации пород на достаточно высоких уровнях, где температуры пород невелики, могут сменяться внешними зонами содовой минерализации и давсонитизации пород. Примерами этого могут служить проявления давсонита на склонах куполов Акжар и Кенкияк, где давсонит ассоциирует с калиевым монтмориллонитом и замещает гидрослюдисто-хлоритовые минералы.

В каменных солях, как указывалось выше, нередко присутствуют минералы с двухвалентным железом (хлорит, серпентин, пирит и другие), а также включения битумов, указывающие на неполную окисленность флюидной системы даже в конце солеотложения. Окисление железа до трехвалентного в солеотлагающих флюидах происходит обычно во фронтальных частях даже локальных их потоков, приводя к образованию «корызьков» и выклинивающихся послойных маломощных залежей красных солей. Такие примеры наглядно свидетельствуют об окислительном воздействии боковых пород на соленосные флюиды.

Остаточные же послесолевые рассолы, имеющие при T 100°C и менее концентрацию солей около 100–120 г/л, всегда глубоко окислены. Поэтому растворенное в них железо переходит в трехвалентную форму и, образуя тонкую дисперсию, окрашивает породы в буроватые и красные тона. Именно такие некрепкие, «холодные» кислые рассолы, массово генерировавшиеся при отложении солей, сформировали ореолы красноцветных вмещающих пород на уровне залегания соляных залежей и непосредственно выше них — т.е. в зоне V. Красноцветная надсолевая формация, как было показано выше, стратиграфически и литолого-морфологически гетерогенна. Она не относится к осадочным образованиям, а представляет собой собственно геохимический феномен: продукт воздействия на разнородные осадочные толщи низкотемпературных послесолевых флюидов, придавших им одну общую черту — красноцветность. Суммарное количество таких флюидов было несомненно очень велико. Их объем примерно сопоставим с общим объемом солей, отложенных на уровне IV зоны, что следует из сопоставления концентраций растворенных веществ в предсолевых и послесолевых флюидах.

Условия же инфильтрации послесолевых флюидов в породы V зоны определялись рядом факторов. С одной стороны, их потоки унаследовали зоны проницаемости, обусловившие сложное мозаично-каркасное размещение залежей солей, разделенных сотнями крупных и мелких блоков — «межсолевых мульд», — на уровне перми и нижнего триаса. От этих факторов зависят региональный размах низкотемпературной флюидизации, явления неравномерного ожелезнения пород, начиная от средне-позднекаменноугольных до триасовых включительно, а также сложные взаимопереходы по латерали сероцветов в красноцветы. С другой стороны, верхнепалеозойские породы преимущественно терригенного состава с преобладающим количеством плотных глинистых разностей препятствовали равномерной вертикальной инфильтрации флюидов, экранировали их потоки, в особенности на уровне среднего и верхнего триаса. С этим связана большая неустойчивость красноцветов в вертикальных надсолевых разрезах, а также в «межсолевых мульдах», где верхние части разрезов пермо-триаса нередко сложены сероцветами, не подвергавшимися низкотемпературной послесолевой флюидизации.

Может быть отмечена и еще одна существенная особенность флюидизации пород V зоны, связанная с условиями генерации послесолевых рассолов. Отделяясь от солевых залежей в процессе кристаллизации солей, они уже не обладали избыточным флюидным давлением, так как гидродинамическая активность колонн глубинных флюидов, четко проявлявшаяся на уровне III зоны, завершалась уже на уровне IV зоны при инъекциях солевых флюид-расплавов. Поэтому никаких тектонических воздействий флюидных потоков на слоистые толщи в зоне красноцветных пород не наблюдается. Их тонкослоистое сложение и спокойное субгоризонтальное залегание сохраняется даже при весьма интенсивной флюидизации.

Основной вывод, вытекающий из изложенной концепции вертикальной флюидно-метасоматической зональности Прикаспийского бассейна, состоит в следующем: красноцветы, соли, ангидрит-доломитовые и другие, прогнозируемые на глубинах комплексы флюидно-метасоматических пород, генетически взаимосвязаны. Они образуют столь же закономерный вертикальный ряд в условиях флюидизации сверхглубокого осадочного бассейна, как разные фации метаморфизма и внутрикорового гранитоидного магмообразования в условиях флюидизации миогеосинклинальных подвижных поясов [17]. Поэтому петролого-геохимический подход (наряду с геотектоническим и другими) к изучению этого осадочного бассейна столь же необходим и правомерен, как и при изучении подвижных поясов. Более того, такой подход имеет решающее важное значение при исследовании закономерностей образования и размещения полезных ископаемых.

Описанная модель вертикальной зональности флюидно-метасоматических процессов при солеобразовании в Прикаспии может видоизменяться, потому что соотношения красноцветов, солей, углеродистых доманикоидных пород и доломит-ангидритовых метасоматитов определяются особенностями геологического строения и геодинамики бассейнов на этапе солеобразования.

В Волго-Уральском бассейне, где существуют хорошо выраженные прогибы, ограниченные продольными глубинными разломами, преобладают латеральные субширотные смены этих типов пород. Так, в районе Жигулевского свода в пределах глубокой Бузулукской впадины («доманиковая ванна») преобладают битуминозные аргиллиты и мергели, а на ее бортах — известняки. Вдоль глубинных разломов они мощно метасоматически преобразованы и слагают столбообразные и гребневидные поднятия («барьерные рифы»); к востоку известняки замещаются солями и гипсом, а к западу — преимущественно доломитовыми менее сульфатизированными разностями, получающими широкое развитие уже в пределах чехла платформы.

В Припятском «двухэтажном» соленосном бассейне комплексы пород снизу вверх сменяются в последовательности: карбонатный, нижний солевой, межсолевой, верхний соленосный, надсолевой красноцветно-терригенный. Породы, сильно обогащенные углеродисто-битумным веществом, развиты во всех комплексах, но особенно ими насыщена межсолевая толща. Аналогичное чередование солей и битуминозных сланцев характерно и для разрезов цехштейна Западной Европы.

В большинстве бассейнов наблюдаются как латеральные, так и вертикальные смены солей и разнообразных солевмещающих метасоматитов. Например, в формации Грин-Ривер среди преобладающих преобразованных карбонатно-глинистых отложений широко развиты углеродисто-битуминозные сланцы, в которых заключены залежи каменных солей и соды. С массовым воздействием на такие сланцы троны связано здесь необычайно широкое развитие давсонита и руд различных металлов.

Особо следует отметить своеобразие соотношений доломит-ангидритовых столбов и уступов (гряд) с углеродисто-битумоидными сланцами, слагающими между поднятиями «доманиковые ванны». Такие соотношения повсеместно выявлены в Поволжье, Прикамье и Тимано-Печорской провинции. Куполо- и столбообразные поднятия и гряды, сложенные нацело метасоматически преобразованными выщелоченными карбонатными породами кавернозно-кашеобразной структуры, всегда четко контролируются субвертикальными глубинными разломами, а субгоризонтальные и пологопадающие горизонты и пачки углеродисто-битумоидных сланцев — зонами послойных смятий более пластичных глин и мергелей, с чем связана нередкая многоэтажность залегания доманикитов.

1.6. О специфике флюидодинамики и структурообразования в сверхглубоком осадочном бассейне и методологии дальнейших региональных его исследований

Рассмотрим более подробно геолого-структурные аспекты вертикальной флюидно-метасоматической зональности бассейна. Выше указывалось, что агрегатное состояние и геодинамическая активность флюидных потоков на путях их инфильтрации от фундамента впадины к поверхности качественно менялась. На уровне приповерхностной V зоны послесолевые остаточные водные растворы характеризовались низкими давлениями и инфильтрировали в слоистых толщах без каких-либо заметных их деформаций. На уровне солеотложения солеродная рапа была геодинамически активна, что отразилось в образовании сложного каркаса субсогласных послонных и прорывающих напластование пород субвертикальных солевых залежей, сопровождающихся брахиформной складчатостью и брекчированием вмещающих пород. При оценке масштабов этой активности важно найти объективные критерии, позволяющие выявлять первичные инъекционно-метасоматические формы солевых залежей и их последующие осложнения при диапиризме, что будет особо рассмотрено ниже.

Формы проявления геодинамической активности предсолевых флюидов отражены в структурах подсолевого этажа (III зона). Методологически такие структуры логично рассматривать во взаимосвязи с размещением и морфологией солевых залежей. Это позволит выявлять в мощном осадочном подсолевом разрезе субвертикальные зоны повышенной проницаемости для флюидов, а также экранирующие их образования. Флюидодинамическая активность при структурообразовании в более глубоких зонах, не достигнутых бурением, пока может оцениваться лишь по геофизическим данным.

Выше было показано, что все многообразие форм солевых залежей с особенно сложными очертаниями в верхних своих частях имеет в основном первичное инъекционно-метасоматическое происхождение. Для оценки степени возможного изменения этих форм при наложенных явлениях диапирообразования необходимо, с учетом времени солеобразования, типизировать соляные купола по степени прорванности ими послевеерхнетриасовых пород, складчатого воздымания, нарушенности разломами и брекчирования пород мезокайнозоя. По всем этим вопросам накоплена достаточно обширная и надежная информация. Так, С.Б.Кочарьянц (1977), изучив 400 куполов, пришел к выводу, что главный их рост происходил в доюрское время. Выше куполов, располагающихся на уровне пермо-триасовых пород, слоистые надсолевые толщи всегда залегают спокойно, что исключает предположение о диапировом воздымании соли после ее образования.

Вместе с тем надежно доказываемые датировки диапирового подъема соли в куполах всегда молодые — преимущественно предплиоценовые. Эти диапировые поднятия соляных куполов сопровождались, как правило, в своих верхних частях сбросами и грабенами, которые нарушали юрско-меловые, меловые и мел-палеогеновые породы. На местности таким нарушениям залегания мезозойских пород соответствуют эрозионные уступы, овраги, промоины. Амплитуды локальных поднятий палеогеновых толщ над соляными куполами, осложненными диапировыми движениями, обычно невелики. По оценкам А.А.Ромашова, В.И.Самодурова (1977 г.) они не превышают 100–150 м. Этот вывод подтверждается и нами при анализе материалов по хорошо разбуренным соляным

куполам. Так, на примере куполов Карачунгул, Каскырбулак, Кзылкудук, Туктубай, Тюлюс, Искине, Косчагыл, Кулсары, Мунайлы и других можно видеть, что сбросо- и грабенообразование всегда развивается над самыми верхними частями куполов, прорывающих меловые и вышележащие отложения на высоту не более 150–200 м, считая от уровня залегания юрских пород. К другим признакам диапироперемещенных солей относятся: отсутствие около них красноцветов и тонких послойных инъекций солей в боковые породы — «kozyрьков», а также приконтактовых метасоматических ангидрит-гипсовых оторочек.

Из приведенных данных следует, что вторичное диапировое выжимание части солей вверх после образования соляных куполов в общем случае не превышало 200 м, т.е. составляло лишь малую часть по отношению к общей вертикальной протяженности первичных соляных тел. По времени проявления диапиризм солей, очевидно, связан с мезокайнозойской (неогеновой) инверсией Прикаспийской впадины.

В режиме непрерывного погружения бассейна на протяжении юры, мела и палеогена не было благоприятных условий, способствовавших изостатическому уравниванию тех плотностных неоднородностей его заполнения, которые повсеместно возникли при солеобразовании. Участки скопления солей в форме залежей большой вертикальной протяженности и разделяющие их неразуплотненные блоки слоистых толщ пермо-триаса, отвечающие ячейкам межсолевых мульд, были вовлечены в общее погружение и равномерно покрывались мезозойскими морскими осадками. Однако в неогене при возрождении сил вертикальных инверсионных поднятий всего бассейна сложились благоприятные предпосылки для их гравитационного уравнивания. Это выражалось в локальных поднятиях прежде всего крутопадающих соляных залежей особо большой вертикальной протяженности как вследствие их относительно малой плотности, так и под воздействием возобновившегося флюидного давления. В этом, по-видимому, заключаются сущность солевого диапиризма и природа тех сил, которые определяли своеобразие и региональную зональность «соляной тектоники».

Поскольку диапиризм по причине относительно малых масштабов перемещения солей существенно не изменил первичную региональную структуру соленосного комплекса, эта последняя должна как-то отображать и флюидно-метасоматическое структурообразование, присущее более глубоким зонам. Анализ материалов с этих позиций показывает правомерность такого предположения. Действительно, сопоставление рельефов фундамента впадины, подсолевого ложа и соленосного комплекса позволяет выявить как определенные тенденции в их изменении, так и закономерную преемственность в пространственном совмещении (наложении проекций) выступов и впадин. Основная тенденция в изменении рельефа трех главных упомянутых структурных поверхностей состоит в том, что рельеф их снизу вверх последовательно усложняется и становится все более контрастным.

На структурных картах *поверхности фундамента* хорошо выражена лишь система крупных округлых и овальных удлиненных его поднятий, обрамляющих наиболее прогнутую центральную часть впадины. Эти поднятия, например, на картах Н.В.Неволина и Ю.А.Воложа, описываются изолиниями глубин 8 км (а более мелкие 7 км) и выступают над пологими склонами впадины (с отметками 9–12 км) в виде холмовидных вздутий фундамента высотой 1–2 км при ширине 50–100 км.

В рельефе *подсолевого ложа* помимо крупных аналогичных поднятий, в основном конформных с отмеченными выше вздутиями фундамента, получают широкое развитие осложняющие их мелкие поднятия, особенно в юго-восточной прибортовой полосе [15]. К крупным поднятиям относятся Астраханский свод, Северо-Каспийский (с пятью осложняющими его более мелкими вершинами), Бинкжалский, Восточно-Прикаспийский, Приморский (Тенгизский) и другие. Не менее десяти более мелких и сильно удлиненных вдоль бортов поднятий подсолевого ложа выявлены также в северной и западной прибортовых зонах. Крупные поднятия рельефа подсолевого ложа обычно возвышаются на 1–2 км при поперечных размерах от 20–50 км до 100–200 км. Так, основание Астраханского свода четко описывается изолинией 5,8 км, а его вершина — изолинией 3,8 км; Карачаганакское меньшее по размеру поднятие — соответственно изолиниями 6 и 4 км. Многочисленные мелкие поднятия подсолевого ложа развиваются обычно в пределах крупных. По форме, размерам и мозаичному размещению они во многом напоминают соляные купола.

Рельеф поднятий *соленосного комплекса* намного контрастнее. От подсолевого он отличается более мелкими размерами бессолевых блоков, ограниченных со всех сторон соляными грядами. Поперечные размеры таких блоков в разных частях впадины варьируют от 15–20 км до 30–50 км.

Закономерности пространственной преемственности рельефа трех структурных поверхностей, расположенных на разных глубинах, выражаются в определенном сближении или даже наложении вертикальных проекций крупных поднятий. Так, Астраханский, Северо-Каспийский и другие своды подсолевого ложа совпадают с соответствующими поднятиями фундамента, обычно несколько перекрывая их по латерали. Над поднятиями подсолевого ложа соли образуют крупные силлово-лакколитовые залежи, полностью их перекрывающие и конформно оконтуривающие, чем обусловлено совершенство экранов (покрышек) Астраханского, Тенгизского и других месторождений углеводородов.

Проведенное выше сопоставление рельефа трех главных структурных поверхностей Прикаспийского бассейна указывает на одновременность образования основных структур на разных глубинах и единство плана сформировавших их тектонических сил. Механизм же такого необычного структурообразования можно представить в следующем виде.

В процессе мантийной дегазации тектонически нарушенный консолидированный фундамент впадины обладал неодинаковой подвижностью. Определенные его блоки на периферии наиболее прогнутой части дна впадины под влиянием избыточного глубинного флюидного давления подвергались воздыманию на 1–2 км. Это приводило к квазипластическому перемещению вверх расположенных над такими блоками-платформами колонн пород по всей мощности слоистых толщ от нижнего палеозоя до перми и триаса включительно. Сопутствующие этому движению потоки флюидов, взаимодействуя с породами, видоизменяясь по составу и консистенции, по мере движения вверх распались на струи. На уровне солеобразования, где они обладали максимальной плотностью и флюидодинамической активностью, их избыточное давление реализовывалось в образовании крайне сложного каркаса инъекционно-метасоматических тел солей. Сброшенные остаточные послесолевые рассолы, как уже указывалось, не обладали структурообразующими свойствами.

Изложенные представления о глубинной зональности флюидно-метасоматических процессов и сопряженном с ними квазипластическом вертикальном (столбообразном) структурообразовании в осадочных толщах предполагают существование в бассейне субвертикальных структурных зон, уходящих на глубины 15–20 км и более. В соответствии с приведенными выше обоснованиями такие зоны — столбы интенсивной флюидизации — служили теми главными каналами, по которым потоки мантийных флюидов вторгались в пределы сверхглубокого бассейна; большая интенсивность метасоматического преобразования пород в их пределах приводила к утрате слоистыми толщами послонной анизотропии. Наиболее надежный метод выявления таких зон в глубинной структуре бассейна — сейсмический. При этом должны тщательно выявляться и получать генетическую интерпретацию аномальные участки сейсмических разрезов, в большинстве своем отображающих нормальную послонную смену скоростей сейсмических волн. Как это не парадоксально, именно сейсмические аномалии, резко несогласные с напластованием толщ, приобретают первостепенную важность при изучении флюидогенного структурообразования в осадочных бассейнах.

Ниже приводятся результаты анализа одного из наиболее детальных скоростных сейсмических профилей через Прикаспийскую впадину, проходящего по линии Волгоград–Челкар. Профиль этот под названием «Структурно-скоростная модель разреза литосферы» составлен в м-бе 1:500 000 А.Г.Фремдом, В.И.Шацкиным и Н.Даниловой в 1988 г. (г. Алма-Ата). Структура литосферы на нем передана с помощью изолиний скоростей волн, меняющихся от приповерхностных 3–3,5 км/с до глубинных (на уровне мантии) 8–8,2 км/с и в мантии до 8,8 км/с. Средние скоростные характеристики (км/с) разных комплексов пород Прикаспия таковы: поверхность гранитно-метаморфического фундамента — 6,2–7,2; поверхность рифей-нижнепалеозойского комплекса — 5,8–6,4 (по другим данным — 6,0–6,6); карбонатные породы — 5,8–6,4; терригенные породы — 4,1–4,5 (Акимов и др., 1985). Пользуясь этими цифрами и анализируя рисунок изолиний скоростей на профиле, можно получить то обобщенное представление о пластовой структуре литосферы Прикаспия, которое неоднократно ранее публиковалось. Глубинное вертикальное структурообразование отражается в аномалиях, резко выступающих на фоне горизонтальной пластовой структуры. На анализируемом профиле таких аномалий очень много, причем в их размещении проявляются определенные закономерности (см. рис. 29). Так, по вертикали профиль подразделяется на три зоны глубинности. В верхней зоне (до глубины 5 км на бортах впадины и до 10–12 км в ее центральных частях) изолинии скоростей волн от 4,5 до 5,5 км/с непрерывны, прямолинейны и горизонтальны. Это зона нормально слоистых, относительно спокойно залегающих осадочных пород. В пределах чехла платформы они представлены разными по возрасту и составу отложениями, а в пределах впадины — преимущественно пермо-триасовыми красными, солями и мезокайнозойскими осадками.

Вся средняя по глубине часть профиля (от 10–12 км до 25–30 км) имеет совершенно иное строение, резко отличное от простой структуры чехла платформы и верхней зоны Прикаспия. Изолинии со скоростями волн от 5,5–5,8 до 6,4 км/с и от 5,8–6,0 до 7 км/с образуют очень сложный рисунок. На одних участках по ним вырисовываются замкнутые овалы, контуры, на других — резкие крутые флексуры высотой до 10–15 км: вертикальные и крутонаклонные зоны шириной до 10–15 км, в пределах которых горизон-

тальная сейсмическая анизотропия толщ (слоистость пород) отсутствует. Замкнутые овальные контуры изолиний скоростей волн, отвечающие, очевидно, определенным геологическим блокам — частям слоистых толщ с особыми преобразованиями пород — имеют размеры 20–30 км по горизонтали и 10–15 км по вертикали. Вертикальные и крутонаклонные зоны, разделяющие такие блоки, очевидно, должны рассматриваться как сквозные каналы с наиболее интенсивной флюидно-метасоматической переработкой слоистых толщ. Судя по значениям сейсмических скоростей, варьирующим в пределах от 7,2 до 5,8 км/с в блоках и сквозных зонах, глубоким структурно-вещественным преобразованиям подверглись как различные алюмосиликатные породы фундамента и рифей-венда, так и вышезалегающие палеозойские карбонатные и карбонатно-терригенные породы со средними скоростями волн 5,8–6,4 км/с.

Размещение соляных куполов в пределах профиля в целом хорошо коррелируется с выходами крутопадающих и наклонных каналов высокой сквозной проницаемости на уровень IV зоны (купола Солкольмас, Бонгамола, Санкибай, Сатимола, Миялы и др.) Средние горизонтальные расстояния между этими каналами в подсолевом ложе — 20–30 км. Они совпадают с расстояниями между осями солевых гряд, что также можно считать прямым доказательством пространственной сопряженности столбообразных структур на разных глубинах.

На сейсмических профилях ПГО «Казнефтегеология» также можно видеть, что корни соляных куполов представляют собой субвертикальные столбообразные тела, уходящие в подсолевой этаж на большие глубины.

Приведенные выше данные служат фактическим обоснованием нового методологического подхода к ключевой проблеме Прикаспийского бассейна — рассмотрению с единых геодинамических позиций генезиса поднятий блоков фундамента, природы столбообразных структур в подсолевом комплексе, аномалий рельефа солевого ложа, морфологических типов и закономерностей размещения самих солевых залежей. Раскрытие взаимосвязей именно этих явлений должно лежать в основе представлений о закономерностях образования нефтегазовых и других месторождений полезных ископаемых бассейна и направления прогнозно-поисковых работ.

Возвращаясь к анализу сейсмического профиля Волгоград–Челкар, следует добавить, что вся нижняя его часть — глубже 30 км — характеризуется сравнительно простой сейсмоструктурой. Изолинии равных скоростей волн на этом уровне преимущественно горизонтальны и прямолинейны. Слабая их извилистость появляется лишь на тех локальных участках, куда погружаются по падению столбообразные зоны повышенной флюидизации, четко проявленные на уровне фундамента и рифей-палеозойского комплекса. Очевидно, эти зоны уходят корнями на глубину в пределы мантии. Важный вывод намечается при сопоставлении поверхности Мохоровичича с изолиниями сейсмических скоростей. В пределах Русской платформы и бортового склона впадины (в полосе шириною 100 км) с поверхностью М четко совпадает изолиния 8,2 км/с. Юго-восточнее поверхность М полого поднимается вверх и в пределах Аралсорского гравитационного максимума вплотную соприкасается с изолинией 7,8 км/с. При этом происходит очень тесное сближение с ними пакета изолиний 7,6, 7,4 и 7,2 км/с (в пределах слоя мощностью всего 2–4 км). Такая ситуация прослеживается в центре впадины вплоть до начала Хобдинского гравитационного максимума, где перечисленные выше изолинии рас-

средоточиваются в слое мощностью 10–12 км, а граница М опять начинает совпадать с изолинией 8,2 км/с. За пределами Хобдинской аномалии вплоть до юго-восточной границы впадины эта ситуация сохраняется с тем отличием, что изолинии скоростей от 7,4 до 8,2 км/с опять сильно сближаются в пределах слоя мощностью 2–3 км. Эти своеобразные эффекты безусловно требуют специального изучения на более широких материалах. Однако они представляются нам вполне закономерными в свете изложенной выше концепции эклогитизации базальтового слоя и нижней части гранитно-метаморфического слоя коры при унаследованном прогибании сверхглубокой впадины. Изолинии скоростей менее 8,2 км/с, вероятно, вплоть до 7,4 км/с, скорее всего характеризуют слоистый субстрат нижних частей земной коры. Поэтому та часть мантийного выступа под центром впадины, где граница М совпадает с изолинией 7,4 км/с и где происходит сближение скоростей 8,2–7,2 км/с в слое очень малой мощности, по-видимому, может рассматриваться как метасоматическая вторичная мантия, образовавшаяся за счет корового субстрата при восстановительной его флюидизации. В структурном отношении вторичная мантия проявляется в форме многокилометровых локальных поднятий поверхности М, проникающих глубоко в пределы вещественно преобразованного гранитно-метаморфического слоя коры.

С позиций гипотезы эклогитизации может быть предложена следующая интерпретация физико-химической природы таких поднятий. Гранат-пироксеновое твердофазное замещение базит-гипербазитового субстрата при восстановительной флюидизации не сопровождается существенным привнесением железа и магния, т.к. эти компоненты присутствуют в нем в избытке. Поэтому эклогитизированный базит-гипербазитовый субстрат сохраняет свою первичную морфологию и послонную анизотропию, что отражается в поведении изолиний сейсмических скоростей 8,2 км/с и более высоких. Когда же потоки восстановленных газов массово привносят (в форме гидридов) железо и магний в пределы гранитно-метаморфической коры фронт гранат-пироксенового замещения распространяется и на силикатный субстрат. Морфология фронта эклогитизации вследствие дискретной проницаемости тектонически нарушенной консолидированной коры резко усложняется. Наряду с крупными поднятиями вторичной мантии в купольных частях региональных гравитационных максимумов формируются столбообразные крутопадающие и пологие ее зоны; они разделяют «нижнюю кору» на крупные гранулит-базитовые блоки и проникают на разные расстояния в пределы гранито-гнейсового комплекса «верхней коры» (см. рис. 1).

Анализ сейсмоаномалий на профиле Волгоград–Челкар позволяет также выявить характерную общую тенденцию ветвления вверх по восстанию крутопадающих зон интенсивной флюидизации. Крупная вертикальная зона, имеющая на уровне поверхности М мощность около 30 км, по восстанию (на уровне глубин 25–30 км) расщепляется на две зоны мощностью 15–20 км, имеющие встречное падение. Одна из них — западная — служит корнями для соляной гряды и куполов системы Солкольмас; вторая — восточная — для соляной гряды и купола Бонгамола (см. рис. 29). Еще более резко выражен характер древовидного ветвления у других глубинных зон, уходящих вертикальными стволовыми каналами в мантию и имеющих боковые ветви, падающие под углами 45° (купол Сатимола) и даже более полого (купол Миялы, Тамдыкуль и др.). Стволовые каналы таких зон на уровне мантии имеют мощность 10–20 км, а расстояние между их

крайними боковыми ветвями на уровне подсолевого ложа составляет 50–70 км и более. Из этого следует вывод о том, что столбообразные структуры в подсолевом ложе могут быть не только вертикальными, но и наклонными под разными (обычно средними) углами, а также о том, что формирование многих силлово-лакколитовых залежей солей объяснено внедрению полого-наклонных потоков рапы. Подобная трактовка находится в соответствии и с морфологией, в частности — латеральной асимметрией соляных залежей над крупными сводами — Астраханским, Тенгизским и многими другими (см. рис. 9).

Изложенные выше данные показывают, что глубокие вещественные преобразования при флюидизации осадочных толщ закономерно сопровождаются специфическим структурообразованием по всей глубине бассейна. Поэтому сосуществование на глубинах структур, где осадочные толщи полностью или частично утрачивают послойную структурно-вещественную анизотропию, и слоистых блоков, где это их свойство мало изменяется или даже сохраняется после стадии катагенеза осадков, является для Прикаспийского бассейна типичным и повсеместным. Вероятность такого строения Земной коры Прикаспия необходимо учитывать при дальнейшем совершенствовании основного метода изучения бассейна — литолого-стратиграфических корреляций чехла платформы и осадочного заполнения впадины с помощью комплекса геолого-геофизической информации и данных по опорным скважинам. Прямые литолого-стратиграфические корреляции применимы для разрезов метасоматически не преобразованных и умеренно преобразованных слоистых толщ. Надежные результаты таких корреляций получены при сопоставлении разрезов чехла платформы и прибортовых зон впадины. Признаки неприменимости такого подхода к разрезам более глубоких зон впадины это — утрата опорными стратиграфическими горизонтами при погружении на глубину присущих им сейсмических характеристик; появление в разрезах различных аномальных зон и блоков с центробежными и центростремительными сменами сейсмоскоростей; прямые просчеты при заложении глубоких и сверхглубоких скважин, не встретивших на проектных глубинах ожидавшихся там толщ или подсолевого ложа; резкие усложнения строения толщ на границе солей и подсолевого ложа, вдоль соляных гряд, куполов и некоторые другие. Подобные признаки свойственны глубинному строению большей части территории впадины. Поэтому так актуальна задача кардинального совершенствования метода дальнейшего геолого-геофизического ее изучения. В основу метода должна быть положена корреляция петрофизических свойств в разной мере флюидно-метасоматически преобразованных осадочных пород с их геофизическими характеристиками в структурах. Подмена этой задачи различными гипотетическими соображениями, привлекаемыми обычно для объяснения противоречивых фактов (предположения о фациальных сменах осадков, их многократных размывах на разных уровнях, некомпенсированности прогибов, рифообразования, полном перераспределении солей при диапиризме и т.п.) делу дальнейшего изучения глубинного строения впадины явно не поможет. Отстаивание сложившихся традиционных представлений бесперспективно и в том отношении, что, игнорируя процессы региональной дегазации и флюидизации осадочного заполнения бассейна, оно не способствует созданию надежно обоснованных теоретических и методологических предпосылок для дальнейших нефтегазопоисковых работ.

ЧАСТЬ 2. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СОЛЕВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

Все важнейшие типы полезных ископаемых Прикаспийского бассейна и Предуральского прогиба своим возникновением обязаны процессам флюидно-метасоматического преобразования осадочных пород. Поэтому в пространственном размещении полезных ископаемых устанавливаются временные и пространственно-структурные связи с солями и сопутствующими им метасоматически преобразованными осадочными породами. Описанная выше вертикальная зональность бассейна, сформированная при солеобразовании на границе палеозоя и мезозоя, является тем региональным фоном, на котором проявляются эти закономерные связи. Реальная же их сложность обусловлена как мозаичным характером локальных структур, фациально-литологической неоднородностью вмещающего породного субстрата, так и многообразием сочетаний окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных режимов минералообразования, возникавших на разных этапах глубинной флюидизации осадочных толщ.

2.1. Многоэтапность флюидизации и эпигенетической минерализации

Контрастные поднятия Прикаспийского бассейна (вплоть до полного его осушения в позднем фанерозое) происходили трижды — на границе палеозоя – мезозоя, в неогене и современные. Этим обусловлена многоэтапность проявлений в бассейне глубинной дегазации, разновременность метасоматических процессов и восстановительного минерогенеза.

Процессы метасоматоза, сопутствующие солеобразованию, сильно завуалировали более ранние изменения пород, которые местами были несомненно интенсивными. К ним относятся, например, надвиговые дислокации в прибортовых структурах, сопряженные с орогенными поднятиями герцинид. К досолевым тектонометасоматическим изменениям пород относятся часто встречаемые на разных уровнях скважинами зоны углеродистых (шунгитизированных) листоватых сланцев по аргиллитам, а также полосчатых ранних доломитов по известнякам. На примере нефтегазовых ловушек в Астраханском и Тенгизском поднятиях можно видеть, что минеральные парагенезисы сульфидов, углерода и кремния в таких зонах образованы под воздействием относительно восстановленных парогазовых смесей, предшествовавших более поздним (и более низкотемпературным) солевым жидким флюидам. Допустимо предположение, что позднегерцинские науглероживание, сульфидизация и окварцевание пород более широко развиты на глубинах, не достигнутых пока буровыми скважинами.

Важной геохимической особенностью солеобразования надо считать последовательно нарастающее окисление флюидов при их движении с глубин в приповерхностную зону. Наглядным индикатором геохимической эволюции этого этапа является переход газообразных гидридов серы (сероводорода и других) уже на уровне III зоны в окисные формы — водные растворы сульфатов. Это связано с повсеместной ангидритизаци-

ей пород подсолевого ложа и массовой ангидрит-гипсовой минерализацией на уровне солеотложения и выше. Парагенезисы с сульфатами других минералов, характеризующие окислительно-восстановительные режимы среды, свидетельствуют о медленном изменении этих режимов по вертикали и их флуктуациях. Так, в подсолевом ложе в парагенезисе с доломитом и ангидритом еще обильно кристаллизуются сульфиды железа (пирит), а в пустотах и микротрещинах выделяются битумоиды. Выделение их в большом количестве в определенных локальных структурах служит важной предпосылкой более позднего нефтеобразования. На этапе солеотложения битумоиды и сульфиды образовывались на уровне IV зоны как в самих соляных залежах, так в особенности среди вмещающих соли пермо-триасовых пород. Карбонатные породы (например, нижнеказанского подъяруса), становясь черными, настолько интенсивно битуминизируются, что это дает основание некоторым исследователям [11] рассматривать их в качестве особого «нефтепроизводящего этажа». В целом же на уровне солеобразования, по-видимому, из-за разной проницаемости структур окислительно-восстановительный режим флюидов был сильно переменчив, что проявилось в сложных сменах по латерали и вертикали сероцветных пород красноцветными и мозаичном размещении участков сульфидизации и битуминизации пород пермо-триаса. Не менее сложны соотношения и темноокрашенных солей, содержащих минералы двухвалентного железа и битумоиды, с преобладающими различными их светлыми, а также красноцветными разностями, лишенными битумоидов.

Мезокайнозойский (неогеновый) этап глубинной дегазации качественно отличался от рассмотренного выше, прежде всего, тем, что воздействие потоков восстановленных газов на ранее измененные осадочные породы происходило на умеренных и малых глубинах и при невысоких (200–100°C) температурах. Важную роль при этом сыграла специфика той геохимической среды, которая была создана на этапе солеобразования: умеренная окисленность пород на уровне подсолевого этажа и преобладающее их глубокое окисление и гидролиз в надсолевом. Во многом это предопределило и те региональные условия химической эволюции потоков восстановленных флюидов на уровне этих этажей, которые способствовали возникновению уникальной нефтегазовой и сероносной провинции.

В позднедевон-каменноугольных и пермских толщах подсолевого этажа петрографическими исследованиями повсеместно доказывается четкое наложение на ранние доломит-сульфатные и другие метасоматические породы более поздних минеральных парагенезисов, возникших при сравнительно низкотемпературной восстановительной флюидизации. К ним относятся: гидрогенизация ранних выделений антраксолита-шунгита и твердых битумоидов с преобразованием их в микрокапельную и трещинно-шнурковую нефть, образование кремнисто-нефтебитумных микропрожилков и доломитов III генерации с включениями жидких нефтебитумов, образование самородной серы в микропрожилках нефтебитумов, пересекающих ангидрит-гипсовые агрегаты и другие. Такая последовательность процессов, приводящая к восстановлению некоторых химических элементов переменной валентности в метасоматически измененных породах этапа солеобразования, совершенно типична для региона и играет важнейшую роль при образовании месторождений.

Восстановительная неогеновая флюидизация имела региональный характер и пронизывала весь палеозойско-мезозойский разрез, вероятно, вплоть до уровня плиоцена. В подсолевом ложе она наиболее интенсивна в пределах столбообразных поднятий, что свидетельствует об активизации этих структур и унаследовании флюидами ранее сформированных зон высокой проницаемости. На уровне отложения солей и в надсолевом этаже проницаемость зон снижалась и приобретала неравномерно-рассредоточенный характер. Крупные ненарушенные силлово-лакколитовые залежи солей экранировали потоки флюидов. Однако сквозное проникновение последних происходило по тектонически активизированным крутопадающим контактам солевых гряд и куполов, трещиноватым зонам между грядами. С этим связано их региональное воздействие даже на мощные пермо-триасовые красноцветы и вышележащие мезокайнозойские толщи.

Поздняя минерализация в надсолевом этаже пространственно сильно рассредоточена по латерали и, как правило, менее интенсивно проявлена. На этом уровне обнаружено наибольшее количество нефтегазопроявлений, причем около 90% их заключены в юрских и меловых карбонатно-терригенных породах и около 10% — в пермско-триасовых красноцветах. В отличие от легких и малосернистых нефтей подсолевого этажа нефти в надсолевых породах большей частью тяжелые с низким содержанием бензиновых фракций и разной сернистостью. Это обусловлено, по-видимому, не только снижением температур и давлений с одновременным возрастанием окисления УВ при их инфильтрации снизу вверх, но и условиями экранирования флюидов, качественно отличными в подсолевом и надсолевом этажах.

Рассеянные формы инфильтрации флюидов в породах надсолевого этажа, создающие различные геохимические ореолы, почти не изучены. Однако имеются отрывочные данные о достаточно широком, хотя и менее интенсивном, чем на этапе солеобразования проявлении рассеянной минерализации в мощных надсолевых толщах. В частности, в керне некоторых сверхглубоких скважин наблюдалось наложение восстановительной рассеянной минерализации на красноцветные триасовые отложения большой мощности.

В разрезе Аралсорской сверхглубокой скважины [3], пройденной в межкупольной мульде, задокументировано многообразие окрасок пород (красновато-коричневые, желтовато-бурые, серые, зеленовато- и желтовато-серые, серовато-зеленые, белые, черные). Оно обусловлено различными соотношениями вторичных минеральных образований: оксидных и гидроксидных соединений железа, тонкодисперсного углерода (битумоидов и др.), сульфидов железа, глауконита, хлорита, гидрослюд и других. В сероцветных породах содержание неокисленного углерода в десять раз выше, чем в красноцветных. Битумоиды в последних представлены хлороформенными и спирто-бензольными разновидностями, преобладающий фон их содержания 0,003–0,0049%. Однако, на отдельных интервалах скважин в породах юры и триаса содержание битумоидов возрастает в 10–40 раз. В таких участках красноцветы триаса подвергались заметному восстановлению с переходом части окисного железа в пирит, который кристаллизовался одновременно с битумом. При этом в породах заметно повышаются фоновые содержания бария, стронция, цинка, свинца, меди, молибдена — металлов, которые привносились восстановленными флюидами. В сверхглубокой Упрямовской скважине повышенная металлоносность тер-

ригенных пород — до 0,1% меди — приурочена к тем частям триасовой толщи, где красноцветы постепенно сменяются слабо битуминизированными и пиритизированными серыми и зеленоватыми породами.

Аналогичное повышение содержаний металлов в породах при восстановительной их флюидизации выявлено нами в разрезе по горе Б.Богдо. Среди красноцветной толщи обогащение свинцом и цинком вплоть до образования промышленных концентраций наблюдается в прослоях карбонатных пород с частичным ангидрит-солевым замещением (на 10–20%) при наложении на них более поздней сульфидно-битумной минерализации. Окисное железо при этом восстанавливалось с образованием минералов глауконит-шамозит-хлоритовой группы, что сопровождалось появлением зеленоватых расцветок пород на фоне преобладающих красноцветных.

Таким образом, для неогенового этапа типичны преимущественно восстановительные формы минерогенеза. Многообразие же типов минеральных образований в основном обусловлено различиями составов того породного субстрата, который подвергался восстановительной флюидизации, а также дополнительным привносом и отложением подвижных веществ.

Наиболее поздний — четвертичный этап глубинной дегазации с определенной условностью может быть охарактеризован по проявлениям современной инфильтрации газов, аномалиям пластового давления и геотермии. Известно, что газонасыщенность пластовых вод под солями в Прикаспийской впадине высока, причем в составе восстановленных газов обычно преобладают сероводород (до 32%) и метан (до 15%). Пластовые давления характеризуются нормальными (гидростатическими) значениями лишь в прибортовых ее частях, т.е. вблизи границы распространения солей по латерали. При движении от этой границы к центру впадины пластовые давления в подсолевом ложе быстро возрастают и значительно превышают гидростатические. Так, в Астраханском своде и Тенгизском поднятии на расстояниях от границы солей 25–50 км аномальные пластовые давления возрастают соответственно до 1,68 и 1,88 Па с тенденцией их дальнейшего увеличения к центру впадины. Наиболее вероятной причиной аномальных пластовых давлений было экранирование поступавших с глубин сжатых газов плотными вышележащими покрывками. В местах нарушений последних разломами происходит истечение газов с выходом их струй на поверхность, что позволяет изучать глубинную дегазацию методом режимных наблюдений на полигонах.

Косвенную информацию о современной дегазации несут, по-видимому, и различные геотермические аномалии в сопоставлении их с газовыми. На геотермограмме Аралсорской сверхглубокой скважины [3] на фоне постепенного возрастания температуры от 27°C до 163°C (на глубинах от 500 м до 6500 м) выделяются интервалы резкого увеличения (более 50–60 м/°C) и не менее резкого снижения (до 12–13 м/°C) геотермических ступеней. Одни породы проявляются как теплоизоляторы, другие — как теплопроводящие комплексы, причем последние стратиграфически обычно отвечают нефтегазоносным горизонтам (нижний мел, верхний триас, баскунчакская толща) и отличаются высокой насыщенностью метаном (до 120 см³/л) и водородом (0,2–0,4 см³/л) газовой фазы проб глинистого раствора.

На интервалах «теплоизоляторов» содержание метана в газовой фазе проб глинистого раствора снижается до 0,3–0,7 см³/л. Сильно варьируют в этих породах также со-

держания тяжелых углеводородных и кислых газов. Эти сопоставления наводят на мысль о том, что аномальные по тепловым характеристикам интервалы пород на разных глубинах обусловлены не столько разной их теплопроводностью, сколько другими причинами. Наиболее вероятная из них — современные подтоки глубинных горячих газов и химические их взаимодействия с окружающей средой, сопровождающиеся дополнительным выделением тепла. Подтверждением этого могут служить данные по тепловым аномалиям на нефтяных и газовых месторождениях, приуроченных к локальным поднятиям подсолевого ложа и экранированных солями. В работе М.С.Арабаджи и др. [36] показано, что температуры в подсолевом ложе возрастают от 70°C в прибортовых частях впадины до 130°C в сторону ее центра. На этом фоне в качестве положительных тепловых аномалий выделяются Астраханский свод, Тенгизское и Южное поднятия, вмещающие месторождения нефти и газа. Температуры на глубине 4–5 км в пределах поднятий такие же, как в центре впадины на глубинах 7–7,5 км. Тем самым доказывается, что зоны высокой проницаемости для глубинных флюидов, к которым приурочены эти месторождения, до настоящего времени проявляются в качестве поставщиков глубинного тепла. На опубликованном авторами графике, отражающем связи между пластовыми давлениями, температурами подсолевых отложений и размещением нефтяных и газовых месторождений, можно видеть, что термобарические режимы на месторождениях существенно различны. При одинаковых пластовых давлениях газовые месторождения локализируются в условиях температур 100–110°C, а нефтяные — в условиях значительно более низких (75–90°C). Скорее всего, это обусловлено более интенсивными современными притоками газов на газовых месторождениях и более совершенным их экранированием по сравнению с нефтяными. С этим выводом согласуется и тот факт, что структура сниженного по интенсивности теплового потока в надсолевом этаже в основном конформна с морфологией и размещением солевых залежей: крупные ненарушенные соляные купола полностью экранируют газовый теплоперенос.

Соляная покрывка Тенгизского месторождения, судя по изучению керна скв. 120, 3-к и др., имела сложную историю формирования. Вначале была образована мощная ангидрит-солевая метасоматическая залежь с большим количеством линзовидных реликтов пластов глинисто-известковых пород (см. рис. 12). Затем мелкозернистый солевой агрегат был преобразован в чистый крупнокристаллический галит и ангидрит II генерации. Позднее эта прозрачная крупнокристаллическая соль подверглась тектоническому дроблению и последующей цементации брекчий и штокверков поздними генерациями соли и ангидрита, причем по крупным трещинам до завершения этой цементации мигрировали нефть и газ. Режимными наблюдениями на Тенгизском полигоне выявлены также современные блоковые движения его покрывки, сопровождающиеся дегазацией гелия и сероводорода. В региональном плане четкая картина неравномерной (столбовой) проницаемости всего осадочного разреза от перми до мела включительно была выявлена В.В.Ивановым и др. [20] при изучении распределения концентраций гелия и метана в поровых растворах и водах осадочных толщ до глубины 3 км. На геолого-геохимическом разрезе через центральную часть впадины показано четкое обособление крупных вертикальных зон повышенной газоносности и проницаемости надсолевой толщи. Эти зоны сквозной современной дегазации гелия и метана приурочены к границам поднятий и контрастных погружений осадочных толщ.

Многоэтапность флюидизации осадочных толщ и явления наложения друг на друга разновозрастной минерализации закономерно приводят к возникновению гетерогенных (полихронных, полигенных) типов месторождений полезных ископаемых. Таковы большинство месторождений самородной серы, углеводородов и металлов в соленосных формациях Прикаспия и Предуралья.

2.2. Геохимия серы и формы ее накопления

Прикаспийский бассейн — уникальная геохимическая провинция не только по гигантскому количеству заключенной в слагающих ее породах серы, но и по многообразию форм ее нахождения. Это обусловлено интенсивной глубинной дегазацией, приведшей к массовому серообразованию, и неоднократными флуктуациями окислительных и восстановительных режимов флюидизации пород на разных глубинах.

Сера — элемент с переменной тройственной валентностью — 2, 4 и 6, невысокой температурой кипения ($119,5^{\circ}\text{C}$), большой подвижностью и растворимостью в воде ее паров и летучих соединений с водородом и кислородом. Эти особенности и определяют ее региональное распространение в соленосных бассейнах, многообразие форм соединений с другими химическими элементами в метасоматитах, а также постоянное присутствие в пластовых рассолах и газах.

Широкое развитие в бассейне получила двухвалентная гидридная сера — сероводород, обладающий свойствами сильного восстановителя. На глубинах вместе с другими восстановленными газами он повсеместно рассеян в трещиновато-пористых породах и потому присутствует в качестве главной составляющей в газовых фазах пластовых вод. Его скопления под экранирующими толщами всегда сопровождаются повышенными температурами и давлениями. В крупных же надсолевых сводах подобных Астраханскому сероводород накапливается в количествах до 25–30% вместе с углеводородными газами, причем характерные его спутники (также, несомненно, мантийного происхождения) — гелий и ртуть. Количество газообразной гидридной серы только в одном этом месторождении столь велико, что превышает в несколько раз суммарные запасы серы всего Предкарпатского бассейна.

Еще более широким развитием в бассейне и прилегающих частях платформы пользуется наиболее окисленная разность серы — серный ангидрит, представленный в сульфатных минералах: ангидрите, гипсе, полигалитах и других солях. Гидратированные сульфаты кальция широко распространены в многокилометровых разрезах надсолевого и солевмещающего комплекса пород, а безводный ангидрит — на глубинах в подсолевом этаже. Минералы эти возникли в процессе окислительной эволюции первичных восстановленных сероводородных флюидов по схеме: $\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3 \rightarrow \text{SO}_4$.

Вначале (на больших глубинах) гидрид серы окисляется до диоксида серы по реакции: $2\text{H}_2\text{S} + 3\text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{SO}_2$. В смеси с парами воды диоксид серы при средних температурах (более 400°C) окисляется до серного ангидрита. Взаимодействие последнего с основаниями осадочных пород приводит к их массовой сульфатизации. Породы подсолевого этажа и солевмещающие толщи в обстановке повышенных температур и дефици-

та воды подвергаются «сухой» ангидритизации, а породы надсолевого и по перифериям солевых залежей — огипсованию с сопутствующими кальцитизацией, баритизацией, отложением полигалитов и других гидросульфатов.

Промежуточные формы окисления серы (сульфиды железа) хотя и менее широко развиты из-за низкой железистости вмещающих пород, но также достаточно типичны как в зонах ангидритизации известняков и сульфидно-углеродистых сланцев по аргиллитам, так и на более высоких уровнях — в ожелезненных красноцветах при наложении на них более поздних потоков восстановленных флюидов.

Самородная форма нахождения серы для Прикаспийского бассейна и бортовых структур также очень характерна. Крупные скопления ее известны на многих участках, приуроченных как к соляным купольным, так и к пластовым бессолевым структурам в прибортовых частях впадины и по ее обрамлению. В рассеянном виде сера встречается и в подсолевых породах. Генезис самородной серы до сих пор исследователями понимается по-разному. Вместе с тем надежно установлены определенные эмпирические закономерности ее нахождения, подтверждающиеся во многих регионах. При сравнении сероносных отложений разных регионов С.Н.Кропачевой (1981 г.), А.С.Соколовым (1972 г.), А.П.Кутузовым [25] и другими показано, что пространственно месторождения самородной серы всегда связаны с толщами сульфатизированных карбонатных пород и с собственно солями не ассоциируют. Во многих случаях доказано, что серная руда метасоматически замещает карбонатно-сульфатные породы. По С.М.Корневскому [22, 23], в надсолевых ангидрит-гипсовых породах Прикаспия сера ассоциирует с кальцитом, целестином, баритом, битумами, пиритом, гипсом, кварцем, халцедоном. Скопления ее обычно локализуются на контактах карбонатных и сульфатных пород, в зонах разломов, на сводах соляных куполов с брекчиями. В других регионах месторождения серы образуются и под экранами галогенных пород. Например в Средней Азии, по данным А.С.Уклонского, сера возникла при воздействии на измененные осадочные породы сероводородного газа, углеводородов и хлоридных вод.

Проведенные исследования сероносных структур Прикаспия подтверждают эти данные и позволяют существенно конкретизировать условия серообразования. Скопления самородной серы связаны отнюдь не с любыми карбонатно-сульфатными породами. В мощных толщах карбонатно-ангидритовых и собственно ангидритовых пород их нет. Они возникают при достаточно глубоком их гидролизе с преобразованием значительной части ангидрита в гипс, а доломита в кальцит, вследствие чего породы приобретают неравновесный доломит-ангидрит-гипс-кальцитовый состав. Такие неравновесные, обычно кавернозно-трещиноватые породы с наложенной восстановительной низкотемпературной (200–100°C и ниже) флюидизацией, что минералогически выражается в развитии нефтебитумов, сульфидов железа, целестина, кальцита и некоторых других минералов в их порах и трещинах — и есть коллекторы серных скоплений.

Наиболее типичны в условиях Прикаспия следующие модели процессов, приводящих к сульфатизации и наложенной восстановительной флюидизации пород: 1) вертикальные потоки флюидов, контролируемые структурами локальных столбообразных поднятий, что характерно для внутренних частей впадины; 2) субгоризонтальные полойные потоки флюидов в прибортовых частях впадины и прилегающих к ним частях

платформенного чехла. Соответственно этим моделям получили наиболее полное выражение два структурных типа осернения сульфатных пород: солянокупольный (столбообразный) и межпластовый (стратиформный). В обоих случаях скопления серы пространственно смещаются на те или иные расстояния от выклинивающихся соляных залежей в направлении движения флюидных потоков, т.е. занимают определенную позицию в зональных метасоматических колонках пород.

Самородная сера установлена в апикальных частях нескольких десятков соляных куполов, среди которых есть выходящие на поверхность и скрытые на разных глубинах. В Подгорненской соляной структуре осернению подверглись гидратированные сульфатные породы, обрамляющие ядро структуры, сложенное солью. Руда на 95% состоит из смеси кальцита и серы. В подчиненном количестве в ней присутствуют гипс, ангидрит, доломит, целестин, пирит и другие минералы. В куполе Искине осернены надсолевые карбонат-сульфатные породы, сменяющиеся нефтегазоносными терригенными отложениями.

Используя обширные материалы В.М.Никольского (1992 г.) по характеристике соляных куполов и размещению сероносных залежей, типовую вертикальную зональность надсолевых частей куполов можно представить в следующем виде (сверху вниз).

1. Верхняя зона рассеянного окремнения, слабой кальцитизации и сульфидизации пород с отложением барита, флюорита, пирита, сфалерита, киновари в экранирующих песчано-глинистых и мергелистых пачках. Эта зона мощностью менее 10 м сохранилась от эрозии на куполах Безымянный, Баскунчак и некоторых других.

2. Зона интенсивно карбонатизированных и сульфатизированных вмещающих пород, превращенных частично в плотные и кавернозные доломит-ангидрит-гипс-кальцитовые метасоматиты. В дробленых разностях метасоматитов имеются прожилки пирита, гипса, кальцита, нефтебитумов и самородной серы. Местами сера слагает массивные руды (S до $n \cdot 10\%$), замещающая гипс-кальцитовые агрегаты (купол Безымянный). Нередки тесные сростания серы с коричневым нефтебитумом.

3. Зона гидролиза ангидрита (мощность более 50–60 м) с массовым развитием скоплений и гнезд плотного или полосчато-сланцеватого гипса, которому сопутствуют целестин, доломит, пирит, бариты, битумоиды и самородная сера. Скопления серы типичны для верхов этой зоны, где гипсовые породы нередко содержат капельно-жидкую нефть.

4. Нижняя зона плотного метасоматического ангидрита (мощность 70–200 м). Вниз по разрезу ангидрит обогащается галитом и другими солями. Эта зона в виде панцыря облекает соляное ядро куполов. Трещиноватый и брекчированный ангидрит частично замещается доломитом и гипсом. В трещинах и породах присутствуют нефтебитумы, пирит и мелкие выделения самородной серы. В переходной зоне от плотного ангидрита к соляному ядру встречаются крепкие рассолы, частично растворяющие и пропитывающие разрыхленную смесь из зерен ангидрита, галита, гипса, боратов, пирита и других минералов.

К сероносным относятся не все соляные купола. Вещественный состав серных руд и их расположение выше соляных ядер и облекающих их панцырей метасоматического ангидрита определяются характером зон наложенных восстановительных флюидов. Как

установлено в Луизиане (США), купола с промышленной нефтеносностью обычно бедны серой и, наоборот, богатые серой купола содержат лишь рассеянную непромышленную нефть. Это позволяет предположить, что массовое осернение сульфатных пород над солями происходит в условиях неинтенсивного притока восстановительных флюидов. При обильном нефтенакплении в такой среде восстановленная сера скорее всего поглощается самой нефтью. Высокосернистые нефти, как известно, типичны для многих солянокупольных структур Прикаспия.

В прибортовых структурах на севере впадины выявлены стратиформные месторождения серы, возникшие, по нашему мнению, при послойной восстановительной флюидизации карбонатно-сульфатных пород.

На участках Ведено и Алексеевка известно семь осерненных и пиритизированных горизонтов суммарной мощностью 80–100 м. Все они локализованы в кавернозных карбонат-сульфатных породах, подвергшихся битуминизации. Сера помимо тонкой дисперсии нередко встречается вместе с битумами в кавернах, стенки которых выполнены шетками кальцита, гипса, ангидрита.

На Марьевской сероносной площади (75 км²) серная минерализация, по данным бурения, распространяется в сульфатизированных карбонатных нижнепермских — верхнекаменноугольных породах до глубин 650 м и более. В рассеянном виде сера встречается почти повсеместно на глубинах 80–650 м, местами же образует скопления. Суммарная мощность интенсивно осерненных пород составляет около 4 м при среднем содержании серы 17,6%.

По данным петрографического изучения пород Марьевской скважины, нижняя часть разбуренной толщи (глубже 638 м) представлена органогенными известняками, интенсивно доломитизированными (вплоть до полного замещения доломитом), позднее катаклазированными с наложенными сульфатизацией, кальцитизацией и битуминизацией. Изменения после катаклаза пород сопровождались интенсивным выщелачиванием карбонатной матрицы с образованием ситовидно-кавернозных микроструктур и осернением. Верхняя часть толщи состоит из сульфатизированных известняков и доломитов с наложенной менее интенсивной сульфидно-битумной и серной минерализацией.

Выявляется три главных этапа метасоматического преобразования карбонатных пород, обусловленных послойной инфильтрацией флюидов: ранней доломитизации с сопутствующим рассеянным науглероживанием (шунгит, керит) и сульфидизацией при воздействии восстановительных парогазовых досолевых флюидов; сульфатизации синхронно солеобразованию; низкотемпературной углеводородно-сероводород-рассольной флюидизации с образованием нефтебитумов и самородной серы.

Различные сочетания трехэтапных изменений исходных органогенных известняков определяют все многообразие текстурно-структурных и вещественных типов карбонат-сульфатных пород, размещение в них сульфидов, нефтебитумов, серы и других минералов. Интенсивность проявления и форма наложенных минералов, включая серу, во многом зависят от степени раздробленности и кавернозности пород. При слабом катаклазе пород поздние битумы и сера, дающие тесные прорастания, сосредоточиваются в извилистых волосяных микропрожилках. В сильно раздробленных — они образуют прожилково-петельчатые каркасы и участки сплошного замещения. На стадии огипсования про-

исходило ситовидно-кавернозное выщелачивание карбонатных пород и окисление содержащихся в них сульфидов железа. В таких участках осернение пород шло наиболее интенсивно.

По другим скважинам в северном борту Прикаспийской впадины также наблюдаются осернение и шнурковая битуминизация сульфатизированных карбонатных пород. Увязка разрезов по скважинам в северном борту впадины с соленосными структурами позволяет считать, что процессы флюидизации разбуренной карбонатной толщи экранировались вышележащими нижнепермскими терригенными отложениями. Потоки флюидов, мигрируя из прибортовых глубинных разломов в пределы чехла платформы, воздействовали под этим экраном на трещиновато-пористую карбонатную толщу на всех этапах флюидизации. Этим обусловлена пространственная совмещенность в них разновременных продуктов метасоматоза. Активизация тектонических движений приводила к послойному катаклазированию, местами даже расланцеванию известняков в зоне мощностью более 200 м сразу под перекрывающей терригенной толщей. В этой зоне сформировались наиболее мощные, местами полосчатого сложения гипс-ангидритовые залежи, в основании которых проявились более поздние процессы битуминизации и осернения.

Приведенные выше данные убеждают в том, что самородная сера образуется при химическом взаимодействии минералов с окисленными формами серы (сульфатов) и восстановителей, в основном углеводов и сероводорода. В парагенезисе с серой при этом обычно кристаллизуется кальцит. Схема такого взаимодействия представляется следующей: $CaSO_4 + C_nH_m + H_2S \rightarrow 2S + CaCO_3 + C_{n-1}H_{m+2}$. Протекает процесс при достаточно низких температурах (ниже 119,5°C), что препятствует переходу серы в газовую фазу.

Источником серы главных промышленных ее месторождений служат сами карбонат-сульфатные породы, чем и объясняется факт постоянного их совместного нахождения не только в Прикаспии, но и в других регионах. Однако какая-то часть серы (вероятно, сравнительно небольшая) образуется и за счет сероводорода при неполном его окислении. Нельзя исключать также возможность участия в самородном серообразовании и пиритной серы, хотя ее роль в этом случае очень мала.

Минерально-флюидные включения в сере на месторождениях Польши, Украины и других регионов (данных по Прикаспию нет) представлены гипсом, целестином, кальцитом, баритом, а также растворами галита с концентрацией 120–130 г/л и газами — углеводородами и сероводородом. Эти данные подтверждают углеводородно-сероводород-рассольный состав флюидов, воздействовавших при серообразовании на карбонатно-сульфатные породы при T 200–65°C.

В итоге петрографо-геохимического анализа сероносности Прикаспийского бассейна авторы пришли к выводу, что все многообразие форм нахождения в нем серы — в разной мере окисленной, восстановленной и самородной — обусловлено многократным вторжением в осадочное заполнение бассейна мантийного сероводорода и их взаимодействие на разных глубинах и этапах развития бассейна. Общей предпосылкой массового развития самородной серы были регионально проявленная сульфатизация карбонатных толщ на этапе солеобразования и последующая (мезокайнозойская) восстановительная флюидизация карбонатно-сульфатных пород в определенных структурах. По-

этому в генетическом отношении полигенные месторождения самородной серы определенным образом связаны как с солеобразованием и сульфатным замещением карбонатных пород, так и с последующим нефтегазообразованием. Современная интенсивная сероводородная дегазация в Прикаспии — лишь ослабленное продолжение древних ее проявлений.

2.3. Типовые модели формирования месторождений углеводородов

В нефтях, как известно, в качестве примесей присутствует до шестидесяти химических элементов при содержаниях, варьирующих от 1 мг/т до 100 г/т. Среди них широко представлены различные металлы, в частности халькофильные и благородные. Обобщения по металлоносности нефтей, проводившиеся многими исследователями (А.П.Виноградов, Н.К.Надилов, А.В.Котова, Д.И.Горжевский и др.), показали разную их металлогеническую специализацию. Так, нефти Волго-Уральского бассейна имеют высокие содержания V (до $1,4 \cdot 10^{-1}\%$) и Ni (до $0,2 \cdot 10^{-1}\%$), а также постоянную примесь Co, Cr, Mo и Re, связанные с тяжелыми асфальто-смолистыми фракциями. В тяжелых нефтях и битуминозных породах Татарии содержание V 0,01–0,07%, а Ni 0,009–0,05% на массу. В нефтях много Ni ($1,2 \cdot 10^{-2}$), а среди элементов-примесей помимо V и Mo присутствуют Zn, Cd и Hg. На юге Сибири и в Фергане известны нефти с низкими содержаниями металлов, среди которых преобладают Pb и Zn, концентрирующиеся не только в саже (при сгорании нефти), но и в легких высококипящих ее фракциях. В целом для легких нефтей характерно присутствие Pb, Zn, Cd, J, Br, а для газоконденсатов — Br, J, Hg, Zn. Особую группу составляют золотоносные нефти, эксплуатирующиеся в Калифорнии. В отличие от большинства металлов, накапливающихся в саже, золото при сгорании нефти полностью теряется в виде каких-то летучих соединений и потому в США разработан и запатентован особый метод его промышленного извлечения. Попутное промышленное получение металлов (V, Ni, Cu, Hg, Au) при переработке нефтей пока не имеет широкого развития. Но нет сомнений, что в будущем определенные типы нефтей станут важнейшими источниками промышленной добычи многих ценных металлов.

Факторы, определяющие ту или иную металлогеническую специализацию нефтей, а также уровни концентрирования в них различных металлов, в настоящее время совершенно неясны. Признавая мантийный первоисточник большинства металлов в нефтях и эндогенную их природу, пока можно лишь предполагать, что металлогеническая специализация нефтей как-то причинно связана с геологическими условиями их синтеза, т.е. с разными моделями формирования месторождений углеводородов. Для проверки правоты этого предположения в Прикаспии, к сожалению, мало данных по геохимии нефтей разных месторождений.

Главная эмпирически установленная закономерность локализации нефтегазовых месторождений в Прикаспии состоит в приуроченности их к столбообразным структурам — локальным поднятиям подсолевого этажа и соляным куполам на уровне перми — триаса и мезокайнозоя. С подсолевым этажом связаны наиболее крупные объекты, с надсолевым — мелкие месторождения и многочисленные нефтегазопроявления. Тради-

ционные попытки объяснения этих закономерностей с позиций биогенной природы УВ и их генерации в породах подсолевого этажа более чем проблематичны, так как содержания $C_{орг}$ в подсолевых преимущественно карбонатных осадочных породах крайне низки (на уровне кларковых). Породы с повышенной (1–2%) и весьма высокой (до 10–20%) углеродистостью всегда оказываются интенсивно метасоматически преобразованными. В шлифах надежно доказывается вторичная природа углерода, представленного то шунгитом и керитом, то асфальтовыми нефтебитумами. Поэтому представляется перспективным альтернативный подход к обоснованию моделей формирования нефтяных месторождений — с позиций эндогенного науглероживания пород в столбообразных поднятиях и последующей трансформации углерода при повторных актах восстановительной флюидизации таких структур. Большое внимание необходимо уделять петрографическому изучению нефтемещающих пород, позволяющему выявлять последовательность этапов их преобразования, формы отложения углерода и время появления капельно-жидкой нефти. Попытаемся рассмотреть эти вопросы на материалах петрографического изучения керна трех крупнейших и глубоко разбуренных месторождений углеводородов Прикаспия.

Месторождение Тенгиз — уникальное по запасам нефти — открыто в 1979–1980 гг. Приурочено к округлому поднятию (на высоту около 1 км) подсолевых пород площадью 23,5×24 км [51]. Структура поднятия, соотношение его с облекающими известково-терригенными отложениями в пределах глубин 4–8 км, а также степень разуплотнения пород в центре столбообразной структуры видны на сводных разрезах и планах (см. рис. 27, рис. 30).

В шлифах по керну скважин повсеместно наблюдалась интенсивная преобразованность терригенно-карбонатных пород в пределах структуры: их общая перекристаллизация и изменение минерального состава, грануляция, выщелачивание, доломитизация, окремнение, кальцитизация, растрескивание и инъецирование кремнисто-битумного и кальцит-битумного вещества в трещины и пустоты. В породах преобладают секущие трещины, составляющие с осью керна углы 20–80°, заполненные на 70–80% кальцитом и на 20–30% нефтебитумами.

Для месторождения характерно сочетание коллекторов трех типов: трещинного (с емкостью в плотных породах 1,5–1,6%), корово-кавернозно-трещинного с пористостью 3–7% (более 50% объема залежи приходится на этот коллектор) и трещинно-кавернозно-пористого (пористость более 7%). Коллектор третьего типа содержит основные запасы нефти. Комбинирование коллекторов трех типов в пределах хорошо экранированного углеродистыми сланцами и солями столбообразного поднятия обусловило формирование в его пределах гигантской залежи легких бензиновых нефтей с высоким пластовым давлением (83 Па) и обильной примесью сероводорода (18,3%).

Соотношения между твердыми битумами, жидкой нефтью и флюидно-метасоматическими преобразованиями пород в процессе формирования столбообразной нефтемещающей структуры приняты исходными при обосновании генезиса нефтяной залежи. Твердые битумы — типичные и широко распространенные образования в этой структуре. В кровле залежи ниже черных углеродистых сланцев среди измененных карбонатных пород они повсеместно содержатся в количествах 1–2% до 18–20%.

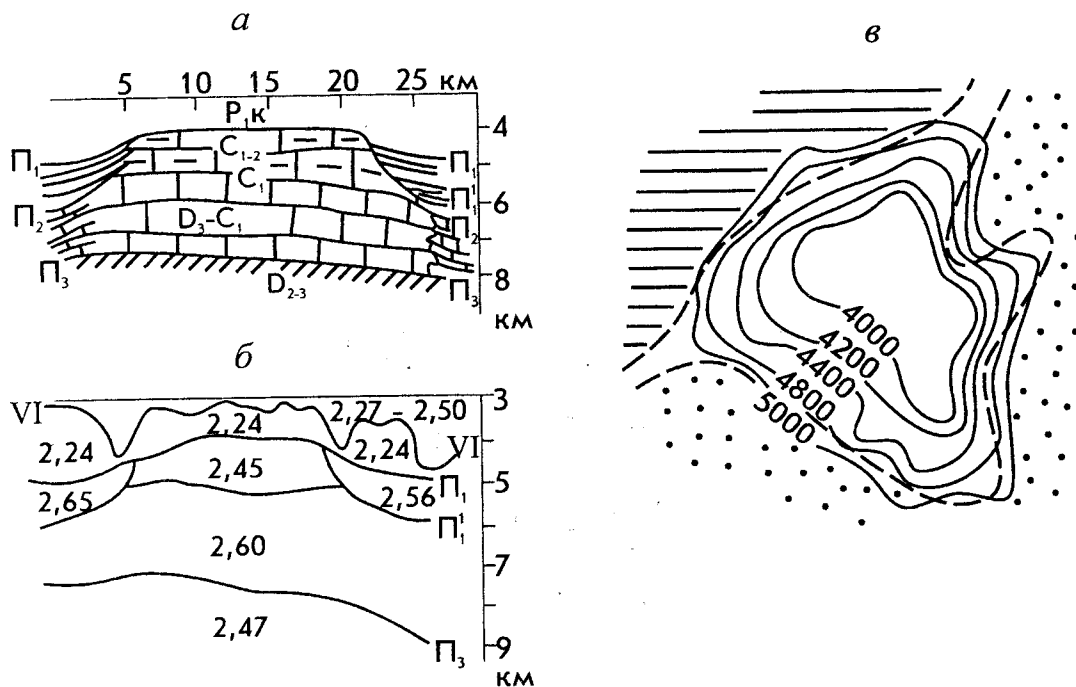


Рис. 30. Столбообразная подсолевая структура нефтяного месторождения Тенгиз, по В.П.Шебалдину, В.Н.Селенкову, А.Б.Акимовой, 1988:

а — геологическая модель месторождения по профилю 101; б — плоскостной разрез по программе «Гравик»; в — подсолевой срез месторождения, изогипсы (м) по подошве соли; П₁ — подошва соли, П₃ — подошва карбонатов Д₃, VI — поверхность соли

П.А.Карпов и др. [45] показали, что твердые битумоиды, представленные здесь керитами (импсонитами), антраксолитами и переходными образованиями, возникли позднее новообразованных карбонатов. Нефть же всегда вторична по отношению к твердым битумоидам.

Наши исследования керна опорных скважин Тенгиза позволяют утверждать, что различные генерации твердых битумоидов причинно связаны с метасоматическими преобразованиями пород ранних этапов — начальной доломитизацией известняков, науглероживанием и сульфидизацией сланцеватых аргиллитов. Эти метасоматические изменения под воздействием паро-газовых флюидов, сравнительно равномерно пропитывавших породы, прошли без существенного изменения их плотности и пористости. Осадочные породы сохранили слоистое сложение. Эволюция флюидов в более плотные, насыщенные газами и химически активные, выражена сменой описанных изменений наложенной сульфатизацией. Карбонатные породы при этом пятнисто-точечно «проедаются» вначале замутненным галопелитом и кружевным кальцит-доломит-ангидритовым мелкозернистым агрегатом с дисперсным бурым битумоидом II генерации. Когда количество новообразований превышает 30–40%, ранние битумоиды перераспределяются. Наряду с осветленными карбонат-сульфатными агрегатами, цементирующими утратив-

шую первичное сложение, гранулированную карбонатную породу, образуются неправильные прожилки и «паучки» черного вароподобного битумоида III (см. рис. 28). Широкое развитие округлых метасоматических реликтов (гранул), перераспределение карбонатов и битумоидов указывают на важную роль межзерновой миграции жидкостей, химического растворения и переотложения веществ во время второго этапа флюидизации. Происходит не только перекристаллизация карбонатов, но и раннего мелкозернистого ангидрита с возникновением нескольких более поздних генераций последовательно укрупняющихся и очищающихся от примесей зерен (см. рис. 23). Степень окисленности флюидов при этом сохранялась умеренной, о чем свидетельствует отсутствие гипса в ангидритовых парагенезисах и появление сульфидов вместе с битумоидами. В целом минералообразование второго этапа флюидизации, включая отложение битумоидов, происходило в обстановке структурной дезинтеграции исходных карбонатных пород и превращения их в пропитанные газом-жидким флюидом кашеобразные смеси, с чем связано, как показано выше, формирование локальных столбообразных поднятий.

Минеральные парагенезисы III этапа во времени сильно оторваны от предыдущих. В форме гнезд и микропрожилок они накладываются на трещиноватые и дробленые доломит-сульфатные породы. Их состав: послееангидритовый дисперсный кремнезем, доломит III, кальцит, поздние зернистые сульфиды III–IV генераций и нефтебитумы. Количество минералов III генерации в пределах нефтеколлекторов варьирует от нескольких до 30–40%. Иногда они равномерно и полностью пропитывают породу. Большая пестрота состава и микроструктур нефтеносных пород в значительной мере обусловлена неоднородным распределением минералов III этапа. Так, в шлифах можно видеть преобладание то доломит-нефтебитумного, то существенно кремнистого, то собственно нефтебитумного замещения доломит-сульфатных пород. Оптимальный режим гидрогенизации ранних битумоидов с преобразованием их в микрокапельную нефть характеризуется начальным и умеренным окремнением с сопутствующими ему битумоидами в количестве более 2–3%.

Во многих шлифах прослеживается устойчиво повторяющаяся петроструктурная закономерность: теснейшая связь между временем и местом выделения дисперсного кремнезема и микрокапельной нефти. В пределах шлифа она видна на расстоянии долей миллиметра и первых миллиметров, чем и обусловлены размеры и морфология кремнисто-нефтебитумных гнезд-пятен, микропрожилок и других выделений в тенгизитах. Уместно напомнить, что ассоциация окремнения и нефтеносности — явление обычное и массовое, неоднократно описанное многими исследователями, например, в баженитах и доманикитах разных районов. Однако лишь в условиях Тенгиза, где нефтеобразование происходило в карбонат-сульфатных метасоматитах, авторы впервые столкнулись со столь наглядными петроструктурными соотношениями кремнезема и нефтебитума, когда их тесная генетическая взаимосвязь представляется несомненной. Поэтому правомерен вывод о том, что синтез нефти при преобразовании ранних битумов в структуре Тенгиза как-то причинно обусловлен выделением свободного кремнезема в доломит-ангидритовой породе. Кремний, отсутствующий в исходной среде, мог появиться в данном случае лишь вследствие его привноса с глубины восстановленными газовыми флюидами.

ми, приводящими к метасоматическим преобразованиям III этапа. Наиболее вероятными химическими соединениями кремния, которые могли бы в этих условиях мигрировать вместе с водородом, углеродными газами и сероводородом были по всей видимости гидриды кремния — силаны.

Силаны — это соединения типа $\text{Si}_n\text{H}_{2n+2}$ при $n=1-8$. Моносилан SiH_4 и дисилан SiH_6 представляют собой газы во многом совершенно аналогичные метану и другим углеводородным газам, но в отличие от них химически более активные. Они, в частности, взаимодействуют с водой и воздухом при обычных температурах. При взаимодействии силанов с водой образуются тонкая дисперсия кремнезема и водород ($\text{SiH}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2 + 4\text{H}_2$), а с кислородом воздуха (самовоспламенение) — также выпадает кремнезем и отщепляется вода ($\text{SiH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$). Поэтому присутствие газообразных гидридов кремния в смеси восстановленных газов на III этапе флюидизации неизбежно должно было приводить к окремнению пород в участках синтеза нефти. Особенно тесные пространственные связи микрокапельной нефти и дисперсии кремнезема, например в микропрожилках, вероятно, обусловлены тем, что образующийся при распаде силана водород представлен гидрид-ионом H^- , т.е. протоном с двумя электронами. Наличие гидрид-иона водорода, обладающего высокой химической активностью, по-видимому, приводило к усилению процессов гидрогенизации битумов и преобразованию их в нефть даже при невысоких температурах. Присутствие силанов в газовой фазе возможно в том случае, если вся пленочная вода пород уже израсходована при взаимодействии с ними. Этим, очевидно, и объясняется давно известный, но генетически не расшифрованный факт о том, что нефтегазоносные породы нередко гидрофобны.

Таким образом, петрогенезис нефтемещающих пород Тенгизского месторождения отвечает следующим представлениям о его образовании. Общей предпосылкой нефтеобразования послужило обильное отложение углерода в форме антраксолита, керита и других твердых битумоидов в метасоматически преобразованных породах при формировании локального сводового поднятия. При мезокайнозойской (неогеновой) активизации тектонических структур и глубинных флюидодинамических процессов столбообразная структура поднятия служила каналом высокой сосредоточенной проницаемости. Именно по ней потоки восстановленных газов инфильтрировали в битуминизированные трещиновато-кавернозно-пористые метасоматически преобразованные породы. В процессе гидрогенизации битумоидов под воздействием водород-углеводородных, сероводородного и других «сухих» газов принимали участие также силаны. Этим, возможно, обусловлены почти повсеместное окремнение нефтеносных пород и весьма высокая степень гидрогенизации битумоидов с образованием преимущественно легких бензиновых нефтей.

Миграция нефти с накоплением ее под экраном углеродистых сланцев и солей имела локальный характер и осуществлялась в пределах столбообразной структуры снизу вверх, т.е. в направлении потока глубинных газов. Вертикальный размах зоны нефтеобразования скорее всего определялся условиями битуминизации пород на ранних этапах.

Привнос и отложение тяжелых металлов происходили, по-видимому, на всех стадиях науглероживания пород с последующей перегруппировкой металлов и накоплением их в жидкой нефти на этапе гидрогенизации углерода. Пока аналитические данные от-

сутствуют можно лишь предполагать, что одни металлы (ванадий, никель, кобальт, хром и др.) имели тенденцию накапливаться в тяжелых фракциях нефти, другие — в более легких ее фракциях.

Нефте-газононденсатное *Карачаганакское месторождение* приурочено к локальному поднятию подсолевого комплекса высотой более 2 км. Сложено поднятие верхнедевон–нижнепермскими метасоматически преобразованными карбонатными породами. В плане оно имеет форму свода размером 26×14 км, осложненного двумя более мелкими куполами.

Широко развитый процесс доломитизации накладывается на разновозрастные известняки, приводя к образованию в пределах поднятия различно доломитизированных пород и доломитов. Ангидритизация также меняется от начальной по микротрещинам и порам до сплошной при общей тенденции постепенного снижения интенсивности с глубиной по мере удаления от соляной покрышки.

Газоконденсатная залежь под соляной покрышкой имеет четко выраженную вертикальную зональность [28]. На глубине 3,6–4,8 км она представлена газоконденсатом без нефти или с очень небольшим (0–5%) ее присутствием в микропорах. В интервале 4,80–4,95 км количество жидкой фазы в порах пород увеличивается до 5–10%, а еще глубже (4,95–5,05 км) — до 10–50%. На глубине 5,05–5,15 км преобладает нефть, газовой фазы менее 300 м³/м³. Снизу залежь ограничена водно-нефтяным контактом.

Изучение 2,5 тысяч образцов керн из 29 скважин [53] показало, что от кровли к подошве залежи постепенно возрастают плотность газоконденсата от 0,78 до 0,82 г/см³, битуминозность измененных карбонатных пород от 0,05–0,1 до 1–2%, содержание плотных асфальтовых компонентов в битумах, а также гидрофобность пород. Одновременно сверху вниз уменьшаются пористость пород, их проницаемость и степень ангидритизации. Нефтяная фаза внизу газоконденсатной залежи имеет сложную гипсометрию и прерывистое строение, что свидетельствует о преобладании в структуре вертикальной инфильтрации.

Эффективная пористость пород варьирует в пределах от 1 до 18% и обычно прямо связана с доломитизацией и ангидритизацией известняков. В верхней части ловушки преобладают породы с пористостью более 7% (а в центре «карбонатного столба» 8–15%), в нижней части (как в центре «карбонатного столба», так и по его периферии) пористость пород менее 5%.

Для всей газоконденсатной залежи в пределах глубин 3,7–4,9 км типичны АВПД и в то же время низкие (менее 90°С) пластовые температуры.

Приведенные данные позволяют представить процессы образования нефте-газоконденсатной залежи Карачаганакского месторождения следующим образом. На этапе солеобразования, когда возникло столбообразное поднятие преобразованных известняков, интенсивность их битуминизации была слабой. Заметное количество битумоидов отложилось лишь на глубинах более 5 км. Это произошло, по-видимому, вследствие относительно низкой температуры среды и неблагоприятных для битумообразования условий эволюции флюидов. В результате Карачаганакская столбообразная структура, аналогичная по размерам, морфологии и условиям экранирования с Тенгизской, на раннем этапе своего развития имела насыщенность битумоидами на порядок ниже. Поэтому при последующем

(мезокайнозойском) этапе восстановительной флюидизации процесс нефтеобразования был менее интенсивен и смещен относительно экранирующего свода на 1–1,5 км в область, где количество ранних битумоидов превышало 1–2%. Поступавшие с глубин мантийные газы, концентрируясь под экраном и взаимодействуя с рассеянными битумоидами, эволюционировали в газоконденсаты с малой долей жидкой фазы. И лишь с возрастанием роли гидрогенизации битумоидов на глубине появлялась нижняя нефтяная оторочка. Нефть, судя по всему, автохтонна на всех уровнях: инфильтрация ее снизу вверх, несмотря на возрастание пористости пород в верхних и центральных частях структуры, не происходила.

Принципиальное различие между моделями формирования Тенгизского нефтяного и Карачаганакского газоконденсатного месторождений, приуроченных к сопоставимым структурам, обусловлено окислительно-восстановительными режимами флюидизации на ранних этапах их развития: интенсивной битуминизацией (от 1–2 до 18–20% битумоидов) пород Тенгиза и слабой битуминизацией (от 0,05–0,1 до 1–2%) пород Карачаганакка. Более поздние потоки восстановительных газов на Тенгизе расходовались в процессе гидрогенизации ранних битумоидов и преобразовывались в легкую нефть при попутном накоплении сероводорода. На Карачаганаке наложение таких газов на слабо битуминизированные породы приводило к образованию существенно газоконденсатной залежи.

Астраханское месторождение серогазоконденсатов локализуется в субгоризонтальной зоне обширного и пологого сводового поднятия подсолевого ложа. На глубине 4,2 км латеральные размеры свода 100×200 км при амплитуде вертикального поднятия всего 200–300 м. Окружающие пологий свод склоны «платформы» погружаются более круто — в пределах глубин 4–5,8 км. Именно этим обусловлены хорошие условия накопления и экранирования газов на очень большой площади при почти горизонтальном залегании их скоплений. Под силлово-лакколитовой залежью солей, перекрывающей весь свод, располагается маломощная зона разлистованных сульфидно-углеродистых сланцев, содержащих проявления нефтебитумов. Она и служит непосредственным экраном для нижележащей серогазоконденсатной залежи, заключенной в карбонатных породах. Вертикальная мощность залежи мала, что при огромной протяженности по латерали свидетельствует о совершенстве экранирования потока глубинных газов и их инфильтрационном перераспределении под экраном.

Продуктивные карбонатные породы сильно изменены и содержат линзовидные реликты глинистых пропластков. Вмещающие газоконденсат породы интенсивно трещиноваты и в пределах свода образуют единую гидродинамическую систему. Сверху залежь экранируется уплощенным сводом с локальными поднятиями 50–70 м, а снизу ограничена поверхностью газоводного контакта, полого погружающегося на юго-запад.

Компонентный состав флюидов месторождения уникальный. На долю метана в нем приходится 51,7% и лишь немногим меньше — на долю кислых газов: сероводорода — 25,8% и углекислого — 14,5%. В заметных количествах присутствуют азот, гелий, а из металлов — ртуть. Как показали Г.А.Габриэлянц и др. (1988 г.), наибольшую экономическую значимость представляет здесь товарная сера (47%).

Сверху вниз в разрезе выделяется три зоны — газоносная, переходная и водоносная. Коллекторские свойства газоносной зоны определяются сравнительно однородной пористостью при подчиненной роли крупных пор, наличием АВПД и высоким содержанием жидких УВ в газовой фазе.

Черносланцевые породы в кровле залежи изучались по керну скважин 7 и 73. Наблюдается несколько этапов метасоматического преобразования глин-аргиллитов. Вначале в процессе рассланцевания и гидрослюдизации глины-аргиллиты приобрели оптическую ориентировку и подверглись тонкочешуйчатой шунгитизации, дисперсной сульфидизации (до 10%), полосчато-линзовому окремнению и слабой доломитизации. Затем в условиях гидролиза эти начальные преобразования сменились гидрослюдисто-альбит-кварцевым замещением пород с утратой ими сланцеватости, приобретением массивного сложения и осветлением. Помимо кварца и полевого шпата кристаллизовались циркон, апатит, сульфиды II генерации. В участках повышенной известковистости и доломитизации пород, где сульфиды почти полностью исчезают, отлагались выделения плотного черного битума. Дальнейшее усиление метасоматического процесса приводило к формированию в обесцвеченных углеродистых сланцах каолинит-кварц-кальцит-битумной минерализации. Порода насыщалась округлыми выделениями халцедоновидного кварца, часто в сростании с черным битумом, каолинитом, гидрослюдисто-хлоритовыми обособлениями. В участках отсутствия битумов и карбонатов такие породы насыщены поздними сульфидами (10–30%) в виде вкрапленников (в том числе игольчатой формы) и колчедановидных скоплений. На благородные металлы эти породы не опробованы, хотя подобные им черные сланцы с сульфидами обычно металлоносны.

Направленность изменений флюидного режима на этом объекте, как видим, та же, что на вышеописанных: воздействие восстановленных газов сменялось гидролизом с постепенной активизацией роли воды, углекислоты и щелочей. Это приводило к каолинизации алюмосиликатного субстрата, растворению ранних сульфидов, выпадению кварца, преобразованию части антракосолитовых форм углерода в черный битумоид. Однако степень окисленности флюидов не достигала критической и сульфатизация пород не происходила. На конечной стадии преобразований вновь активизировался восстановительный режим, что сопровождалось сульфидообразованием и рассеянным гнездовым нефтебитумообразованием, приуроченным в отличие от карачаганакской модели к висячему боку пластовидной газоконденсатной залежи, т.е. к контакту ее с подсолевыми углеродистыми сланцами.

Петрогенетические особенности карбонатного коллектора газоконденсатов изучались нами по глубоким скважинам № 52 и Долгожданная. Вмещающие залежь органогенные известняки и их глинистые разности в процессе метасоматических преобразований вначале подверглись неинтенсивному дисперсному сульфидно-углеродистому замещению, окремнению и доломитизации, затем — сульфатизации, кавернозному выщелачиванию и неравномерной перекристаллизации. На стадии сульфатизации они частично замещались пятнами галопелита и выделениями микро-крупнозернистого ангидрита. Породы приобретали массивное или пятнисто-комковатое сложение. Нарастание интенсивности гидролиза отражалось в перекристаллизации ангидритовых агрегатов с очищением укрупняющихся зерен от реликтовых темноокрашенных дисперсий, затем

— в огипсовании ангидрита, переотложении кальцита в форме порфиробласт и выщелачивании породы. Пятна и каверны заполнялись кальцитом, гипсом, солью, халцедоном. Им сопутствовали секущие микропрожилки и микроштокверки нефтебитумов и серы.

Гидролиз пород и поздняя восстановительная флюидизация на Астраханском месторождении протекали при более низких температурах и в режиме более высокой окисленности флюидов, чем на Тенгизе и Карачаганаке. С этим связаны меньшая интенсивность доломитизации известняков, повсеместное огипсование ангидритов, обилие каолинита в ассоциации с халцедоновидным кварцем, а также кальцита с гипсом. Проявления нефтебитумов локализованы преимущественно в зоне углеродистых сланцев, в нижележащих карбонатных коллекторах их количество невелико (на порядок ниже, чем в нефтеколлекторе Тенгиза). По-видимому, нефтебитумы отлагались здесь также при более низкой температуре, о чем свидетельствует их тесный парагенезис с самородной серой и ртутью.

Модель формирования Астраханского газоконденсатного (с сопутствующими серой и ртутью) месторождения представляется следующей. На раннем этапе инверсии (в конце триаса — начале юры) поднятие «платформы» подсолевого карбонатного комплекса не сопровождалось полным разрушением и флюидно-метасоматическим преобразованием известняков как это произошло в столбообразных структурах Тенгиза и Карачаганак. Слоистое сложение пород, по-видимому, в основном сохранялось, а степень доломит-сульфатного их замещения и битуминизации были невысоки. Однако поднятие «платформы» сопровождалось межпластовыми срывами, рассланцеванием, шунгитизацией перекрывающих ее глин-аргиллитов, преобразованных в доманикоподобные черные сланцы. На мезокайнозойском этапе эти черные сланцы экранировали газовые потоки, а углистое вещество в них было частично преобразовано в нефтебитумы. Проявления нефтебитумов в субгоризонтальной зоне черных сланцев рассредоточены по латерали на большие расстояния. По-видимому, условий для их концентрирования и перераспределения не было. Взаимодействие же глубинных газов с рассеянными битумоидами в нижележащих карбонатных породах выражалось преимущественно в их превращении в более плотные газоконденсаты с сопутствующими сероводородом, углекислотой, гелием, ртутью. Допустимо предположение, что потоки газов поступали по разломам с глубин не только в пределах приподнятой «платформы», но и ее кольцевого периферического окружения.

Таким образом, масштабы газонакопления на Астраханском месторождении обусловлены огромными латеральными размерами сводовой структуры и весьма совершенными условиями ее экранирования. На порядок меньшие по латеральным размерам структуры Тенгиза и Каратона характеризуются более интенсивной преобразованностью и битуминизацией пород, что привело при многоэтапной флюидизации таких структур к образованию нефти и нефтегазоконденсатов. Прямая (Астраханское) и обратная (Карачаганак) вертикальная зональность в размещении нефтебитумов и газоконденсатов является унаследованной. В обоих случаях она возникла при наложении потоков восстановленных газов на ранее минерализованные структуры, в разной мере обогащенные углеродистым веществом в нижних и верхних своих частях.

2.4. Поведение тяжелых металлов и типовые обстановки их накопления

Сведения о металлоносности солей и солевмещающих пород фрагментарны и относятся в основном к отдельным районам Днепровско-Донецкой впадины, Предуральского прогиба и прилегающих частей платформы [10, 37, 38, 54]. По Прикаспийскому бассейну из-за слабой его петрографо-минералогической изученности их мало, хотя минерализация свинца, цинка, ртути встречается здесь на большой площади [10, 25]. Условия миграции и отложения металлов при галогенезе также пока слабо изучены. Некоторые наметившиеся тенденции их поведения по данным Г.А.Голевой [13, 14], Е.М.Шмариовича [33, 49, 52] и других исследователей, таковы. Многие халькофильные металлы (Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Hg, Ni, Co) дают наиболее разнообразные комплексные соединения в близонейтральных растворах. Свободные их катионы преобладают в сильно кислых растворах (при $pH < 3$), а отрицательно заряженные комплексы — в сильно щелочных. Поэтому медь и цинк мигрируют в виде простых (Cu^{2+} , Zn^{2+}) и комплексных ($CuHSO_4^+$, $Zn-HSO_4^+$) катионов. В слабо кислых, нейтральных и слабо щелочных растворах высокие содержания этих металлов связаны преимущественно с хлоридными, сульфатными и гидрокарбонатными комплексами. Карбонатная же среда для них является осадителем.

Свинец в сульфатных водах практически нерастворим. Главные формы его переноса связаны с сероводородно-гидросульфидными ($Pb(HS)_2^+$, $Pb(HS)_3^-$) и хлоридными ($PbCl^+$, $PbCl_2^-$) растворами. Нерастворимо в сернокислых растворах и золото. Лишь в сильно окисленных хлоридных средах оно дает комплексы $AuCl_2^-$, $AuCl_4^-$, $AuBr_2^-$ и другие. Растворимо золото также в слабо окислительных и восстановительных условиях. Из этого следует возможное многообразие форм его связи с соленосными комплексами пород и вероятность широкого распространения в них.

Исследование газово-жидких включений в минералах стратиформных месторождений также показало, что Pb, Zn, Ag переносились хлоридными кальциево-натриевыми крепкими рассолами в форме устойчивых хлоридных комплексов. В карбонатной среде при наличии сероводорода, углеводородов и T 150–250°C происходила нейтрализация таких растворов и отложение сульфидов содержащихся в них металлов.

Глубокими скважинами под оз. Солтон-Си (США), на Челекене и в ряде других районов подтверждена высокая металлоносность хлоридных рассолов. Под оз. Солтон-Си хлоридные рассолы образуют диапир, уходящий на глубину более 3 км. В этих рассолах при T 300°C и кислой реакции содержатся, мг/л: Fe 2000, Mn 1500, Zn 500, Cu <10, Ba 200, Sn 400, благородные металлы <100. Близки к ним содержания металлов в глубоководных хлоридных рассолах Сибирской платформы (Fe 1000–1500, Mn 400–600, Zn 100–300, Pb 50–120 мг/л), п-ова Челекен и Красного моря.

Из приведенных данных следует, что кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные режимы рассолов следует рассматривать как определяющие факторы миграции и отложения тяжелых металлов. В процессе инфильтрации потоков солевых рассолов эти режимы сложно видоизменяются, с чем связано многообразие проявлений металлов в солевмещающих комплексах пород и солях разных типов. Проиллюстрируем это на поведении в соленосных комплексах железа, марганца, полиметаллов, ртути, благородных и других металлов.

2.4.1. Железо, марганец. При доломит-ангидритовом замещении пород и отложении комплексных солей железо и марганец переходят из пород в солевые рассолы и непрерывно обогащают их. Поэтому на поздних стадиях кристаллизации солей, когда образуются калиевые и сульфатно-магниевые их разности, рассолы обогащаются этими металлами (с особенности железом) до перенасыщения. Происходящее при окислительном режиме массовое выпадение железа в форме гематитовых дисперсий в сильвинитовых и карналлитовых солях отвечает именно этому процессу. Таким образом, с нашей точки зрения, объясняется широко известный факт красных и пестрых расцветок более поздних солей, в отличие от ранних (белых и серых) галитовых.

Постсолевые рассолы в условиях пластовой инфильтрации и недостаточной окисленности среды продолжают обогащаться железом и марганцем, выщелачивая их из вмещающих пород. Расстояния латеральной миграции таких рассолов и масштабы перетложения металлов могут быть значительными. Отложение железа и марганца из охлажденных растворов в форме окисных соединений происходит на окислительных барьерах, в особенности, по-видимому, при смешении рассолов с кислородными подземными и атмосферными водами. Поэтому гидроксиды железа и марганца типичны в парагенезисе с гипсом и закарстованными огипсованными известняками.

Изложенная модель накопления при солеобразовании железа и марганца позволяет увязывать закономерности пространственного размещения скоплений бурожелезняковых оолитовых, лимонитовых, сидеритовых и марганцево-карбонатных руд в чехле платформы с фронтальными частями потоков постсолевых рассолов. Известно, что основные скопления бурожелезняковых руд сосредоточены в восточной краевой части платформы (от Владимира до Сыктывкара). Они встречаются среди самых верхних (нижнетриасовых) надсолевых терригенных красноцветов мощностью менее 150 м.

2.4.2. Медная минерализация. В толщах красноцветных терригенных пород, как экранирующих соли (Прикаспий, Предуралье), так и сменяющих их по латерали (чехол платформы) встречаются рудопроявления меди. Это связано с переотложением меди постсолевыми рассолами в окислительных режимах. Однако в отличие от железа и марганца концентрированное отложение сульфидов меди (рудообразование) среди красноцветов происходит не на окислительных, а на восстановительных геохимических барьерах — обычно в различных углеродистых породах. В Предуралье и Прикаспии в красноцветных толщах перми и триаса выявлены сотни линз и гнезд медных руд, приуроченных к пачкам углеродистых сланцев, скоплениям обуглероженных растительных остатков, битуминозным карбонатным, глинистым и песчано-конгломератовым породам. В составе руд преобладают халькозин, халькопирит, борнит. В небольшом количестве им сопутствуют галенит, сфалерит, пентландит, серебро, арсенопирит, золото. В виде примеси в рудах присутствуют гипс, ангидрит, каменная соль, целестин.

В южном Предуралье почти все рудопроявления меди заключены в полосе верхнепермских красноцветов, выходящих на эрозионный срез в полосе длиной 100–200 км и шириной 25–50 км. Нижнетриасовый красноцветный комплекс в пределах этой полосы эродирован. Поэтому меденосные красноцветы по вертикали располагаются ниже железоносных по меньшей мере на 400–500 м.

Вдоль северного борта Прикаспийской впадины развит обособленный ареал пермо-триасовых красноцветов субширотной ориентировки длиной более 300 км, шириной 50–100 км, с которым помимо рудопроявлений меди связаны локальные проявления фосфоритов и калийных солей. Прерывистое пятнисто-полосчатое внутреннее строение ареала и прямые латеральные переходы к солям Прикаспия свидетельствуют о поступлении с юга минерализующих постсолевых растворов в пределы чехла прибортовых и платформенных структур.

Большая пространственная рассредоточенность медных проявлений в описанных регионах обусловлена наличием локальных геохимических барьеров на путях региональной инфильтрации постсолевых рассолов в чехле платформы. Наиболее крупными барьерами среди красноцветов, по-видимому, служили горизонты битумоидных пород, сходных с доманикитами. В доманикитах Предуралья содержание халькофильных металлов в 10–100 раз превышает их кларки для неизмененных осадочных пород. Поэтому выявление в толще красноцветов и под ними (на уровнях от триаса на юге до ордовика включительно на севере) крупных горизонтов и линз доманикитов может служить главным фактором при прогнозировании руд типа медистых сланцев Германии.

2.4.3. Рудопроявления свинца, цинка, ртути. Эти металлы в соленосных комплексах пород развиты широко, хотя в самих солях не отлагаются. Намечается две модели их отложения при солеобразовании — ореольно-солянокупольная и инфильтрационно-межпластовая. Первая модель типична для соляных штоков и куполов, сформированных на определенных уровнях в подвижных зонах и детально описана в работе [6]. Вторая характерна для чехловых структур окраин платформы, сменяющих по латерали соленосные впадины.

В Днепровско-Донецкой впадине эпигенетическая минерализация брекчий в апикальных частях штоко- и дайковидных тел каменной соли зависит от глубин выклинивания солей. Когда соли выклиниваются на предпалеогеновом и более высоких стратиграфических уровнях, проявляются низкотемпературные изменения пород и самородная сера. Для поисков металлических руд такие соляные купола бесперспективны. Все месторождения и рудопроявления халькофильных металлов связаны с соляными куполами, выклинивающимися по восстанию на предтриасовом уровне и сопровождающимися ореолами средне- и высокотемпературных метасоматитов [37]. Вокруг таких куполов рассолы с T до 300°C вызывали ангидритовое, ангидрит-доломитовое, кварц-альбитовое и березитовое замещение брекчированных вмещающих (углеродистых карбонатно-терригенных и вулканогенных) пород с отложением в них галенит-сфалеритовых руд, а также сопутствующих графита, антраколита, керита. На ртутном (Славянском) месторождении вокруг соляного штока сформирована зона аргиллизитов (T $300\text{--}120^{\circ}\text{C}$) с флюоритовой, серно-колчеданной, свинцово-цинковой, стронциево-баритовой, давсонитовой минерализацией и залежами киноварно-битумных руд, содержащих местами вязкие и жидкие углеводороды.

Как видно, рудообразование из относительно высокотемпературных солевых рассолов сложного состава в обоих случаях сопровождалось кислотно-щелочной инверсией среды, значительным снижением ее температуры и протекало на восстановительных (углеродисто-битумных) геохимических барьерах. Широкое развитие глобулярных,

сгустковых, пятнистых и аморфных структур минеральных агрегатов, шарообразных их скоплений с частым чередованием сфалерит-анкеритовых, сфалерит-пиритовых, пирит-марказитовых и карбонатных зонк указывают на многокомпонентный состав, высокую концентрацию рудообразующих рассолов и характерную тенденцию их фазового расщепления.

Металлоносность верхних частей солянокупольных структур восточного Прикаспия, где ожелезненные породы вмещают небольшие скопления нефтей и битумоидов, доказана О.А.Савадским и др. [40] при обобщении результатов спектрального анализа кернов по 470 скважинам (более 10,5 тысяч анализов).

В районе горы Б.Богдо в кавернозных и битуминизированных известняках глинисто-карбонатной красноцветной пачки неравномерно проявлена свинцово-цинковая минерализация, связанная с интенсивными метасоматическими преобразованиями пород, предшествующими и сопутствующими образованию полиметаллических руд. Петрографическое изучение разреза позволяет видеть последовательность этих преобразований. Она такова: смятие, неинтенсивное науглероживание и доломитизация пород, их слюди-сто-альбит-кварцевое замещение с сопутствующей сульфидизацией и ангидритизацией, брекчирование и окварцевание в зонах повторного дробления с отложением в них битумов и сульфидов, наложенное ожелезнение, каолинизация, кальцитизация и огипсование.

В солянокупольных структурах южной Эмбы с мелкими месторождениями нефти и газа, пермские и мезокайнозойские осадочные породы содержат аномальные концентрации многих элементов: Ti, Mn, Sr, Ba >1%, P, Zr, V, Cr, >0,1–0,5%, Ni, Zn, Cu >0,05%, Se, Co, Pb, B >0,01%. Встречаются следующие иногда необычные геохимические ассоциации (парагенезисы) элементов: Mn–It, Pb–Zn–Cu, Ti–Zr–It–Se, Mo–Cd, Sr–Ba, P.

Учитывая почти полную закрытость солянокупольных структур Прикаспия, преимущественно бескерновое бурение в этом регионе и отсутствие систематических геохимических данных, приведенные материалы дают возможность рассматривать структуры не только как нефтегазоносные, но и как потенциально рудные на марганец, полиметаллы, редкие и другие металлы.

2.4.4. Рудопроявления благородных металлов. В соленосных комплексах пород чехла благороднометальная минерализация разнообразна и развита широко, но планомерно пока не изучалась. Еще в 70-е годы [54] высокие содержания золота были выявлены в желваковых фосфоритах, целестинсодержащих карбонатах, битуминизированных доломитах, аргиллитах и алевролитах, в некоторых медьсодержащих красноцветах по периферии нефтеносных структур.

В фосфоритах высокопробное золото присутствует в форме тонкой дисперсии и сопровождается повышенными концентрациями титана и циркония. Обычная ассоциация фосфоритов с кремнисто-углеродистыми и глауконитовыми породами, латеральная смена фосфоритсодержащих горизонтов гипс-ангидритовыми, а также частая приуроченность к таким горизонтам аномалий урана, стронция, молибдена и других металлов позволяют предполагать, что золотоносные типы фосфоритов — образования вторичные, связанные с инфильтрационно-метасоматическими процессами. Представляется, что именно с этих позиций нуждаются в дальнейших исследованиях и поисковой оценке на золото фосфориты, заключенные в палеозойских породах чехла.

В карбонатных породах, подвергшихся сульфатным преобразованиям, наметилась связь золота с целестином (стронцием). Ангидрит-доломит-известняковые породы Подмосковья и Тульской области повсеместно заражены стронцием. С ними ассоциируют мелкие свинцово-цинковые и баритовые проявления.

Целестин концентрируется (до 10%) обычно в маломощных, но весьма протяженных зонках вдоль контактов пластов доломитов и ангидрит-гипсов, что вероятнее всего связано с этапом послонной инфильтрации флюидов, когда хлоридно-натриево-магниевые растворы сменялись более кислыми существенно сульфатными. В таких приконтактных целестиновых метасоматитах преобладающие уровни содержания золота составляют доли грамма на 1 т. Однако на контактах с черными битуминизированными доломитами (восстановительный барьер) они возрастают до промышленных (8 г/т). Поэтому возможность обнаружения золото-стронциевых рудных залежей субпластового типа в благоприятных условиях не исключается.

Перспективными на изучение благороднометальной минерализации представляются ореолы флюоритизации, развитые среди доломитизированных карбонатно-глинистых пород московского яруса Подмосковной синеклизы, в подсолевых карбонатах Предуральского прогиба и на флангах соленосных бассейнов. На благородные металлы эти ореолы пока не изучались. Но поскольку имеются данные о присутствии во флюоритовых рудах из различных регионов промышленных содержаний золота, серебра, платиноидов [7], флюоритизированные породы несомненно нуждаются в геохимическом изучении и опробовании.

В Подмосковном бассейне флюорит представлен землистой разновидностью — радовским. Обогащенные им протяженные горизонты, линзы и гнезда прослеживаются среди доломитизированных пород в зоне мощностью 5–6 м на сотни километров по простиранию. В Предуральском прогибе флюорит подсолевых карбонатов сопровождается проявлениями стронция, бария, свинца, серебра, местами битумоидов и серы. Подобные минеральные ассоциации, а также данные по газовой-жидким включениям во флюорите показывают, что метасоматические изменения осадочных пород при флюоритизации протекали в температурном интервале около 150–100°C.

В самих солях присутствие благородных металлов установлено на Верхнекамском калийном месторождении [41]. В красных сильвинитах эксплуатируемого горизонта выявлены содержания Au, Ag и платиноидов от 0,1 до 4–5 г/т. Металлы концентрируются не в самих растворимых солях (сильвине и галите), а в нерастворимых их остатках, представленных тонкодисперсными ангидритом, доломитом, кварцем, калишпатом и в очень малых количествах — магнезитом, целестином, хлоритом, гематитом, цирконом и др. Количество нерастворимых остатков в солях варьирует от 2,2 до 22% и более. Поэтому при отмывке сильвинитовых руд или гидроциклонировании шламов калийных фабрик получают концентраты с весьма высокими содержаниями благородных металлов. Сведения о возможной золотоносности солей других типов и в других регионах пока отсутствуют. Но факт наличия в солях разных типов примесей ангидрита, доломита и других сопутствующих минералов, составляющих в сумме 10–15% и более нерастворимого остатка, хорошо известен.

В свете приведенных данных для выявления металлоносности солей разных типов актуальным становится их петрографо-геохимическое изучение, учитывающее многостадийность процесса солеобразования. Подобный подход необходим и при изучении ореолов разнообразных метасоматических преобразований пород, вызванных воздействием солеобразующих рассолов и постсолевых растворов на породы осадочного чехла. Минералогическая и геохимическая зональность ореолов, условия концентрирования металлов в разных их частях — задачи, которые предстоит решать при прогнозировании полезных ископаемых, связанных с процессами галогенеза.

2.5. Типы вещественной зональности при солеобразовании

Как было показано, типы вещественной зональности различны при межпластовой (в чехлах платформ) и субвертикальной (в столбообразных диапирах) инфильтрации солевых рассолов. Но общая последовательность смены минеральных типов солей и сопутствующей минерализации по имеющимся в настоящее время материалам представляется в виде следующей идеализированной схемы, включающей пять главных минеральных типов солей и режимов (зон) их отложения.

В направлении от внешнего (приповерхностного и наиболее низкотемпературного) фронта минерализующего потока к его глубинным корневым частям типы солевой минерализации сменяются в последовательности: содовый → сульфатный → сульфатно-хлоридный → хлоридный переходный (калий-магний-натриевый) → хлоридный натриевый. Ниже зоны хлоридно-натриевой минерализации преобладает доломит-ангидритовое замещение пород.

Содовая минерализация представлена карбонатами и бикарбонатами натрия и калия (трона, давсонит, нахколит и др.); парагенетическими спутниками которых являются анальцит, цеолиты, щелочные монтмориллониты, альбит. Сформированы содовые соли высокощелочными растворами в условиях малых глубин и низких температур (Грин-Ривер), а также на земной поверхности (содовые озера). Средой их отложения служат сильно битуминозные породы. Характерными микроэлементами содовых солей помимо бора и фтора являются фосфор, железо, марганец, ртуть, полиметаллы. На крупнейшем (миллиарды тонн) месторождении содовых солей Грин-Ривер трона вместе с галитом слагают крупные пластовидные залежи, а другие содовые минералы (шортит, давсонит и др.) образуют вкрапленники и линзы в измененных битуминизированных терригенно-карбонатных породах. В некоторых современных содовых озерах соляные рассолы содержат от 6 до 35% растворенных веществ (Na_2O до 20%), а их осадки представлены натриево-алюминиево-силикатными гелями (магадиты).

Сульфатные соли сложены сульфатами натрия и магния — мирабилитом ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), тенардитом (Na_2SO_4), астраханитом ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), кизеритом ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), глауберитом ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$), полигалитом и др. Солям этого типа сопутствуют монтмориллонит, галит, гидромусковит, магнезиальный хлорит, иногда самородная сера. Минерализация сульфатных солей проявляется в рассеянном виде обычно вокруг верхних периферических частей залежей галитов.

Сульфатно-хлоридные соли состоят из сульфатов и хлоридов калия и магния (лангбейнит — $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$, полигалит — $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$, каинит — $MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$, бишофит — $MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Щелочность среды их отложения по сравнению с содовыми солями снижается до pH 8–9, активность же кальция и магния повышается, что приводит к совместному выпадению с солями монтмориллонита, сепиолита и других щелочноземельных минералов. Минералы-спутники сульфатно-хлоридных солей — гематит, гидрогематит, гидроталькит, целестин, флюорит, барит, фосфориты, бораты, марганцевые, медные, полиметаллические образования; элементы-спутники — Br, J, Sr, Ba, B, Rb, F, Sc. Целестиновая, флюоритовая и фосфоритовая минерализация чехла Русской платформы (и сопутствующая золотоносность), по-видимому, сформированы рассолами сульфатно-хлоридного типа. Содовая сульфатная и сульфатно-хлоридная минерализация по отношению к залежам собственно хлоридных солей является ореольной. Создающие ее рассолы возникают, по-видимому, при смешивании остаточных рассолов, отложивших хлоридные соли, с подземными или поверхностными водами.

Хлоридные переходные соли характерны для апикальных частей мощных галитовых залежей, где обычно и локализуются промышленно важные скопления калиевых и магниевых их разновидностей. Минералогически они представлены сильвином (KCl), галитом поздних генераций, карналлитом ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), бишофитом ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Минералы-спутники — ангидрит, доломит и гидроксиды железа составляют до 15%, в меньших количествах присутствуют кварц, калишпат, магнезит, хлорит, целестин, каолинит, барит, флюорит. Типичны повышенные содержания В (до 5%), Br (в бишофите до 0,3–0,5%), Rb.

Выявленные в красных сильвинитах Верхнекамского месторождения повышенные содержания Au, Ag и платиноидов обусловлены разными формами их нахождения в шламах (нерастворимых остатках) солей. Помимо дисперсий самородных металлов присутствуют их металлоорганические соединения, хлоркарбонильные комплексы, хлориды, сульфосоли. В сильвинитах золото, возможно, связано с гематитовыми дисперсиями, а в реликтовых прослоях черных глинистых сланцев — с хлоридами и металлоорганическими комплексами. Металлоносность карналлитов и бишофитов не изучена, но имеющиеся разрозненные данные указывают на ее вероятность.

Хлоридные натриевые соли — галититы — количественно всегда многократно преобладают над солями переходного типа и слагают средние и нижние части солевых залежей. Минералы-спутники галита — ангидрит, доломит, кварц, полевые шпаты, реже амфиболы, серпентин, тальк, магнетит, сульфиды, битумоиды. Кристаллизация галититов происходила преимущественно в восстановительных условиях из нейтральных и кислых высокотемпературных рассолов, пересыщенных хлоридами натрия и сульфатами кальция. Реликты этих рассолов, присутствующие в солях на больших глубинах, содержат в больших количествах также хлориды кальция и магния.

Сопоставляя пять типов солевой минерализации в направлении движения солевого потока, т.е. в последовательности от хлоридных натриевых к содовым, можно видеть, что эволюция рапы при галогенезе происходит в результате смены кислотной высоко-

температурной хлор-кальциевой среды вначале на переходное состояние ее окисленности, а после выпадения в осадок главной массы хлоридов натрия — к сильной окисленности умеренно щелочных и сульфатных рассолов, а затем и высокощелочных и карбонатных их разновидностей. Эти изменения в геохимии минерализующего потока рассолов обусловлены направленным характером дифференциации щелочных, щелочноземельных и других элементов при глубинной флюидизации осадочных бассейнов.

Структурно-морфологические соотношения ореольной (содовой, сульфатной, переходной) и компактной (хлоридной) минерализации крайне разнообразны, что приводит к необоснованному выделению многих десятков «галогенных формаций».

Авторы убеждены, что металлоносность солей разного типа и сопутствующих им измененных солевмещающих пород необходимо изучать с учетом геологических и геодинамических особенностей каждого региона с реконструкцией петрографо-геохимической зональности солеобразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение геологии и региональных метасоматических образований осадочных толщ Прикаспийского бассейна позволяет выявить причинные взаимосвязи между сверхглубоким погружением земной коры над выступами мантии и особыми формами ее глубинной флюидизации, качественно отличными от геосинклинальных. Вместо присущих подвижным зонам мощных проявлений процессов метаморфизма пород и магнообразования в Прикаспийском бассейне не менее мощно проявлены процессы преобразования глубинных восстановленных флюидов в эндогенные хлоридные и хлоридно-сульфатные рассолы, приводящие к массовому переотложению щелочных и щелочноземельных элементов и сопутствующих им металлов.

Закономерная направленность процесса восстановительно-окислительной эволюции глубинных флюидов при инфильтрации через осадочные толщи огромной мощности и пульсации их во времени обуславливают определенные соотношения в разрезе и на площади бассейна различных метасоматитов (доломитовых, ангидритовых, гидрослюдисто-кварцево-альбитовых, углеродисто-кремнисто-битумных, сульфидных и др.), а также солей, нефтей, самородной серы и металлов.

Намеченные этапы регионального минерогенеза и типовые модели петрографо-геохимической зональности процессов позволяют с новых позиций подходить к пониманию закономерностей размещения проявлений известной минерализации (оолитовых руд железа, фосфоритов, меди, свинца, ртути и др.) и прогнозировать возможные новые типы оруденения (благородных металлов в солях определенных типов и послонных целестин-, фосфорит- и флюоритсодержащих метасоматитах). Обосновывается также необходимость пересмотра наиболее спорных геологических, геофизических и минерогенетических проблем Прикаспийского бассейна с новых теоретико-методологических позиций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азизов А.И., Трофимова А.Н.* Казанская соленосная толща Бузулукской впадины — новая возможно калиеносная галогенная формация // Советская геология. 1976. № 6. С. 128–134.
2. *Айзенштадт Е.А., Помарнацкий М.А., Слепакова Г.А.* Особенности флюидодинамических процессов и их влияние на формирование месторождений в Прикаспийском НГБ // Флюидодинамический фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М., 1989. С. 102–107.
3. *Аралсорская* сверхглубокая скважина. — М.: Недра, Тр. МИНХ. Вып. 100, 1972.
4. *Артюшков Е.В., Беэр М.А.* О роли вертикальных и горнообразовательных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 25–52.
5. *Атлас* литолого-палеогеографических и палеотектонических карт. Т. I–IV / Гл. ред. А.П.Виноградов. — М.: Всесоюз. аэрогеол. трест, 1967–1969.
6. *Белоус И.Р., Кирикилица С.И., Артеменко В.М.* Методические рекомендации по поискам скрытого оруденения солянокупольного типа. — Симферополь, 1984.
7. *Берман Ю.С.* Нетрадиционные ресурсы благородных металлов // Деловой визит. 1995. № 10. С. 14–16.
8. *Бирина Л.М.* Ангидриты в палеозое центральной части Русской платформы. — М.: Наука, 1979.
9. *Бирина Л.М.* Сульфатный и доломитовый метасоматоз в палеозойских отложениях центральной части Русской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 6.
10. *Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Феоктистов В.П.* Перспективы осадочного чехла Русской платформы на стратиформные месторождения медных и свинцово-цинковых руд. — М.: Недра, 1973.
11. *Вертикальная* миграция углеводородов и прогноз крупных перспектив промышленной нефтегазоносности пермо-триасового комплекса отложений Прикаспийской впадины / К.Х.Бакиров, С.К.Курманов, М.А.Чимбулатов и др. — Алма-Ата—Актюбинск: Актюбинская геофизическая экспедиция, 1992.
12. *Волчегурский Л.Ф., Ромашов А.А., Фрейдлин А.А.* Новое в геологии восточной части Прикаспийской впадины / Советская геология. 1977. № 3. С. 32–39.
13. *Голева Г.А.* Геохимия водных ореолов скрытого оруденения: Автореф. дис... докт-ра геол.-минер. наук. — М., 1972.
14. *Голева Г.А.* Гидрогеохимия рудных элементов. — М.: Недра, 1977.
15. *Дальян И.Б.* Структура подсолевого осадочного чехла востока Прикаспийской впадины // Советская геология. 1985. № 5. С. 55–59.
16. *Демидов В.А.* Тектонические зоны восточной половины Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1975. Т. L. Вып. 6. С. 64–67.
17. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
18. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Проблемные вопросы минерагении осадочных бассейнов // Руды и металлы. 1994. № 3–5. С. 118–124.
19. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
20. *Иванов В.В., Антоненко Е.Ф., Обухова С.Н.* Поля газонасыщенности и избыточных давлений в осадочных толщах // Советская геология. 1991. № 1. С. 11–20.

21. *Иванов Ю.А.* Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в подсолевых отложениях соленосных бассейнов // Советская геология. 1980. № 10. С. 9–21.
22. *Корневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. – М.: Недра, 1973.
23. *Корневский С.М.* Рудоносность галогенных формаций и вмещающих их толщ // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 3. С. 109–113.
24. *Кунин Н.Д., Островский М.И.* Соотношение структуры земной коры и крупных зон нефтеаккумуляции // Советская геология. 1984. № 2. С. 72–74.
25. *Кутузов А.П.* Условия формирования Гаурдакского месторождения серы // Советская геология. 1995. № 1. С. 136–139.
26. *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. – Л.: Недра, 1992.
27. *Милюков В.М., Руфов С.Б., Белонина Л.П.* Гидрогеохимическая зональность пластовых вод и ордовикская соленосная формация Предуралья // Советская геология. 1987. № 2. С. 112–116.
28. *Модель газоконденсатно-нефтяной залежи Карачаганакского месторождения / Е.С.Ларская, К.А.Клещев, А.Н.Сухова и др. // Советская геология. 1987. № 4. С. 14–23.*
29. *Нефтегазоносность подсолевых отложений / А.А.Аксенов, Б.Д.Гончаренко, М.К.Калинко и др. – М.: Недра, 1985.*
30. *Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза / Отв. ред. А.Л.Яншин, Г.А.Мерзляков. – М.: Наука, 1986.*
31. *Павлов Н.Д.* Классификация соляных структур Прикаспийской впадины (на примере ее западной части) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 119–128.
32. *Перспективы нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Восточно-Европейской платформы / И.Н.Капустин, Л.Г.Кирюхин, А.А.Клевцова и др. // Советская геология. 1987. № 12. С. 26–35.*
33. *Поведение благородных металлов при инфильтрационном рудообразовании / Е.М.Шмариович, Б.И.Натальченко, К.Г.Бровин и др. // Известия АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 121–132.*
34. *Прикаспийская впадина — крупнейший осадочный бассейн Земли / А.Л.Яншин, П.Г.Кирюхин, И.Н.Капустин и др. – М.: Наука, 1984.*
35. *Прогноз нефтегазоносности подсолевого палеозоя востока и юго-востока Прикаспия. – М.: Наука, 1992.*
36. *Раздельный прогноз углеводородов различного фазового состава в подсолевых отложениях юга Прикаспийской впадины / М.С.Арабаджи, А.В.Бухаров, В.Г.Варламов и др. // Советская геология. 1989. № 9. С. 104–111.*
37. *Ртутноносность в соляных куполах северо-западного Донбасса / И.Р.Белоус, С.И.Кирикилица, М.Л.Левенштейн и др. // Советская геология. 1984. № 2. С. 40.*
38. *Рудоносность Русской платформы / отв. ред. Л.В.Пустовалов. – М.: Наука, 1965.*
39. *Савадский О.А.* О поисках рудных месторождений в нефтеносных и угленосных районах // Советская геология. 1977. № 2. С. 104–111.
40. *Сельский В.А.* Соляные купола и их связь с нефтью. – М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936.
41. *Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И.* О возможности извлечения золота, серебра и платиноидов из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и металлы. 1995. № 5.
42. *Созанский В.И.* Геология и генезис соленосных образований. – Киев: Наукова думка, 1973.
43. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. – М.: АН СССР. 1962.
44. *Строение и условия образования соленосных формаций. – Новосибирск: Наука, 1981.*
45. *Твердые битумы продуктивных известняков Тенгизского месторождения нефти / П.А.Карпов, Л.И.Вачугова, Т.Г.Тимченко и др. // Докл. АН СССР. 1985. № 4. С. 937–939.*

46. *Тихвинский И.Н.* Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне // Советская геология. 1976. № 2. С. 102–113.
47. *Тхоровская Н.В.* О природе солевых диапиров // Геологический журнал. Киев, 1983. № 5. С. 80–86.
48. *Холодов В.Н.* Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения // Формации осадочных бассейнов. М., 1986. С. 14–37.
49. *Холодов В.Н., Шмариович Е.М.* Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3–22.
50. *Хитаров Н.А.* Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях // ДАН СССР. 1956. Т. 94. № 3. С. 519–521.
51. *Шебалдин В.П., Селенков В.Н., Акимова А.Б.* Геологическое строение месторождения Тенгиз по материалам геофизических исследований // Геология нефти и газа. 1988. № 2. С. 12–19.
52. *Шмариович Е.М., Натальченко Б.Н.* Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения // Советская геология. 1988. № 8. С. 23–31.
53. *Эпигенетическая битуминозность и фильтрационно-емкостные свойства пород Карачаганакской рифогенной ловушки / Е.С.Ларская, А.Н.Сухова, Т.С.Преображенская и др.* // Геология и разведка. 1992. № 6. С. 29–39.
54. *Ясырев А.П.* Золото и серебро в фосфоритах Русской платформы // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 72.