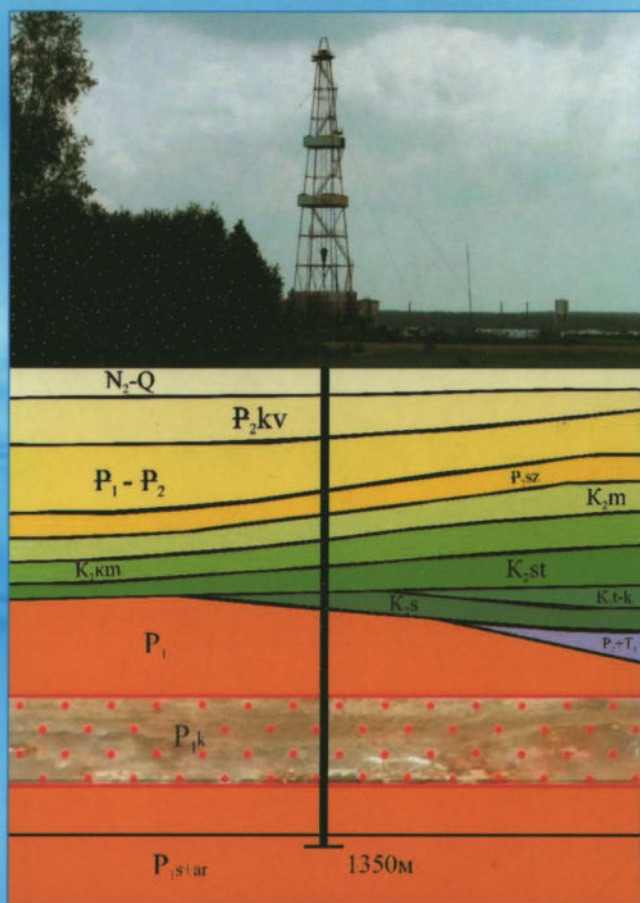


С.А. Свидзинский, Г.А. Московский, А.И. Петрик



НИЖНЕПЕРМСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ.

ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ

Свидзинский С.А., Московский Г.А., Петрик А.И.

**НИЖНЕПЕРМСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ.
ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ**

Саратов 2011

УДК [552.53:551.736.1] (470-925.22)

ББК 26.31+26.33+26.34

С24

Свидзинский С.А., Московский Г.А., Петрик А.И.

Нижнепермская галогенная формация западной части Северного Прикаспия. Геология, полезные ископаемые, перспективы промышленного освоения. Саратов. Изд.-во ООО «СП-Принт», 2011. – 280 с.

В монографии приведены результаты многолетнего изучения авторами кунгурских галогенных отложений Прикаспийского соленосного бассейна. Анализируются методические подходы к изучению их состава, стратификации как в районах солянокупольных структур так и моноклиналичного залегания. Охарактеризованы данные разведочных работ на ряде месторождений калийных и магниевых солей и оценены общие перспективы региона на эти полезные ископаемые а также соду. Обстоятельно описаны особенности строения соленосных разрезов Эльтонского и Гремячинского месторождений сильвинитов; Городищенского, Светлоярского и Наримановского месторождений бишофита. Приводятся данные о физико-химических условиях формирования сильвинитовых и бишофитовых парагенезисов, полученных на основании использования приёмов термобарогеохимии. Работа может представлять интерес для специалистов, занимающимися проблемами геологии и геохимии галогенных отложений.

Илл. 81 Библогр. 359 назв.

Рецензенты: докт. геол.-минер. наук *А.Д.Коробов*
докт. геол.-минер. наук *К.А.Маврин*

УДК [552.53:551.736.1] (470-925.22)

ББК 26.31+26.33+26.34

ISBN 978-5-904654-19-1

СОДЕРЖАНИЕ

От авторов.....	5
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА.....	6
1.1. Тектоническое строение(общие черты).....	6
1.2. Стратиграфия и литология галогенной толщи западного обрамления Прикаспийской впадины.....	15
1.3. Принципы расчленения и корреляции разрезов по скважинам при изучении солянокупольных структур.....	53
1.3.1. Нормальная колонка галогенной толщи Эльтонского соляного купола.....	59
1.3.2. Нормальная колонка галогенной толщи Баскунчакского соляного купола.....	70
1.4. Корреляция разрезов галогенных образований в пределах западной части Северного Прикаспия.....	71
1.4.1. Состояние вопроса.....	71
1.4.2. Литолого-фациальный анализ и разработка единой схемы стратификации.....	73
1.5. Внутренняя тектоника солянокупольных структур и методы её изучения.....	81
1.5.1. Первичные текстурно-структурные признаки пород и минералов.....	83
1.5.2. Внутренняя складчатость.....	84
1.5.3. Будинаж.....	93
1.5.4. Дизъюнктивные дислокации.....	94
2. ХАРАКТЕРИСТИКА БИШОФИТОНОСНОСТИ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА ВЫЯВЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	97
2.1 Северо-западная прибортовая зона Прикаспийской впадины.....	97
2.1.1. Светлоярское месторождение.....	102
2.1.2. Красноармейская структура (проявление).....	105
2.1.3. Озинская структура (проявление).....	106
2.1.4. Карасальская моноклираль (проявление).....	108
2.2. Западное обрамление Прикаспийской впадины. Приволжская моноклираль.....	109
2.2.1. Общая характеристика бишофитоносности.....	112
2.2.2. Оценка прогнозных ресурсов.....	115
2.2.3. Городищенское месторождение.....	128
2.2.4. Наримановское месторождение.....	133
2.3. Северо-западное обрамление Прикаспийской впадины. Саратовское Заволжье.....	138
2.3.1. Общие перспективы.....	138
2.3.2. Краснокутский участок.....	138
2.4. Использование бишофитового рассола в народном хозяйстве.....	140
2.5. История открытия и изучения Поволжского бишофитоносного бассейна.....	148

3. КАЛИЙНЫЕ СОЛИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	153
3.1. Эльтонское солянокупольное месторождение	155
3.2. Гремячинское месторождение	168
4. ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ И БОРА	187
5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ СТАДИЙ ГАЛОГЕНЕЗА	190
5.1. Условия образования сильвина	190
5.2. Условия образования карналлита	204
5.3. Условия образования бишофита	211
5.4. Условия образования полигалита	214
5.5. Температуры образования солей на различных стадиях сгущения рапы.....	216
6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	221
6.1. Диагенетическая перекристаллизация галита.....	221
6.2. Диагенетическая перекристаллизация сильвина	227
6.3. Условия катагенетических преобразований галоженных отложений	231
6.4. Перекристаллизация солей при образовании солянокупольных структур	233
7. РОЛЬ КУНГУСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ФАНЕРОЗОЙСКОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ ПРИКАСПИЯ	236
7.1. Изменение галоженных отложений, связанные с их взаимодействием с рассолами различного геохимического типа	236
7.2. Внутрисолевые рассолы кунгурских соленосных отложений Прикаспийской впадины	241
7.3. Галоженные отложения и миграционные процессы.....	250
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	253
ЛИТЕРАТУРА	258

От авторов

Последняя из фундаментальных обобщающих работ по геологии Северо-Прикаспийского соленосного бассейна под названием «Нижнепермская галоженная формация Северного Прикаспия» (авторы: В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский, В.И. Седлецкий, Ф.И. Ковальский, А.С. Макаров, О.В. Федин) была опубликована в издательстве Ростовского госуниверситета в 1981 году. За последующие без малого 30 лет, во многом благодаря обнаружению в западной части бассейна промышленных залежей калийных, калийно-магниевых и магниевых солей, уникальных по масштабам накопления и качеству, появилось значительное количество публикаций, посвященных отдельным месторождениям, их геолого-промышленной оценке, вопросам своеобразия условий формирования продуктивных и вмещающих образований.

Мы, полагаем, назрела необходимость очередной систематизации результатов исследований, их обобщения, анализа, обоснованного прогнозирования новых месторождений именно в пределах этой наиболее изученной и промышленно значимой территории – западной части Прикаспийского региона.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1.1. Тектоническое строение (общие черты)

Западная часть Северного Прикаспия приурочена в структурном отношении к юго-восточному склону Воронежской антеклизы, Рязано-Саратовскому прогибу, юго-восточному склону Жигулевско-Пугачевского свода и западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины, включающей в южной своей части Карасальскую моноклинали (рис. 1).

Юго-восточный склон Воронежской антеклизы. Тектоническое районирование Воронежской антеклизы и прилегающих районов Саратовско-Волгоградского Поволжья осуществлялось многими исследователями (Габриэлян и др., 1962; Бражников, 1965; Бражников и др., 1965; Храмой и др., 1969_{1,2}; Эздрин, 1969; Аксенов и др., 1968, 1969). Одна из схем, обобщающая представления о тектонике рассматриваемой территории, составлена в 1974 г. М.Б. Эздриним с соавторами и принята в основной своей сущности в монографии В.С. Деревягина, С.А. Свидзинского, В.И. Седлецкого и др. (1981).

Анализируемое структурное подразделение представляет собой область моноκлиального погружения поверхности кристаллического фундамента и осадочного чехла с запада на восток в сторону Прикаспийской впадины. Глубина залегания фундамента у борта впадины достигает отметок 5000-5500 м. Погружение склона происходит неравномерно за счет осложнения его положительными и отрицательными элементами второго и третьего порядков. На склоне выделяются сложно построенный Доно-Медведицкий вал и Приволжская моноκлинали. В пределах Доно-Медведицкого вала, протягивающегося с юго-запада на северо-восток от ст. Сиротинской до г. Жирновска на расстояние более 200 км, выделяются три крупных приподнятых блока (Арчедино-Донской, Терсинский и Кудиновско-Романовский), разделенных прогибами. Глубина залегания поверхности фундамента на Кудиновско-Романовском поднятии увеличивается в восточном направлении от 3200 до 4700 м.

Территория между восточным крылом Доно-Медведицкого вала и бортом Прикаспийской впадины получила название Приволжской моноκлинали. Она прослеживается вдоль борта впадины с юго-запада от складчатой зоны Восточного Донбасса (г. Котельниково) на северо-восток до южного погружения Жигулевско-Пугачевского свода на расстояние около 500 км. Кристаллический фундамент в пределах моноκлинали опущен на глубину 4000-7000 м, погружаясь по системе региональных разломов на восток. В современной структуре моноκлинали, на фоне общего ее погружения в сторону впадины, выделяется несколько крупных тектонических элементов с простирающим параллельным бортовому уступу.

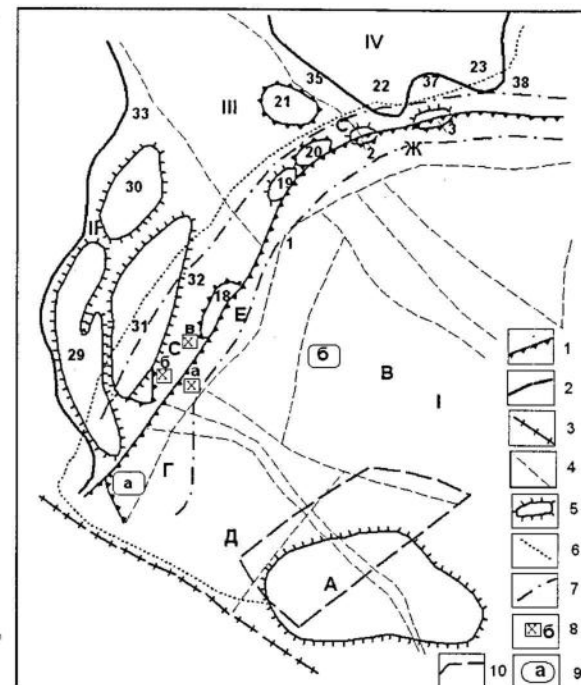


Рис. 1. Западная часть Северо-Прикаспийского соленосного бассейна.

Схема тектонического строения.

Условные обозначения: 1 – бортовой уступ Прикаспийской впадины; 2 – границы тектонических элементов; 3 – глубинные нарушения, разделяющие крупные тектонические структуры; 4 – тектонические нарушения, установленные в фундаменте и подсолевых отложениях; 5 – сводовые поднятия и выступы в рельефе фундамента; 6 – западная и южная границы распространения галогенных образований кунгура; 7 – границы Поволжского бишофитоносного бассейна; 8 – месторождения бишофита: а – Светлоярское, б – Наримановское, в – Городищенское; 9 – месторождения калийных солей: а – Гремячинское, б – Эльтонское; 10 – площадь, перспективная для обнаружения месторождений природной соды.

Тектонические элементы: I – Прикаспийская впадина (сводовые поднятия): А – Астраханское, В – Аралсорская приподнятая зона, Г – Красальская моноκлинали; (прогибы): Д – Сарпинский, Е – Приволжский, Ж – Краснокутско-Озинковский, И – Новоузенский; II – Юго-Восточный склон Воронежской антеклизы: Р – Доно-Медведицкий вал, С – Приволжская моноκлинали; III – Рязано-Саратовский прогиб; IV – юго-восточный склон Жигулевско-Пугачевского свода.

1-28 – выступы (1 – Ерусланский, 2 – Ерусланско-Мокроусовский, 3 – Ершовский, 17 – Волгоградский, 18 – Камышинский, 19 – Западно-Ровенский, 20 – Ровенско-Краснокутский, 21 – Степновский, 22 – Марьевский, 23 – Клиновский); 32, 33 – прогибы (32 – Уметовский, 33 – Аркадакский); 35 – Марковская впадина; 37, 38 – депрессии (37 – Стройгазовская, 38 – Перелобская).

На рассматриваемом участке моноклинали выделяется крупный Камышинский выступ, которому в осадочном чехле соответствует простирающийся от Камышина до Волгограда Камышинско-Балыклейский вал (погребенная зона поднятий). Западнее его расположен грабенообразный Иловлинский (Уметовский) прогиб с глубиной залегания поверхности фундамента до 7000 м (Эздрин, 1969). Иловлинский прогиб является областью устойчивого унаследованного прогибания со среднедевонского времени (Храмой и др., 1969). В процессе развития к началу верейского времени произошло лишь смещение его осевой части, располагавшейся до этого времени у борта Прикаспийской впадины, на запад, к современному положению Уметовско-Чухонастовского вала. От бортового уступа Иловлинский прогиб стал отделяться крупным Камышинским выступом. В рельефе фундамента в пределах Волгоградской части Приволжской моноклинали выявлены также Абганеровский, Волгоградский, Усть-Погожский, Антиповский выступы. Основные структурные элементы, выделенные по поверхности фундамента, в общих чертах отображаются в осадочном чехле в виде зон поднятий или линейно-вытянутых валов.

Приволжская моноклинали характеризуется резким повышением мощностей долона и карбона, а также появлением мощных толщ карбонатно-сульфатных соленосных и пестроцветных отложений перми и триаса, мощность которых возрастает к борту Прикаспийской впадины.

Анализ взаимоотношений структурных планов пород кунгура с покрывающими и подстилающими комплексами отложений позволил Г.А. Бражникову и др. (1970) выделить на Приволжской моноклинали систему узких (2-3 км шириной) тектонических швов, отвечающих уступам фундамента и флексурам по подсолевым отложениям. Наиболее крупным тектоническим швом, простирающимся почти параллельно бортовому уступу на значительном расстоянии (от Волгограда до Камышина), является Восточная флексура. Амплитуда флексуры по подсолевым и мезозойским маркирующим горизонтам достигает 800 м и имеет восточное падение; в фундаменте ей соответствует уступ амплитудой около 2000 м, обращенный к западу.

Схема тектоники юго-восточного склона Воронежской антеклизы детально рассмотрена также в работах А.А. Аксенова и др. (1969), О.Г. Одолева (1972), О.Г. Одолева и др. (1973) и др. Согласно этим исследованиям, рассматриваемый участок входит в крупную региональную структуру приподнятого юго-восточного края Русской платформы – Волгоградско-Оренбургский амфитеатр. В пределах амфитеатра в геоструктуре поверхности фундамента и девонской толщи выделяется система блоков северо-восточного простираения с приподнятыми западными и опущенными восточными краями – Доно-Медведицкий, Ольховско-Уметовский, Приволжский. Падение ограничивающих их сбросов (флексур) при этом, как правило, западное. Над приподнятыми и опущенными краями блоков прослежены положительные и отрицательные линейные структуры: Приволжская и Ольховско-Романовская приподнятые зоны, Уметовско-Чухонастовский и Доно-Медведицкий прогибы.

В верхней части подсолевых отложений на фоне регионального погружения амфитеатра на восток выделяются Доно-Медведицкий мегавал и осложняющие Приволжскую моноклинали Уметовско-Чухонастовская антиклинальная зона и Ольховско-Романовская погруженная зона. Противоположный характер структурных элементов по различным горизонтам в одних и тех же границах свидетельствует об инверсионной их природе.

Ольховско-Романовская зона (Ольховская мульда) расположена в наиболее приподнятой западной части района. С запада она ограничена Иловлинской флексурой. Западный борт мульды расчленен Ольховской, Романовской, Солодчинской, Октябрьской широтными террасами на отдельные блоки. Северо-восточный борт мульды, более пологий, постепенно возвышаясь, переходит в западное крыло Уметовско-Чухонастовской антиклинали.

Уметовско-Чухонастовская антиклинальная зона является наиболее крупной положительной структурой Приволжской моноклинали. Характерной особенностью ее является наличие крупных восточных крыльев, сливающихся в единую полосу меридионального простираения, известную под названием Уметовско-Чухонастовской или Восточной флексуры. Последняя, на широте Горного Балыклея, резко меняет направление с меридионального на юго-западное и в районе Малой Донской излучины сливается с Иловлинской флексурой. Восточная флексура трассируется различными локальными складками (Щербаковская, Лозновская, Качалинская, Мариновская, Нижне-Царицынская и др.).

Иловлинская флексура находит отражение в поверхности рельефа. Она почти совпадает с долиной р. Иловли. В полосе флексуры интенсивно развиваются эрозионные формы (овраги, балки). Обе флексуры имеют важное значение в распределении литологических комплексов нижнепермских отложений.

На юго-западном окончании моноклинали (Котельниковский участок), расположенном в зоне сочленения древней докембрийской Русской и эпигерцинской Предкавказской платформ, структурно выделены две ступени – северная опущенная и южная приподнятая. Ступени разделены друг от друга системой крутых надвигов или взбросов амплитудой несколько сот метров, контролирующих распространение соленосных и пермо-триасовых красноцветных отложений: на южной ступени они отсутствуют, а на северной мощность красноцветов достигает 500-600 м.

В пределах Волгоградско-Оренбургского амфитеатра выделяются два основных структурных этажа: нижний – объединяет отложения среднего девона и франского яруса верхнего девона, которые повторяют в общих чертах строение поверхности фундамента; верхний – охватывает комплекс отложений мезозоя, перми, карбона и фаменского яруса девона. На Приволжской моноклинали в верхнем структурном этаже выделяется промежуточный структурный ярус, включающий верхнепермско-триасовый комплекс пород.

Нижнепермские же отложения, залегающие на каменноугольных без видимого углового несогласия (Аксенов и др., 1969; Ермаков, 1969; Виноградова, Ощепков, 1969), образуют единый нижнепермско-каменноугольный структурный ярус.

Рязано-Саратовский прогиб. Рязано-Саратовский прогиб представляет собой крупную тектоническую структуру Русской платформы. Строение прогиба описано в многочисленных работах, обобщающих результаты поисково-разведочных работ на нефть и газ в Саратовском Поволжье (Машкович, 1961; Храмой и др., 1969; Быстрицкая, Грекова, 1973). Прогиб ориентирован в северо-западном направлении. В целом этот тектонический элемент имеет форму сложно построенного грабенообразного прогиба, выполненного рифейскими отложениями мощностью до 1000 м и более. В поперечнике он имеет размеры 140-150 км, а в юго-восточном направлении расширяется. На западе и юго-западе Рязано-Саратовский прогиб граничит с Воронежским сводовым массивом и его юго-восточным склоном, на северо-востоке — с Жигулевско-Пугачевским сводом; положение границы юго-восточной части прогиба точно не установлено. Есть предположение (Быстрицкая, Грекова, 1973; Слепакова, 1977) о продолжении прогиба в структуре Прикаспийской впадины. Нет однозначного мнения и о положении восточной границы прогиба: одни авторы (Храмой и др., 1969) считают, что прогиб замыкается южным окончанием Жигулевско-Пугачевского свода (Клинцовский выступ), другие же (Быстрицкая, Грекова, 1973) расширяют границы Рязано-Саратовского прогиба, включая в него Балаковский, Марьевский и Клинцовский выступы.

Кристаллический фундамент имеет общую тенденцию погружения в юго-восточном и юго-западном направлении к границам Прикаспийской впадины и Воронежского свода. Абсолютные отметки изменяются от -1500 до -5000 м.

Рельеф докембрийского фундамента в пределах прогиба сложно дислоцирован. В его поверхности широко развиты как положительные, так и отрицательные структурные элементы преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания. К положительным структурам второго порядка относится Саратовский свод, ограниченный на юго-западе и западе Аркадакским и Уметовским прогибами, а на востоке — Марковской впадиной. Южная граница свода условно проводится по бортовому уступу Прикаспийской впадины. Юго-восточное окончание свода осложнено крупным Степновским выступом северо-западного простирания. Он имеет пологое юго-западное крыло и уступообразно погружающееся в Марковскую впадину северо-восточное. В северо-западной части Саратовского свода выделяется Аткарский выступ. Абсолютные глубины залегания поверхности фундамента в пределах выступа — 1500-2000 м.

Неоднородность фундамента Рязано-Саратовского прогиба проявляется и в осадочном чехле. Отмечается весьма дифференцированное строение чехла, что позволяет выделить ряд приподнятых участков (валов) — Саратовский, Карабулакский, Степновский, Елшано-Сергиевский и др., депрессион-

ных зон (Карамышская, Марковская, Корсаковская и др.), многочисленные флексуры и локальные поднятия. Как правило, наблюдается соответствие структурных планов фундамента и палеозойского осадочного комплекса.

Территория, расположенная к югу от Елшано-Сергиевской флексуры, представляет собой моноклинально погружающийся южный склон Саратовского свода. Эта краевая часть Рязано-Саратовского прогиба, примыкающая к Прикаспийской впадине по поверхности верхнепалеозойских и мезозойских отложений, так же как и в области юго-восточного склона Воронежского массива, выделяется под названием Приволжской моноклинали (Левин, 1967). По данным геофизических исследований и глубокого бурения, поверхность фундамента на этом участке сильно расчленена. Здесь обособляются крупные выступы (Ровенский, Краснокутский, Ершовский и др.) и опущенные участки, разобщенные разломами субширотного и северо-западного простирания.

В строении выступов можно отметить ряд общих черт. Выступы ориентированы параллельно бортовому уступу и располагаются в непосредственной близости от него. Южные крылья выступов, обращенные в сторону Прикаспийской впадины, контролируются системой сбросов и ступенчато погружаются во впадину (Эздрин, 1969; Дмитриев и др., 1970). Вдоль северных и северо-западных крыльев трассируются узкие грабенообразные прогибы. Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента в пределах выступов составляет 4000-5000 м.

Поверхность подсоловых палеозойских отложений на рассматриваемом участке также сложно дислоцирована. На фоне моноклинального погружения подсолового ложа выделяется целый ряд приподнятых участков, группирующихся преимущественно вдоль бортового уступа: Южно-Ровенский, Краснокутский, Ерусланско-Мокроусовский, Ершовский и др. (Эздрин, 1969). По поверхности терригенных образований девона выявлен субширотный Ровенско-Ершовский вал (длина 180 км), ограниченный с севера грабенообразным прогибом, севернее которого прослежена Заволжская флексура (Шебалдин и др., 1976). Флексура является южной границей Степновского вала и Жигулевско-Пугачевского свода. На границе с Доно-Медведицким валом выявлен Иловлинско-Песковатский вал, протягивающийся с северо-запада на юго-восток на 100 км. Местоположение положительных структурных элементов в подсоловой осадочной толще в большинстве случаев совпадает с контурами приподнятых блоков кристаллического фундамента.

Сложный морфологический облик Рязано-Саратовского прогиба формировался в течение длительного времени. В додевонское время это был грабенообразный прогиб-авлакоген северо-западного простирания (Шатский, 1955). В последующие эры (палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую) он видоизменялся. В среднем девоне и начале позднего девона на месте авлакогена образовался сравнительно широкий прогиб. Довольно хорошо он намечается и по мезозойским отложениям. В предаккагыльскую фазу тектогенеза прогиб приобрел современный структурный план.

Жигулевско-Пугачевский свод. Данные об особенностях строения Жигулевско-Пугачевского свода приведены в работах В.Д. Наливкина и др. (1956), Л.Н. Еланского и др. (1963), М.Ф. Свищева (1961), Л.Н. Розанова и др. (1965), Л.Э. Левина (1967) и др. По поверхности фундамента свод представляет собой приподнятую зону с пологим погружением на север и северо-восток и более крутым — на юго-запад и юг. На юго-западе он граничит с Рязано-Саратовским прогибом, на юго-востоке — с Бузулукской впадиной. Кристаллический фундамент свода имеет общую тенденцию к погружению в сторону Прикаспийской впадины. В пределах западной более приподнятой части свода отметки поверхности фундамента — 1500-1800 м, на юге и юго-востоке в прибортовой зоне и на склоне Бузулукской впадины они достигают 3000-3500 м.

В пределах рассматриваемой территории южный склон Жигулевско-Пугачевского свода осложнен выступами фундамента — Марьевским, Клиновским, — разделенными депрессией. Образование выступов происходило при неустойчивом тектоническом режиме в течение всего палеозоя, в котором значительное место занимали восходящие движения. Это отразилось на строении осадочной толщи и мощностях отдельных горизонтов. Как показал анализ данных бурения (Храмой и др., 1969₂; Ломако, 1969; Кузнецова, 1973), в присводовой части выступов отсутствуют терригенные отложения девона, а на отдельных участках выступов (Чалыклинская, Ершовская, Семеновская, Марьевская площади) выпадают из разрезов карбонатные породы франского яруса верхнего девона. Эти факты свидетельствуют о формировании Марьевского и Клиновского выступов в конце среднедевонской эпохи и о проявлении восходящих движений в позднедевонскую эпоху в южной части выступов.

Породы осадочного чехла, залегающие на размытой поверхности кристаллического фундамента, имеют, в общем, моноклиальное погружение на юг и юго-восток, в сторону Прикаспийской впадины. Мощность палеозойского осадочного покрова на выступах составляет 1700-2000 м, в пределах депрессий она увеличивается до 4000-5000 м. Структура палеозойских отложений в основных чертах отображает строение поверхности фундамента. В сводовой части выступов отсутствуют резко выраженные положительные структурные формы. Здесь развиты в основном пологие поднятия. Вблизи же бортового уступа Прикаспийской впадины по горизонтам перми, карбона и девона выделен ряд линейно-вытянутых локальных поднятий (Милорадовское, Восточно-Александровское, Солянское и др.).

Западная прибортовая зона Прикаспийской впадины. Прикаспийская впадина представляет собой глубоко опущенную часть Русской плиты Восточно-Европейской платформы и является структурой особого типа — экзогональной (краевой) впадиной (Журавлев, 1964). За границу Прикаспийской впадины, вдоль западного, северо-западного и северного ее краев (от Волгограда до Оренбурга), принимается бортовой (флексурный) уступ, соответствующий гравитационной ступени. Бортовые уступы (Волгоградский, Жадовский, Илекский) являются характерными

и важными элементами строения впадины. Они представлены узкими зонами интенсивного погружения поверхности фундамента палеозойских и мезозойских отложений Русской платформы. Высота уступов достигает 3000 м. Обычно предполагалось, что Волгоградский бортовой уступ, зафиксированный по резкому погружению соленосной и вышележащих толщ в виде крутопадающей флексуры (ширина 5-15 км), прослеживается и по более глубоким горизонтам. Более поздние данные (Дмитриев и др., 1970; Шебалдин, Александров, 1973 и др.) свидетельствуют о почти моноклиальном погружении во впадину через бортовой уступ поверхности терригенных верейских и девонских отложений.

О природе бортового уступа Прикаспийской впадины нет единого мнения. В многочисленных работах его происхождение определяется как тектоническое, сбросовое. Однако существуют точки зрения, что уступ — атектоническая, чисто биогенная, рифовая структура или же он является седиментационным и даже бортом эрозионной ложбины преданне-пермского погребенного рельефа.

Зона сочленения Прикаспийской впадины со скифской платформой, по мнению одних исследователей (Погребнов, 1965 и др.), проходит через компенсационные прогибы — на юге Манычский, севернее, при сочленении с Воронежской антеклизой — Преддонецкий. Согласно второй точке зрения, которой придерживается большинство исследователей (Фотиади, 1956; Мирчинк и др., 1964; Несмеянов, 1965; Ковальский, 1974 и др.), Прикаспийская впадина и Предкавказская платформа имеют шовное, надвиговое сочленение.

Глубина залегания поверхности фундамента в центральной части Прикаспийской впадины на структурных схемах, составленных К.Е. Фоменко (1972); Н.В. Неволным (1971); Ю.А. Ивановым и др., 1977; Г.И. Слепаковой, и др., изменяется от 15-16 до 20-25 км. Наименьшее погружение поверхности фундамента отмечается в прибортовых частях впадины (6-10 км). Несмотря на различные оценки глубин залегания поверхности фундамента, всеми исследователями признается, что осадочный чехол имеет наибольшую мощность в центральных районах впадины.

На западе Прикаспийской впадины в структуре поверхности фундамента выделены Приволжская опущенная, Астраханская и Аралсорская приподнятые глыбы. В пределах Приволжской глыбы по подсолевым отложениям установлены Волгоградско-Краснокутский мегавал (Шафиро, 1975) и Прудентовский (Приволжский) прогиб. Северо-западнее Аралсорской глыбы выделяется Новоузенский грабен, который, возможно, продолжается в пределы Русской платформы и является продолжением Рязано-Саратовского прогиба (Слепакова, 1977). В южном направлении грабен раскрывается в Камыш-Самарскую впадину. В пределах Аралсорской глыбы в подсолевом палеозое выделен одноименный свод.

Крупными структурными элементами юго-западной части впадины являются Астраханский свод, Каракульский вал, Сарпинский мегапрогиб, Карасальская тектоническая зона (моноклиаль) (Мизинов и др., 1974, 1977).

Астраханский свод – крупная положительная структура, ориентированная субшироотно. Его размеры по изогипсе 5000 м составляют 160х100 км. Поверхность фундамента залегает на глубинах 6000-7000 м, а подсолевой горизонт ИП, по данным бурения – 3800-4400 м. Поверхность подсолевых отложений погружается к северу и к западу в Сарпинский мегапрогиб до 8000-8500 м. Характерной особенностью строения подсолевой толщи свода является выпадение из разреза на значительной его площади отложений московского яруса среднего карбона, верхнего карбона, ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми, общая мощность которых, по-видимому, превышала 2000 м. Это обстоятельство свидетельствует о существовании свода на ранних этапах палеозоя. Анализ изменения мощности подсолевых отложений указывает, что к началу кунгура в юго-западной части впадины были сформированы основные тектонические элементы подсолевого комплекса.

В зоне сочленения Прикаспийской впадины с эпигерцинской Скифской платформой по подсолевому отражающему горизонту (ИП) выделен Каракульский вал, протягивающийся в субширотном направлении на 300-350 км при ширине 10-15 км и амплитуде 1000-1500 м (Мизинов и др., 1972). Вал осложнен рядом локальных поднятий. В западной части вала, у границы со Скифской платформой, располагаются Каракульский, Сайгачинский и Батыр-Малинский выступы фундамента.

Крупной отрицательной структурой юго-западной части Прикаспийской впадины является Сарпинский мегапрогиб. На западе по системе разломов прогиб сочленяется с Воронежским массивом, его восточное крыло сопряжено с бортом Астраханского свода. По палеозойским отложениям он вырисовывается в виде сложно построенного грабена (Судариков и др., 1970). Центральная часть его с глубинами до 12-15 км по поверхности подсолевого палеозоя соответствует наибольшему погружению фундамента (до 18 км). Разломы северо-западного и северо-восточного простирания контролируют положение бортового прогиба и обуславливают его блоковое строение. На юге прогиб срезан системой разломов, ограничивающих крыж Карпинского. Вдоль юго-западного борта прогиба простирается Аршань-Зельменский вал. Существует предположение о связи прогиба с Днепровско-Донецкой впадиной и о возможном накоплении в нем соленосных отложений девонского возраста (Судариков и др., 1970). В пределах Сарпинского прогиба развит ряд соляных массивов и многочисленные соляные купола.

Часть западного склона Сарпинского прогиба, заключенная между изогипсами фундамента –5-9 км, выделяется под названием Карасальской моноклинали. Она расположена на стыке трех тектонических элементов – Воронежской антеклизы, вала Карпинского и Сарпинского мегапрогиба. Поверхность подсолевого ложа ступенчато (флексурообразно) погружается на восток в сторону Сарпинского прогиба на глубину до 6 км (Говердовский и др., 1977). Вблизи западной границы моноклинали (скв. 1 Степновская) подсолевые карбонатные отложения вскрыты на глубине 2500 м. На уровнях 3400-3800 и 4000-4200 м по отражающему горизонту ИП прослеживаются структурные террасы, параллельные борту Прикаспийской впадины, ос-

ложенные локальными поднятиями. На юге моноклинали по фундаменту в направлении Степное-Обильное прослеживается резко выраженный Задонский выступ, оконтуренный изогипсами 5-8 км.

По характеру проявления соляной тектоники, в пределах Прикаспийской впадины выделяются внутренние и прибортовые зоны соляных куполов (Журавлев, 1972; Кузьмин, Магретова, 1975). Внутренние зоны отличаются интенсивным проявлением соляной тектоники. Здесь развиты разнообразные по строению и размерам соляные купола, в том числе и купола гиганты, такие как Эльтон, Баскунчак и другие. Прибортовые (переходные) зоны – Астраханская, Приволжская – окаймляют впадину вдоль всех ее окраин в виде кольца. Морфология и размеры соляных куполов в этих зонах тесно связаны с блоковым характером строения бортовых склонов и уменьшением мощности толщи гидрхимических отложений. В прибортовых зонах Прикаспийской впадины широко распространены крупные линейные структуры – соляные антиклинали и вытянутые соляные купола, отделенные друг от друга понижениями кровли солей и ориентированные субпараллельно простиранию борта. За пределами впадины, на ее северо-западном обрамлении, соленосные отложения имеют моноклиналильное залегание.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать вывод о том, что многообразие тектонических элементов разных порядков, форм и знаков движения, проявившихся в геологической истории на территории Западной части Северного Прикаспия, явно не способствовало сохранению единых условий соленакпления, в том числе и особенно образованию калийных, калийно-магниевого и магниевых залежей на столь обширной площади. Выяснению этих условий и установлению конечного результата – количества и качества образовавшихся полезных ископаемых, посвящаются последующие разделы монографии.

1.2. Стратиграфия и литология галогенной толщи западного обрамления Прикаспийской впадины

Согласно унифицированной стратиграфической схеме Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, в составе нижнего отдела пермской системы выделялись ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы, а в верхнем отделе – уфимский, казанский и татарский. По решению Межведомственного Стратиграфического Комитета России (МСК) от 31.05.2005 г. пермская система выделяется в составе трёх отделов: приуральского, биармийского и татарского. Нижнепермский отдел включает ассельский, артинский, кунгурский, уфимский ярусы. Средний отдел состоит из казанского и уржумского ярусов. К настоящему времени установлено, что соленосные толщи встречены в Прикаспии в артинском, кунгурском, уфимском и казанском ярусах.

Наиболее мощная соленосная серия, содержащая горизонты калийных и магниевых солей, относится к отложениям кунгурского яруса. В.С. Деревягиным и др. (1981) нижняя граница кунгурского яруса в северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины проводится в ос-

новании карбонатно-сульфатной толщи, а в западном — по подошве пачки преимущественно ангидритового состава с примесью полигалита. К кунгурскому ярусу отнесена и покрывающая надсолевая доломит-ангидритовая пачка, что определяет верхнюю границу яруса.

Наиболее детально и полно галогенные отложения изучены на территории обрамления Прикаспийской впадины: на Приволжской моноклинали и в Оренбургском Приуралье, где они, залегая на глубинах 1000-2000 м, не затронуты процессами соляной тектоники. Ниже характеризуется кунгурская галогенная толща Приволжской моноклинали в связи с ее приуроченностью к рассматриваемому региону. Представления о литологических особенностях, закономерностях распространения и характере строения галогенных образований получены здесь в связи с интенсивным развитием поисковых работ на нефть и газ. В течение нескольких десятилетий было пробурено более тысячи скважин, половина из которых полностью пересекла соленосную толщу и вскрыла подсолевые породы.

По аналогии с унифицированной схемой стратиграфии, разработанной применительно к классическим разрезам Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Куйбышевская область, Башкирия), на Приволжской моноклинали галогенная толща кунгура условно разделена на филипповский и иренский горизонты.

Филипповский горизонт. Отложения этого горизонта получили фаунистическое подтверждение лишь в пределах юго-западной прибортовой части Прикаспийской впадины по скважине 27 Сарпинско-Тингутинской площади (Урусов и др., 1965). На остальной территории обрамления впадины эти отложения выделяются по особенностям состава слагающих их пород или спорово-пыльцевым комплексам.

Филипповский горизонт представлен карбонатно-сульфатной толщей, содержащей в верхней части разреза включения каменной соли. Мощность отложений горизонта, по данным Я.Ш. Шафиро (1975), изменяется от 70-80 до 180-200 м, достигая максимальных значений в разрезах северной прибортовой части впадины. Для территории Волгоградского Поволжья литологическая характеристика филипповского горизонта подробно освещена в работах А.В. Урусова, В.В. Кольцовой и др. (Урусов и др., 1962, 1964). По их данным горизонт сложен преимущественно доломит-ангидритовыми, реже ангидрит-доломитовыми породами тонкослойной текстуры.

Иренский горизонт. К иренскому горизонту условно отнесена соленосная толща, залегающая выше карбонатно-сульфатных отложений филипповского горизонта. Несоляные породы в разрезе толщи играют подчиненную роль.

По литологическим признакам в кунгурской толще Волгоградского Поволжья в общем различаются два типа разреза и соответственно две фациальные зоны: западная и восточная. В западной, охватывающей приподнятую окраинную часть моноклинали, развиты карбонатно-сульфатные и сульфатные образования; восточная характеризуется преимущественным распространением

толщи каменной соли, содержащей слои и прослои доломитов, ангидритов, калийных и магниевых солей. Обе зоны имеют субмеридиональное простирание, граница между ними проводится по Иловлинской флекуре, практически совпадающей с долиной р. Иловли.

С запада на восток общая мощность кунгурской галогенной толщи возрастает, достигая максимальных значений порядка 1200 м в прибортовой зоне. В пределах локальных поднятий отмечаются значительные (до 100-300 м) колебания мощности отложений. В зоне бортового уступа соленосные отложения резко погружаются на большую глубину вместе с погружением поверхности подсолевого ложа в сторону Прикаспийской впадины и увеличением мощности всей толщи нижней перми. В этом же направлении в соленосном разрезе закономерно возрастают количество ритмопачек и мощности отдельных пластов. Наиболее полный разрез и максимальные мощности прослеживаются в центральной, несколько смещенной к борту, части Приволжской моноклинали, к востоку от Уметовско-Чухонастовской флексуры. Собственно соляные образования перекрываются пачкой пород (40-140 м) преимущественно ангидритового состава, содержащей прослои карбонатных и терригенных пород (Ермаков, 1971).

В разработке схемы расчленения разреза галогенной толщи Приволжской моноклинали участвовали многие исследователи (Урусов и др., 1964; Ермаков и др., 1968; Виноградова, Ощепков, 1969; Бражников и др., 1970; Ермаков, 1971; Шафиро, 1972, 1975, 1977; Казанцев и др., 1974; Белоножко и др., 1977 и др.); нами принимается вариант, опубликованный в монографии В.С. Деревягина, С.А. Свидзинского, В.И. Седлецкого и др. (1981). Ю.А. Писаренко (Писаренко и др.) приводит типовой стратиграфический разрез нижнепермской галогенной формации северного обрамления Прикаспийской впадины, основанный на большом объеме геофизической информации по нескольким тысячам скважин (в основном по северной части Прикаспия). В нем ритмопачки определяются как свиты, карбонатно-сульфатная толща выделяется в качестве карпёнской серии, а в кровле соленосной толщи выделена озёрская свита. Мы в своей работе придерживаемся расчленения соленосной толщи, приведённой в монографии В.С. Деревягина, С.А. Свидзинского, В.И. Седлецкого и др. (1981). В основе этого расчленения были учтены мнения большинства геологов, изучавших галогенные образования Нижнего Поволжья, материалы непосредственного изучения керн минералого-петрографическими и геохимическими методами. Соответственно, в разрезе выделяется 10 ритмопачек (рис. 2), мощностью от 20-55 м до 250-350 м, каждая из которых состоит из базального пласта, сложенного доломитами или ангидритами и вышележащих слоев солей различного состава: от натриевых (каменная соль) до калийных (сильвинит), калийно-магниевых (карналлитовая порода) и чисто магниевых (бишофитовая порода). Характеристика ритмопачек, основанная, прежде всего, на каротажных данных и редких образцах керн, заимствована из упомянутой монографии и дополнена результатами изучения кернового материала скважины 1 Краснокутской. Литологическое описание керн

выполнено геологами Эльтонской партии (Л.В. Аношин, В.П. Бордюгов, С.А. Свидзинский); минералого-петрографические исследования осуществлены Н.М. Седлецкой, В.С. Деревягиным, Н.В. Голубовой, С.А. Шиликовой (Ростовский госуниверситет); геохимическое изучение проведено сотрудниками Московского госуниверситета И.К. Жеребцовой, В.А. Золотаревой, Н.В. Зуйковой, О.Д. Пантелеевой (Свидзинской), а также Саратовского госуниверситета — Г.А. Московским, О.П. Румянцевой (Гончаренко).

При литологическом изучении кернового материала основное внимание уделялось текстурным особенностям галогенных пород, в частности строению простейшего ритма или микроритма. Выделение ритмов осуществлялось по четкой повторяемости в разрезе определенной комбинации сезонных слоев ангидрита с разделяющими их прослойками галита, сильвина, карналлита и т. п. В слоях каменной соли такая комбинация, в основном, предусматривает два элемента: а — сульфат-галитовый и б — галитовый. Первый из них вмещает ангидритовые слои или значительную примесь этого материала, а также глины; второй — сложен практически чистым галитом. В структурном отношении галогенные породы разделены на микро- или тонкозернистые (величина кристаллов до 1 мм), мелкокристаллические (1–3 мм), среднекристаллические (3–7 мм), крупнокристаллические (более 7 мм).

Литологические и минералого-петрографические особенности галогенных образований являются следствием сложных, однако закономерных, условий седиментогенеза соляных пород из равновесных гидрохимических систем соленосных бассейнов прошлого. Накопление осадков в этих системах происходило в порядке, обратном их растворимости от доломитов, ангидритов до конечных стадий концентрации рассолов — отложений калийных и калийно-магниевых солей. Любое нарушение режима прогрессирующей концентрации рассолов испарением адекватно сказывалось на осадке. Соответственно, изучение геохимических особенностей разреза галогенных пород позволяет восстанавливать условия их образования. Объективным критерием в этом плане является бромхлорное отношение, значение которого в каждом конкретном случае соответствует определенной стадии сгущения рассолов, так как накопление брома в осадке происходит не скачкообразно, а постепенно. Объективную информацию несет также термобарометрическое изучение газово-жидких включений, заключенных в зернах соляных минералов.

Переходим к рассмотрению отдельных ритмопачек разреза галогенной толщи Приволжской моноклинали.

Прежде всего, полагаем необходимым объяснить на первый взгляд чрезмерную по детальности литолого-фациальную, минералого-петрографическую, геохимическую характеристику пород ритмопачек начиная с верхней части карпёнской — III до ерусланской — X включительно. Дело в том, что скважиной 1 Краснокутской (северное окончание Приволжской моноклинали) эти образования были перебулены с керном впервые и по нашим оценкам могут приниматься в качестве опорного разреза для всей территории моноклинали.

Волгоградская ритмопачка — I имеет ограниченное распространение. Она выделена лишь в прибортовой зоне Прикаспийской впадины (Сарпинско-Тингутинская, Наримановская, Городищенская, Лугово-Пролейская, Александровско-Кисловская и некоторые другие площади). Отложения ритмопачки представлены каменной солью с прослоями ангидритов, неравномерно распределенных по разрезу. Значительной мощности пласты ангидритов отмечаются в нижней части разреза, они содержат включения и прослои полигалитовых, магнезитовых пород и доломитов. Наибольшие мощности ритмопачки (150–200 м) прослеживаются на участках максимальных мощностей соленосной толщи (Лугово-Пролейская, Александровско-Кисловская, Южно-Кисловская площади). Сокращение мощности до 50–70 м происходит как в северном и южном направлениях, так и к западу (Горно-Балыклейская, Камышинская площади).

В более северных районах Приволжской моноклинали (Саратовское Заволжье) рассматриваемые образования вскрыты на Краснокутско-Мокроусовском участке. Здесь вблизи бортового уступа Прикаспийской впадины в разрезе волгоградской ритмопачки присутствуют пласты каменной соли суммарной мощностью 140–180 м, в связи, с чем ее общая мощность увеличивается до 200–250 м. Каменная соль белая, желтоватая, полупрозрачная, средне-крупнокристаллическая.

В основании волгоградской ритмопачки располагается пласт (около 55 м), сложенный доломитами и ангидритами со значительным содержанием магнезита, полигалита и целестина. Такой состав отражается в характере каротажных диаграмм повышенными значениями ГК и пониженными — НГК, что позволяет использовать его в качестве литолого-геофизического репера.

Отложения балыклейской ритмопачки — II пользуются широким распространением в центральной и восточной зонах Приволжской моноклинали. Максимальные мощности (150–220 м) тяготеют к центральной зоне, примерно совпадающей с долиной р. Волги. К северу и югу мощности второй ритмопачки, так же как и первой, сокращаются и составляют 70–100 м.

Балыклейская ритмопачка сложена каменной солью. В основании пачки расположен доломит-ангидритовый горизонт, характеризующийся повсеместно высокой радиоактивностью, обусловленной наличием прослоев и примеси полигалита. Мощности этого горизонта изменяются в довольно широком диапазоне от 15 до 110 м, максимальные их величины (90–110 м) прослеживаются на Суводской и Усть-Погожской площадях. В составе ритмопачки встречаются проявления калийно-магниевых солей, в основном примесь полигалита. Карналлитсодержащие интервалы мощностью до 30 м отмечены в разрезах по скважинам 32 Антиповско-Балыклейской и 107 Антиповской, где они представлены чередующимися пластами карналлитовых и карналлит-галитовых пород (3–8 м) и каменной соли (2–3 м).

На Ровенско-Мокроусовском участке Приволжской моноклинали особенности строения и состава отложений ритмопачки в общем, идентичны выявленным в Волгоградском Поволжье. В основании ее, на границе с подстилающими образованиями, выделяется пласт (35–50 м) с повышенной гамма-активностью, сложенный доломит-ангидритовыми породами с полигалитом.

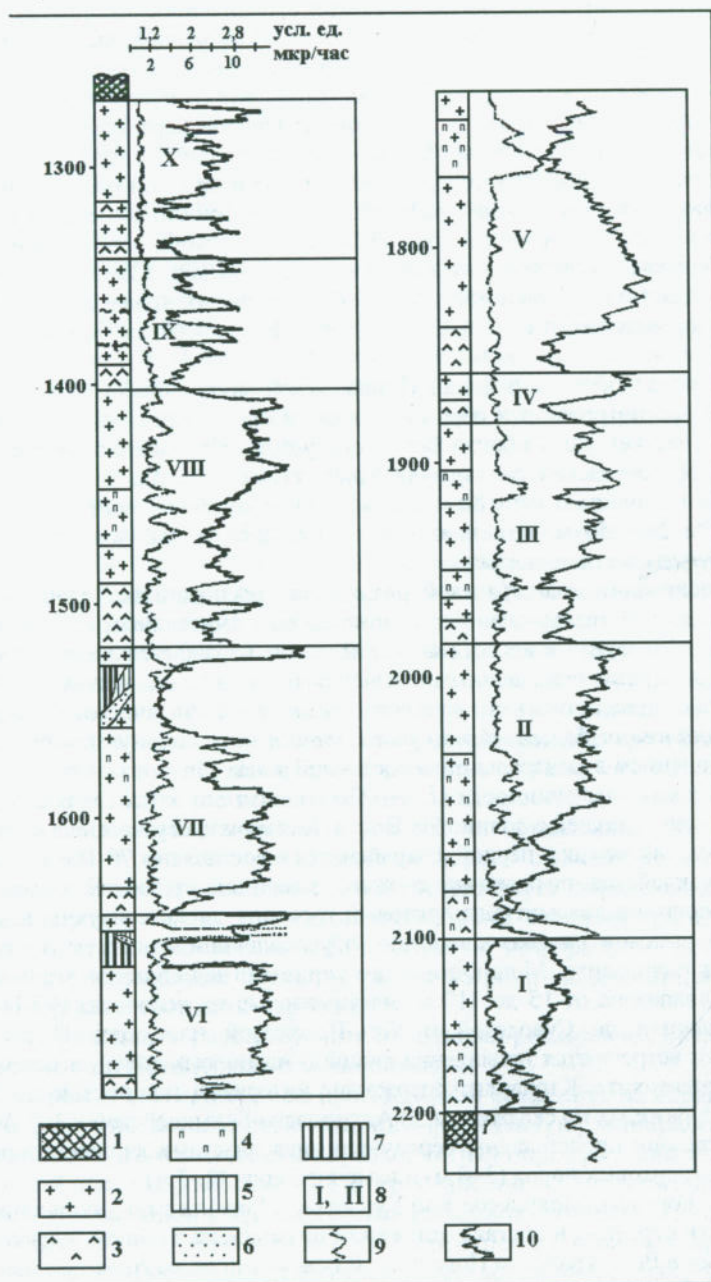


Рис. 2. Сводный разрез кунгурской толщи Приволжской моноклинали.

Условные обозначения: 1 – подстилающие и перекрывающие отложения; 2 – каменная соль; 3 – ангидритовая порода; 4 – полигалитовая порода; 5 – карналлитовая порода; 6 – сильвинит; 7 – бишофитовая порода; 8 – индексы ритмопачек; 9 – диаграмма ГК; 10 – диаграмма НГК; I-X – ритмопачки: I – волгоградская, II – балыклейская, III – карпенская, IV – приволжская, V – луговская, VI – погожская, VII – антиповская, VIII – пигаревская, IX – долинная. X – ерусланская

Полигалит образует сгустки и стяжения размером до 3-4 см. Ангидрит серый, кремовый, мелко- и микрозернистый. Выше залегает пачка каменной соли молочно-белого цвета, средне-крупнозернистой структуры. В нижней части пачки отмечается примесь полигалита и редкие прослои (3-7 см) ангидрит-кизеритовой породы. Мощность отложений ритмопачки достигает 150 м.

Карпенская ритмопачка — III пользуется еще большим распространением, чем ее подстилающая балыклейская. В основании ритмопачки прослеживается пласт ангидритовых пород мощностью, изменяющейся от 10-20 в прибортовой зоне до 25-35 в западных частях моноклинали. Выше располагается толща каменной соли с полигалитом. По геофизическим данным, в отдельных разрезах можно выделить один-три (преимущественно два) полигалитсодержащих пласта мощностью 10-35 м. Присутствие в карпенской ритмопачке полигалита подтверждается данными изучения керна скв. 2 Николаевской и 88 Таловской (Кольцова, 1974). Каменная соль белая матовая, прослоями розовая, красно-бурая, с прослойками ангидрита.

По данным каротажа, на Лозновской площади (скв. 81) в толще каменной соли нами выделен пласт бишофит-карналлитового состава. Наличие прослоя сильвин-карналлит-бишофитовых пород отмечается О.Д. Казанцевым, В.А. Ермаковым и Н.П. Гребенниковым (1974) в центральной части моноклинали в скважинах 33 Камышинской и 107 Антиповской. Однако, мы полагаем эти сведения ошибочными; повышение радиоактивности в верхней части интервала рассматриваемой ритмопачки в приведенных скважинах обязано наличию примеси полигалита в каменной соли. Общая мощность ритмопачки в Волгоградском Поволжье преимущественно составляет 100-130 м. В южной части моноклинали (Абганеровская, Сарпинско-Тингутинская, Городищенская площади) она уменьшается до 50-100 м, увеличенная мощность (294 м) имеет место в прибортовой зоне (скв. 2 Лугово-Пролейская).

В северной части моноклинали на Ровенско-Карпенском и Карпенско-Мокроусовском участках строение ритмопачки выдерживается, однако мощность увеличивается до 215 м, а на Карпенско-Мокроусовской площади — до 350 м. Увеличенная мощность карпенской ритмопачки до 300-350 м отмечается также в дальнем Саратовском Заволжье.

Скважиной 1 Краснокутской вскрыта самая верхняя часть отложений карпенской ритмопачки (1329-1321,8 м), представленная каменной солью серой, мелко-среднекристаллической, ритмично-слоистой, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент: прослой (0,5-2 см) галита средне-кристаллического, вмещающего 2-4 слоя (до 1 мм) ангидрита; ангидритовый материал развит также между кристаллами галита, образуя сетчатую текстуру;

б – галитовый элемент ритма (1-5 см): галитит мелкокристаллический.

Содержание NaCl составляет 81-84%; обнаружена примесь полигалита (4-5%), которая, по-видимому, приурочена к сульфат-галитовому элементу ритма. Нерастворимый в воде остаток (5-10%) состоит из призматической и удлиненно-призматической разновидности ангидрита (50-99%) с примесью столбчато-игольчатого гипса (1-49%) и тонкодисперсного гидрослюдистого вещества (10%). Обнаружен также борный минерал сульфоборит, образующий бесцветные призматические кристаллы, по удлинению составляющие до 0,02 мм. Диагностика минерала подтверждена рентгенографическим анализом.

Кроме примеси полигалита, свидетельствующего о высокой стадии сгущения солеобразующих рассолов, отмечается здесь высокое (0,32) значение бромхлорного отношения, соответствующее конечной стадии садки галита (0,24-0,32). Это свидетельствует о том, что при формировании рассматриваемого слоя в бассейн поступали рассолы калийной стадии сгущения. Однако содержание калия не достигло аномальных значений, что можно объяснить поступлением слабоминерализованных рассолов, образовавших вышележащую приволжскую ритмопачку.

Приволжская ритмопачка — IV резко отличается от всех других. Она имеет повсеместное распространение и сравнительно малую мощность (20-55 м); вместе с базальным доломит-ангидритовым пластом вышележащей луговской ритмопачки отложения приволжской ритмопачки образуют хороший маркирующий горизонт — так называемый «двойной ангидрит», который выделяется не только в обрамлении Прикаспийской впадины, но и на солянокупольных структурах внутри ее (Индер, Челкар, Эльтон, Баскунчак). В основании ритмопачки залегает пласт (10-30 м) слоистых глинисто-доломит-ангидритовых пород. Местами он имеет мономинеральный ангидритовый состав. Отмечается примесь борных минералов (Кольцова, 1974). Выше располагается каменная соль (20-45 м) с прослоями ангидрита (от 1-5 до 10-20 см).

В северной части Приволжской моноклинали, на Краснокутско-Мокроусовском участке, в нижней части базального пласта отмечается (Белоножко и др., 1977) наличие грубообломочной брекчии, состоящей из остроугольных обломков (от 1-2 до 10 см) тонкослоистой ангидрит-доломитовой породы, сцементированных водяно-прозрачной каменной солью. В пересечении скважиной 1 Краснокутской (интервал 1321,8-1297,3 м) приволжская ритмопачка имеет следующее строение (снизу вверх):

1,8 м — ангидритовая порода с примесью глины; в общей массе ангидрита развиты субслоистые извилистые невыдержанные трещины (от долей миллиметра до 1 см), выполненные светло-серой аргиллитоподобной глиной. Ангидрит серый плотный массивный с включениями доломита пелитоморфного, пропитанного гидроокислами железа. Наблюдаются под микроскопом удлиненнопризматические новообразованные кристаллы ангидрита, рассеянные в зернистом ангидрите и сгруппированные вблизи карбонатных включений.

0,7 м — доломитовая порода буровато-серая микрослоистая; по слоистости цепочками иногда расположены тонкие (доли миллиметра) кристаллы галита. Структура микрзернистая, на отдельных участках — пелитоморфная сгустковая. Ангидрит образует отдельные единичные зерна или таблитчатые кристаллы, частично замещенные доломитом. 3,4 м — ангидритовая порода неяснослоистая за счет прослоев (от 0,1-0,2 до 1 см) глинистого доломита, развитых через интервал 2-5 см. Ангидрит темно- и светло-серый, плотный, массивный. Структура породы гетеробластовая и радиально-лучистая. Наблюдаются прожилки (до 1 мм) или включения микрзернистого пелитоморфного доломита.

0,9 м — ангидрит-доломитовая порода тонкослоистая (слойки до 1 мм); текстура обусловлена переслаиванием ангидрита и доломита. Под микроскопом наблюдается замещение ангидрита доломитом и гипсом: среди зерен доломита сохранены реликты ангидрита. Структура ангидрита гетеробластовая.

0,7 м — ангидритовая порода голубовато-серая, тонкокристаллическая, массивная. Ангидрит с включениями и микропрожилками галита и пелитоморфного доломита. Структура ангидрита неоднородная: на фоне основной микро- и мелкозернистой массы выделяются участки с волокнистым и шестоватым строением.

17 м — каменная соль чистая бессульфатная (галитит) серая, светло-серая, полупрозрачная, средне- и крупнокристаллическая, участками неполно-зонально-зернистая, массивная. Ангидритовый материал развит неравномерно по всему слою в виде тончайших пленок между кристаллами галита, образуя узорчатую текстуру. Содержание NaCl в породе колеблется от 94,4% до 98%; нерастворимый в воде остаток — до 1%.

Галитит, кроме микровключений маточной рапы и газа, содержит незначительное количество аутигенной примеси; состав ее на 22-98,5% представлен ангидритом, образующим включения и нитевидные прожилки. Кристаллы ангидрита игольчатые, столбчатые, удлиненно-призматические, таблитчатые. Помимо ангидрита, присутствует также гипс (0,5-5%) в виде пластинчато-ромбовидных и изометричных кристаллов; окатанные и полуокатанные зерна терригенного кварца (0,5-3%); тонкодисперсный гидрослюдистый материал (1-5%), а также доломит в форме ромбоэдрических и тонких пластинчатых округлых кристаллов, собранных в сростки — розы.

Литолого-фациальный характер отложений приволжской ритмопачки и бромхлорные отношения свидетельствуют, что эти отложения образовались при значительном рассоло-нении растворов. В подошве галититового пласта (на контакте с ангидритом) величина бром-хлорного отношения равна 0,086-0,087, т.е. она несколько ниже величины, соответствующей начальной *стадии* садки галита. Этот фактор позволяет сделать предположение, что отложение солей здесь было обусловлено не естественным ходом эвапоритового процесса, а «засолонением» рассолов за счет размыва ранее отложившихся пород. В доказательство этого приводится (Московский, 1983,) несколько факторов, одними из которых являются отсутствие калия в составе первичных включений и преобладание в составе галита диагенетических воднопрозрачных разностей (до 70-80%), что свидетельствует об однослойном характере рапы и об исключительно высоких концентрациях в ней NaCl.

Таким образом, весь интервал приволжской ритмопачки рассматривается как единый регрессивный этап развития солеродного бассейна. Галититовый пласт ритмопачки образовывался при очень большой скорости отложения галита.

Луговская ритмопачка — V. Базальный пласт (15–20 м) представлен ангидритами или доломит-ангидритами. Вышележащий пласт каменной соли (70-180 м) ближе к кровле вмещает слой (20-50 м) полигалит-галитового состава. Полигалит образует прослои, неправильные включения и тонкорассеянную примесь в каменной соли; с полигалитом отмечается сульфоборит. В керне некоторых скважин (13,15,16 Антиповские; 1 Липовская; 3176 Нижне-Иловлинская; 1056 Уметовско-Чухонастовская; 18 Щербаковская; 3 и 21 Качалинская; 1 Лугово-Пролейская; 88 Таловская; 2 Николаевская) В.В. Кольцовой обнаружен карналлит (5–7%), образующий небольшие (до 0,5 см) прослои и гнезда или встречающиеся в виде отдельных зерен, располагающихся в массе каменной соли между кристаллами галита (Дервягин и др., 1981).

Общая мощность луговской ритмопачки в Волгоградском Поволжье в пределах 100-130 м. Увеличенные мощности тяготеют к прибортовой зоне моноклинали на участке от Городищенской до Александровско-Кисловской площадей, а также на участке Антиповской, Николаевской и Щербаковской площадей. В южном и западном направлениях мощности уменьшаются до 50-70 м, при этом возрастает количество ангидритового материала. К северу, на Ровенско-Краснокутском участке характер строения и состав ритмопачки выдерживается. Отмечается резкое изменение мощности отложений от 90 до 200 м как в пределах всего моноклиналиного склона, так и на отдельных площадях. Сокращенные мощности прослеживаются в полосе прибортовых поднятий по подсолевым отложениям. Скважиной 1 Краснокутской образования рассматриваемой ритмопачки перебулены в интервале 1297,3-1142,6 м:

1297,3-1281,8 м — ангидритовая порода голубовато-серая, светло- и темно-серая, тонко-скрытокристаллическая, массивная. Структура породы кристаллическая разнотекстурированная, неоднородная: мозаичная, удлиненно-зернистая (пластинчатая), волокнисто-шестовато-зернистая, волокнисто-радиально-лучистая. В породе присутствует микротекстуристый карбонатный материал доломитового состава, образующий нитевидные прожилки, раздувы, округлые и линзовидные скопления.

1281,8-1205,5 м — галитит полупрозрачный, серый, гиганто-крупно- и среднекристаллический. На приконтактных участках с нижележащим ангидритовым пластом текстура неравномернослоистая за счет тонких прослоек ангидрита. В интервале 1251,0-1240 м отмечается тонкорассеянная примесь глинистого материала и галитит приобретает темно-серый цвет. На отдельных участках прослеживается четкое зональное строение кристаллов галита с пленками ангидрита как между кристаллами, так и внутри по зонам их роста. Микровключения маточной рапы и газа образуют соляные фигуры типа «лодочек» и «елочек».

Содержание NaCl в породе изменяется от 93,5 до 98,8%, нерастворимый остаток — от 0,2 до 1,4%. Последний представлен главным образом таблитчатой, призматической, игольчатой разностями ангидрита (55-100%); полуокатанными зернами терригенного кварца (1%); тонкодисперсным гидрослюдистым веществом (1-10%). Иногда встречаются доломит и магнезит, образующие в галите скопления плотно сросшихся толстотаблитчатых округлых кристаллов.

Ангидрит в ангидритовых прослойках образует радиально-лучистые, сноповидные, пучкообразные, параллельноволокнистые, шестовато-зернистые и волокнисто-таблитчато-зернистые сростки.

1205,5-1189,0 м — ангидрит-галитовая порода серая, крупнокристаллическая, ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а — сульфат-галитовый элемент представлен ангидритовой породой светло-серой, скрытокристаллической, образующей неупорядоченную ячеисто-сотовидную текстуру; ячейки выполнены мелкими (1-3 мм) неправильными кристаллами темно-серого прозрачного галита. В некоторых ритмах средняя часть сульфат-галитового прослойка уплотняется и не содержит включений галита. Мощность а-элемента постепенно увеличивается снизу вверх по слою от 2-5 до 10-20 см;

б — галитовый элемент ритма сложен галититом светло-серым, массивным, крупно-гигантокристаллическим, иногда с заметным зональным строением кристаллов. Мощность б-элемента изменяется в обратном порядке: от 5-10, иногда 20 см в нижней части слоя, до 1-4 см в верхней.

Химический состав ангидрит-галитовой породы: NaCl — 42,6-83,1%; CaSO_4 — 3,5-4,9%; нерастворимый остаток, сложенный в основном также сульфатом кальция, изменяется от 12,8 до 35%.

1189,0-1185,0 м – ангидрит-полигалитовая порода светло-серая, скрытокристаллическая, массивная, с редкими интервалами (3-10 см), содержащими включения мелких, реже средних кристаллов галита. Содержание полигалита достигает 54%.

1185,0-1169,0 м – галит-полигалитовая порода светло-серая и серая, ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – полигалитовый элемент, представлен полигалитовой породой светло-серой, скрытокристаллической, в отдельных ритмах с включением мелких кристаллов галита серого и темно-серого, прозрачного, приуроченного в основном к приконтактной зоне с б-элементом ритма. Мощность а-элемента изменяется от 5 до 10 см, реже уменьшается до 2-3 см. Содержание полигалита изменяется от 5 до 50%;

б – галитовый элемент ритма (2-5 см) сложен галитом серым, крупнокристаллическим с четким зональным строением кристаллов, отороченных полигалитовой пленкой.

Уменьшение мощности а-элемента ритма и соответственное увеличение б-элемента происходит постепенно от кровли и подошвы слоя к его центральной части.

На глубине 1175 м встречен прослой (0,5 м) полигалита массивного, чистого. Содержание полигалита в нем около 70%. По всему интервалу отмечается примесь сильвина (1-4%) и сульфата натрия (2-3%).

1169,0-1143,9 м – каменная соль серая, средне- крупнокристаллическая, ритмично-слоистая со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент, представлен в основной массе ангидритом светлосерым с включениями (3-5 мм) или невыдержанными прослойками (0,2-0,4 см) галита темно-серого. Мощность а-элемента меняется от 0,5 до 2 см. Встречаются крупные прозрачные кристаллы темно-серого галита. Иногда а-элемент ритма представлен одиночным слоем ангидрита или пачкой из 2-3 слоев;

б – галитовый элемент ритма (1-5 см) состоит из массивного агрегата средних или крупных кристаллов галита с зональным строением, отороченных ангидритовой пленкой.

Структура сульфатных прослоев сложная: присутствующее в породе темно-бурое до черного пелитоморфное галопелитовое вещество образует густую сеть сгустков и прожилков, из которых растут в окружающий галит длинно-тонко-игольчатые волокнистые радиально-лучистые, сноповидные, звездчатые, щеткообразные агрегаты гипса, столбчатые и длиннопризматические до игольчатых кристаллы ангидрита, а также скопления групп кристаллов магнезита псевдогексагонального габитуса. Этот аутигенный материал, составляющий в породе 0,5-50%, слагает сульфатные прослои, оконтуривает галитовые зерна, выполняет микротрещинки в породе. Содержание в породе NaCl колеблется от 69,9 до 84,4%. В подошве слоя отмечается значительная примесь полигалита.

1143,9-1142,6 м – галит-ангидритовая порода светло-серая, тонко-среднекристаллическая, ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент аналогичен описанному в нижележащем слое, однако, он резко увеличивается в мощности до 5-15 см;

б – галитовый элемент ритма (1-3 см) состоит из галита серого, матового, среднекрис-таллического, с отчетливым зональным строением кристаллов, отороченных тончайшей пленкой ангидрита.

Содержание в породе NaCl составляет 58,8%.

На образованиях базального пласта луговской ритмопачки, являющихся продуктом начальных стадий осолонения бассейна, располагается галитовый пласт (1281,8-1205,5 м). Нижняя его часть (1281,8-1234,0 м) показывает низкое значение бромхлорного коэффициента (0,067-0,092), позволяющее предположить, что это толща также является переотложенной. Она сформировалась из рассолов, обедненных бромом. В интервале 1234-1217 м величина бромхлорного отношения (0,11), а также относительно быстрое возрастание содержания калия во включениях (с 1,67 до 8,87 г/л) при незначительном увеличении количества магния, уже отвечает самой начальной стадии садки каменной соли. Выше (1217-1205,5 м) этот показатель увеличивается до 0,16-0,19 и в интервале 1189,0-1169,0 м составляет уже 0,26, что говорит о поступлении рассолов более минерализованных, содержащих калийные соли. В данном случае калиеносные образования представлены полигалитом. В расположенном выше пласте каменной соли (1169-1142 м) величина бромхлорного отношения держится на высоком уровне (0,24-0,27), однако образование калийных минералов не происходит.

Погожская ритмопачка – VI. В основании располагается 5-15 метровый пласт голубовато-серого массивного ангидрита с примесью галита, глинистого материала и доломита. Выше залегает толща каменной соли, в средней части которой прослеживается пласт полигалит-галитовой породы, мощностью 10-20 м, который особенно четко выражен в разрезах Саратовского Заволжья. Здесь же отмечается примесь карналлита, а также иногда кизерита и сильвина (Кольцова, Яржемский, 1969).

В верхней части толщи выделяется пласт сильвин-карналлит-бишофитового состава, к которому приурочена продуктивная т. н. нижняя бишофитовая залежь развитая на основной части территории Приволжской моноклинали и сильвинитовая продуктивная залежь на южном окончании моноклинали (Гремячинское месторождение). Подробная характеристика этих залежей и вмещающих образований, равно как и калийно-магниевого продуктивного пласта вышележащей антиповской ритмопачки, приводится ниже в разделах 2.2, 2.3 и 3.2.

Общая мощность погожской ритмопачки в пределах Волгоградского Поволжья составляет 60-150 м (в среднем 90-100 м). На Ровенско-Мокроусовском участке строение ритмопачки сохраняется, кроме как более четко выделяется интервал с полигалитовой минерализацией и более резко изме-

няется ее общая мощность от 60 до 170 м; в районе бортовой зоны мощность сокращается до 60-90 м.

Скважиной 1 Краснокутской вскрыты образования рассматриваемой ритмопачки в интервале 1142,6-1037,5 м:

1142,6-1137,0 м – ангидритовая порода голубовато-серая, скрытокристаллическая, массивная с включением мелких (1-3 мм) темно-серых кристаллов галита, приуроченных к подошве (0,1 м) и кровле (2,6 м) слоя. В интервале 1137,9-1137,5 м фиксируется листовая текстура..

1137,0-1090,8 м – каменная соль серая, мелко-среднекристаллическая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент, представлен неясновыраженными прослоями (0,5 – 2 см, реже до 4 см) галит-ангидритовой породы. Распределение ангидритового материала в этих прослоях петельчатое и неравномерное для разных ритмов: в одних случаях он резко преобладает над галитом, в других – лишь тонкой рубашкой обволакивает кристаллы галита;

б – галитовый элемент ритма (5-6 см) сложен чистым серым массивным галитом.

В нижней части слоя (5 м) сульфат-галитовый элемент ритма отсутствует и каменная соль становится галититоподобной. В подошве слоя располагается прослой (5 см) галитита крупнокристаллического. В этой галититоподобной соли содержание NaCl находится в пределах 96,8-98,7%. Водонерастворимая аутигенная примесь составляет – 0,1-0,9% и представлена таблитчато-призматическим ангидритом (70%), окатанными и полуокатанными прозрачными бесцветными зернами терригенного кварца (15%), тонкодисперсным гидрослюдистым веществом (15%); встречаются кристаллики цеолитов.

Выше по слою содержание NaCl уменьшается (80,1-94,8%), а водонерастворимого остатка увеличивается (2,6-14,2%). На 89-100% он представлен ангидритом призматического столбчато-игльчатого, перьевидного облика, а также микроагрегатами, обычно пропитанными тонкозернистым гидрослюдистым материалом, образующим в них сгустково-прожилковые скопления.

Структура каменной соли кристаллически-разнозернистая, зонально-зернистая, неполно-зонально-зернистая, перистая; наблюдаются скопления отдельных кристаллов и сростков ангидрита вокруг зерен галита. На ребрах соляных фигур «елочек» и между ними они создают касмчато-петельчатую и шнуровидную структуры. Форма зерен галита неправильно-изометричная, округлая.

Строение ангидритовых прослоев неоднородное: микрозернистое, волокнисто-лучистое. На контакте ангидрита с галитом развиты щетки из игльчато-столбчатых кристаллов ангидрита. На отдельных участках отмечаются агрегаты гипса, состоящие из зерен лапчатой формы.

1090,8-1077,8 м – каменная соль галититоподобная, светло-серая, мелко-крупнокристаллическая, ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент (1-4 см), представлен массивным агрегатом мелких или средних кристаллов галита водянопрозрачного, между которыми развиты тонкие слойки ангидрита, образующие сетчатую текстуру породы. Кристаллы галита имеют в основном форму удлиненных по наслоению «очков»;

б – галитовый элемент ритма (4-10 см) сложен светло-серым чистым массивным галититом.

По всему слою на отдельных участках имеет место вкрапленность карналлита красного. Галит неполно-зонально-разнозернистый; кристаллы имеют неправильную форму и содержат большое количество микровключений маточной рапы и пузырьков газа. Ангидритовые прослои имеют радиально-лучистое, волокнисто-таблитчато-зернистое строение. Водонерастворимые минералы-примеси представлены ангидритом, в меньшей степени гипсом, тонкодисперсным гидрослюдистым веществом. Они образуют скопления диаметром не более 4 мм и тонкие прожилки 0,5-1,5 мм мощностью. Ангидрит присутствует в виде призматических таблитчатых, перьевидных, игльчатых кристаллов. Гипс образует агрегаты из столбчатых, пластинчатых и таблитчатых кристаллов.

Содержание NaCl в описанном слое изменяется от 91,7 до 95,1%; примесь $MgCl_2$ – 0,27-0,47%.

Вкрапленность карналлита обуславливает незначительное, однако, заметное на диаграмме ГК повышение гамма-активности.

1077,8-1068,5 м – каменная соль галититоподобная, светло-серая, от мелко- до крупнокристаллической, массивная с редкими одиночными слойками ангидрита. Незначительная примесь карналлита приурочена к прослоям (1 - 5 см), развитым через интервал 5—40 см. Эти прослои приобретают соответственно розоватый оттенок. Содержание в породе NaCl находится в пределах 94,4-96,8%, $MgCl_2$ – 0,3-1,9%. Нерастворимый остаток (0,1-2,3%) представлен окатанными и полуокатанными зернами терригенного кварца (50%), дипирамидально-призматическими кристаллами аутигенного кварца (6-10%), уплощенно-призматическими, игльчатыми кристаллами ангидрита, образующими сростки (1-1,5%), гидрослюдистым материалом (30-40%), зернистыми агрегатами пирита (1-2%), окатанными зернами глауконита (0,5-1%).

1068,5-1064,5 м – карналлит-галитовая порода светло-серая, мелкокристаллическая, массивная, с прослойками, гнездами, прожилками и отдельными кристаллами карналлита красного, разнокристаллического. Содержание в породе хлористого магния изменяется от 1,9 до 12,5%, хлористого калия – соответственно от 1,6 до 11,6%, $CaSO_4$ – от 0,3 до 4,3%, нерастворимого остатка – от 0,01 до 1%.

1064,5-1059,0 м – карналлитовая порода буровато-красная, разнокристаллическая, на отдельных участках кристаллы карналлита и галита заключены в рубашку ангидрит-кизе-ритовой породы. В подошве слоя (0,5 м) карналлит светло-серый, крупнокристаллический. Содержание карналлита в слое составляет 70—90%, имеется примесь силвина 3~5%. Средний

химический состав карналлитового слоя следующий: MgCl_2 – 25,9%, KCl – 20,3%, CaSO_4 – 2,9%, MgSO_4 – 2,4%, нерастворимый в воде остаток – 4%.

Под микроскопом фиксируются неправильно-призматические ксеноморфные зерна и блоки зерен карналлита, реже сильвина, при этом сильвин часто включен в галит, а галит в карналлит. Карналлит содержит большое количество мельчайших идиоморфных кристалликов галита. В галите наблюдается множество мелких (не менее 0,35 мм) включений сильвина округлой, овальной, каплевидной формы, а также мелкие ажурные дендритовидные вкрапления карналлита. Отмечается также присутствие кизерита. Он образует округлые, овальные, изометричные зерна и дипирамидально-призматические кристаллы диаметром не более 0,20 мм, располагающиеся совместно с сильвином: они окаймляют зерна сильвина плотной цепочкой, развиваются по трещинам спайности и микротрещинам внутри зерен сильвина, образуют гнездоподобные скопления. Водонерастворимые минералы-примеси представлены мелкими (до 0,25 мм) призматическими кристалликами ангидрита (64%), ромбовидным гипсом (20%), окатанными зернами терригенного кварца (3%), тонкодисперсным гидрослюдистым веществом (10%), а также многогранниками цеолитов, которые рассеяны по всей породе (3%).

В верхней части, ближе к кровле, пласт представлен карналлитом с включениями галита. Текстура породы массивная и микропятнистая; структура разнотерригенная, мостовидная. Зерна карналлита имеют неправильно-изометричную, округлую форму, неровные очертания. Карналлит слабо окрашен в блеклый желтовато-оранжевый цвет. Окраска обусловлена присутствием большого количества микровключений чешуек и пластинок гематита, которые располагаются беспорядочно или в виде плотных цепочек вдоль многочисленных микротрещин, образующих густую сеть в зернах карналлита. Окрашены зерна не всегда равномерно, часто наблюдается каемчатое и пятнистое распределение окраски. Кроме гематита карналлит содержит много микровключений маточной рапы и газа, а также кубические кристаллики галита. На отдельных участках, обычно в приконтактных зонах с галитом наблюдаются скопления округлых агрегатов чешуйчатого строения, состоящих из гидрослюдистого вещества и гидроокислов железа. Галит образует включения ксеноморфной формы, располагается в межзерновых пространствах карналлита, выполняет каверны и трещины. Контакт галита с карналлитом обычно неровный, зазубренный; в галите находится множество микровростков карналлита, прорастающих галит, образующих микроагрегаты вблизи карналлита. Водонерастворимый остаток представлен галопелитовым веществом, состоящим из ангидрита (84,7%), гидрослюдистого вещества с гидроокислами железа (10%). Ангидрит образует призматические и удлиненно-призматические кристаллы коробочковидного (пинакоидального) облика, с хорошо выраженной прямоугольной спайностью, с размерами по удлинению до 0,7 мм. Располагаются галопелиты обычно в виде пятен на контакте галита и ангидрита. Часто окисно-железисто-гидрослюдисто-ангидритовая масса ошетинена призматическими кристаллами ангидрита. Мельчайшая россыпь ангидрита наблюдается в галите,

в меньшей степени в карналлите. В галите среди ангидрита встречаются мельчайшие кристаллики цеолитов (0,25%), а также зерна терригенного кварца и дипирамидально-призматические кристаллики аутигенного кварца (5%), кубические кристаллики и землистые агрегаты пирита (0,5%).

1059,0-1046,0 м – бишофитовая порода светло-серая полупрозрачная с розоватым оттенком, крупнокристаллическая, массивная, с редкими нитевидными невыдержанными слоями ангидрита. Содержание бишофита 85-90%, примесь карналлита 2-3%. Средний химический состав породы следующий: MgCl_2 – 45,6%, NaCl – 1,1%, CaSO_4 – 0,7%, н.о. – 0,07%.

В шлифе структура породы разнотерригенная, мозаичная. Водонерастворимая аутигенная примесь представлена призматическим ангидритом (65-70%), ромбовидным гипсом (5-10%), зернами терригенного и кристаллами аутигенного кварца (5-10%), тонкодисперсным гидрослюдистым веществом (10-20%), пиритом (0,5%).

1046,0-1044,6 м – карналлитовая порода ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – карналлит-ангидритовый элемент представлен прослоем (2-7 см), в котором светло-серый, микрокристаллический, массивный ангидрит образует ячеисто-сотовидную конструкцию, вмещающую зерна серого карналлита:

б – карналлитовый элемент ритма (1-3-5 см) состоит из карналлита серого с буроватым оттенком, среднекристаллического, массивного.

Содержание карналлита в породе 75-90%, примесь сильвина до 5%. Средний химический состав: MgCl_2 – 22,1%, KCl – 19,1%, CaSO_4 – 5,9%, MgSO_4 – 0,2%, н.о. – 2,5%.

Под микроскопом наблюдается скопление многогранных кристаллов цеолитов.

1044,6-1041,5 м – сильвинит розовато-серый, мелкокристаллический, представленный массивным агрегатом серых кристаллов галита и оранжево-красных – сильвина («пестрый» сильвинит). По всему слою прослеживаются хлопьевидные включения ангидрита с галопелитом темно-серые, сгруппированные в нечеткие прослои мощностью до 1 см. Содержание сильвина 20-40%, карналлита – 1-5%. Средний химический состав породы: KCl – 41,6%, MgCl_2 – 0,7%, CaSO_4 – 4,9%, н.о. – 4,6%.

1041,5-1041,0 м – сильвинит светло-серый, матовый, крупнокристаллический, массивный с рассеянной между кристаллами сильвина и галита примесью серого сульфатного и глинистого материала. Химический состав слоя: KCl – 43,0%, MgCl_2 – 0,5%, CaSO_4 – 1,6%, н.о. – 0,3%.

Изучение сильвинитов под микроскопом показало, что их текстура микропятнистая, обусловленная неоднородной окраской зерен галита и сильвина и присутствием скоплений аутигенных минералов; структура – кристаллически-разнотерригенная, каркасная, на отдельных участках каемчатая. На контакте с карналлитом в зернах сильвина отчетливо видно зональное строение, которое подчеркнуто тонкодисперсным окисно-железистым веществом. Для галита характерно неполно-зонально-зернистое

строение, наличие трещин спайности и микротрещин. Галит содержит мелкие ксеноморфные кристаллики сильвина, напоминающие микроворстки, а также округлые и овальные каплевидные включения. Сильвин же, в свою очередь, содержит мельчайшие изометричные кристаллики галита. Сильвин окрашен в розово-бурые тона тонкодисперсным материалом гидроокислов железа. Окраска распределена неравномерно – пятнами; часто на границе зерен наблюдается интенсивное ступковое окрашивание. Наличие микроворстков галита в сильвине и сильвина в галите, заливообразный и мысовидный характер контакта галита и сильвина, захват более крупными зернами сильвина более мелких зерен галита и наоборот свидетельствует о развитии процесса взаимного замещения обоих породообразующих минералов. При больших увеличениях под микроскопом на отдельных участках, обычно при контактах сильвина и галита, наблюдаются включения карналлита, представляющие собой причудливую ажурную вязь. Отдельные редкие каплевидные включения карналлита (не более 0,025 мм в диаметре) в галите имеют параллельное полисинтетическое двойникование. Вблизи контакта сильвинита с карналлитом, четко прослеживается процесс замещения галита карналлитом. Водно-нерастворимый остаток в сильвините представлен ангидритом (10–90,7%), гипсом (30%), терригенным полуокатанным и окатым кварцем (30%), гидроокислами железа и гидрослюдистым веществом (5–10%), а также многочисленными многогранниками цеолитов, рассеянных в галите, карналлите, сильвине или образующих в этих минералах скопления в виде полос, гнезд, а также жгутообразное окаймление отдельных зерен (1%).

1041,0–1037,5 м – каменная соль чистая, бессульфатная (галитит), светло-серая, средне- крупнокристаллическая, участками зонально-зернистая, с одиночными слоями ангидрита через 2–10 см. В интервале 1040,5–1040,0 м каменная соль приобретает темно-серый цвет за счет примеси глинистого материала. Содержание в галитите NaCl колеблется в пределах 95,3–97,3%, CaSO_4 – 2,2–2,5%, н.о. – 0,6–1,9%. В интервале 1040,0–1039,5 м содержание NaCl резко снижается до 83,6%, однако повышается – нерастворимого в воде остатка (12%).

Под микроскопом зерна галита имеют неправильную форму, угловатые очертания, четко выраженную прямоугольную спайность. Кроме многочисленных микровключений маточной рапы кубической формы часто наблюдаются ксеноморфные включения сильвина и очень редко круглые и каплевидные включения карналлита. Размер таких включений по удлинению составляет не более 0,02 мм. Галопелитовый материал содержится в породе в количестве до 5,5% и имеет гидрослюдисто-карбонатно-ангидритовый состав. Под микроскопом в проходящем свете он совершенно не просвечивает и только его микрозернистая оторочка плеохроирует в светло-серых тонах. Мельчайшая (менее 0,01 мм) россыпь кристалликов ангидрита наполняет зерна галита.

Формирование преимущественно ангидритовых пород базального пласта погожской ритмопачки (1142,6–1137,0 м) обусловлено вторжением менее минерализованных морских рассолов. Об этом свидетельствует и величина бромхлорного отношения в каменной соли, перекрывающей эту толщу ангидритовых пород. Она падает до 0,12 и соответствует начальной стадии кристаллизации галита из морских рассолов. Вверх по разрезу пласта каменной соли (1137,0–1068,5 м) отмечается постепенный рост величины бромхлорного отношения: от 0,13 до 0,28 в нижней части слоя и от 0,33 до 0,46 – в верхней его части. Последние значения бромхлорных отношений (0,34–0,46) соответствуют началу стадии садки калийных солей. Соответственно, в верхней части рассматриваемого слоя (1100 – 1068,5 м) появляется в газово-жидких включениях твердая фаза, представленная карналлитом и бишофитом (иногда сильвином), а в породе – смесь карналлита. Таким образом, перед образованием собственно пласта калийно-магниевого солей, по разрезу располагающегося ниже пласта каменной соли прослежена прогрессирующая концентрация седиментирующих рассолов, подготовившая условия для образования мощной калийно-магниевого залежи.

В карналлит-галитовом и карналлитовом слоях снизу вверх продолжает расти значение бромхлорных отношений от 0,8 до 1,5 в карналлит-галитовом слое (1068,5–1064,5 м) и от 4,9 до 8,2 в карналлитовом слое (1064,5–1069,5 м), что отвечает середине и концу карналлитовой стадии кристаллизации. Карналлиты начальной стадии кристаллизации в разрезе карналлитового слоя отсутствуют. Максимальная величина бромхлорного отношения (9,39) отмечена перед садкой бишофита.

В бишофитовой породе (1059,0–1046,0 м) на контакте с нижележащим карналлитовым слоем величина бромхлорного отношения отвечает начальной стадии садки бишофита (10,0–10,3). Вверх по разрезу бишофитового слоя величина отношения изменяется в пределах 10–15,9. На контакте с перекрывающей карналлитовой породой величина бромхлорного отношения несколько уменьшается до 14,64. Отмеченные для бишофита значения бромхлорных отношений соответствуют начальным и, главным образом, средним стадиям кристаллизации бишофита. Причем кристаллизация происходила при постоянном подтоке эвтонических рассолов, отвечающих середине стадии сгущения. Кристаллизация бишофита прерывается поступлением рассолов, отвечающих стадии садки карналлита. Это вызвало высаливание слоя карналлита (1046–1044,6 м), который образовал чехол, предохранивший бишофит от растворения. Бромхлорное отношение в подошве карналлитового слоя равно 10,32, что соответствует карналлиту, выделившемуся из эвтонических рассолов. Выше по слою значение бромхлорного отношения уменьшается до 6,5 и к кровле слоя – до 1,43, а содержание CaSO_4 увеличивается. Это говорит о поступлении новых порций рассолов более низкой стадии сгущения.

В сильвинитовом слое (1044,6–1041,0 м) величина бромхлорного отношения колеблется по разрезу от 0,6 до 1,44. Отмечается несколько минимумов в содержании брома, соответствующих поступлению вод

меньшей минерализации. Об этом свидетельствует и увеличение галитовой составляющей в пробах с минимальным содержанием брома. Величина бромхлорного отношения в сильвинитах несколько ниже, чем для сильвинитов, выделившихся из нормальных рассолов, подготовленных испарением до соответствующей концентрации.

Выше сильвинитовый слой резко сменяется пластом каменной соли (1041,0-1037,5 м) с очень низкой величиной бромхлорного отношения (менее 0,1). Эта каменная соль не содержит включений калийных солей. Все это говорит о формировании рассматриваемой каменной соли при вторжении вод, обедненных бромом, очевидное рассолов выщелачивания галита. К кровле пласта бромхлорное отношение увеличивается до 0,29.

Антиповская ритмопачка – VII. По составу отложений и характеру строения она аналогична нижележащей погожской ритмопачке. В основании располагается пласт (10-25 м), представленный переслаиванием доломитов и ангидритов. Ангидриты содержат примесь галита, глинистого материала, количество последнего возрастает к нижней части пласта. В виде тончайшей примеси в ангидритовой породе отмечается борацит. Непосредственно над базальным пластом залегает пласт (25-40 м) чистой каменной соли; выше выделяется интервал (15-50 м), сложенный полигалит-карналлитовыми и полигалит-карналлит-галитовыми породами, местами с кизеритом и сильвином. Область распространения этих пород приурочена главным образом к центральной части Приволжской моноклинали на участке Горно-Водяно-Антиповско-Николаевской площади, а вдоль бортовой зоны полигалитсодержащий слой прослежен также на Ровенско-Мокроусовском участке. На Щербаковской площади этот слой не выделяется.

В верхней части толщи каменной соли или ритмопачки в целом развит калийно-магниевый пласт, вмещающий продуктивные залежи собственно бишофитовой породы. Характеристика пласта с его изменениями по латерали приводится ниже в разделе 2.2.

Общая мощность ритмопачки изменяется от 25-70 до 70-140 м.

В северной части моноклинали, на Краснокутско-Мокроусовском участке мощность ритмопачки изменяется от 80 до 170 м. На Ровенской площади мощность сокращается. В ряде скважин Карпенской, Краснокутской, Долинной и других площадей калийно-магниевый пласт имеет бишофитовый состав; во многих разрезах он отсутствует, замещаясь карналлитовой породой и (или) сильвинитом. В пересечении по скв. 1 Краснокутской образования антиповской ритмопачки располагаются в интервале глубин 1037,5-920 м:

1037,5-1027,5 м – ангидритовая порода серая до темно-серой, тонкокристаллическая, неяснослоистая с редкими гнездами (очками) галита от 0,2-0,5 до 2-3 см. Нижняя часть слоя (4 м) сложена ангидрит-доломитовой породой серой и темно-серой, слоистой. Основная масса породы представлена микрозернистым ангидритом и пелитоморфным доломитом. Галит пропитывает доломит-ангидритовую породу и выполняет микротрещины, каверны и поры. На фоне пелитоморфно-микрозернистой массы выделяются нитевидные каль-

цитовые прожилки, редкие вкрапления зерен терригенного кварца, а также сугустово-комковатые оолитоподобные образования доломита.

1027,5-998,5 м – каменная соль темно-серая до серой (постепенный переход снизу вверх по слою) со слабым буроватым оттенком, от мелко- до крупнокристаллической, ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент (1-8 см) состоит из 2-4 слоев ангидрита (мощн. 0,5-3 см до 5 см) через интервал 0,5-2 см. Между слоями также развит ангидритовый материал, выполняющий промежутки между крупными кристаллами галита; окраска галитовых прослоев серая, темно-серая;

б – галитовый элемент ритма (3-7 см) представлен чистым светло-серым мелкокристаллическим галитом, с незначительной примесью ангидрита, визуальную различимую между кристаллами галита на отдельных участках.

Светло-серая каменная соль отличается тонко- и мелкозернистым зональным строением, зерна имеют овально-вытянутую, линзовидную форму и ориентированы по удлинению параллельно напластованию; на периферии зерен и внутри них располагается ангидритовая россыпь. Дымчатая, темно-серая каменная соль полупрозрачная, кристаллически-крупнозернистая; форма зерен неправильно-изометричная, иногда близка к кубической, очертания зерен прямые, угловатые. Текстуру породы можно назвать неравномерно-микропятнистой, что обусловлено присутствием и характером расположения в породе водонерастворимой примеси. Последняя представлена ангидритом и тонкодисперсным окисно-железистым гидрослюдистым веществом. Ангидрит образует тонкотаблитчатую разность столбчатого, перьевидного, копьевидного облика. Кристаллы собраны в сростки различной формы. Часто центральная часть сростков сложена тонкозернистым окисно-железистым гидрослюдисто-ангидритовым материалом, а вокруг – окаймление из кристаллов игольчатых и длиннопризматических.

Между светло-серым и дымчато-темно-серым галитом обычно располагается прожилок ангидрита. Он не представляет собой сплошную мономинеральную массу ангидрита, а имеет облик четковидных сближенных угловатых раздувов и скоплений ангидрита в галите; при этом ангидритовая масса пропитана окисно-железистым гидрослюдистым материалом.

Содержание в породе NaCl изменяется от 83,6 до 90,9%, CaSO₄ – от 3,1 до 3,8%, н. о. – от 5,5 до 12%. Водонерастворимая примесь представлена в основном ангидритом (96-99%) и гидрослюдистым веществом (0,5-4%).

998,5-969,0 м – карналлит-сильвин-кизерит-галитовая порода бледно-оранжевая розовато-серая, средне- крупнокристаллическая, слоистая, характеризуется четким ритмичным переслаиванием:

а – прослойков (0,2-1 см) кизерита светло-серого тонкокристаллического; прослойки часто разлинзовываются или разветвляются;

б – прослоев (2-7 см), сложенных массивным агрегатом средних, реже крупных (до 1 см) кристаллов галита и мелких – карналлита и сильвина; промежутки между кристаллами выполнены ангидрит-кизеритовым материалом.

Содержание кизерита по пласту составляет 2-32% (в основном 10-20%), карналлита — 2-12%, сильвина – 2-13%. Средний химический состав породы: NaCl – 69,2%, KCl – 5,0%, $MgCl_2$ – 3,4%, $MgSO_4$ – 6,3%, $CaSO_4$ – 4,3%, н.о. – 11,8%. Содержание сульфата магния по пробам отличается значительными колебаниями, однако количество этого компонента больше в верхней части слоя (от 2 до 13,8%) по сравнению с нижней (от доли процента до 8%). Снизу вверх также повышается примесь сильвина (от 1-2 до 6-7%).

Под микроскопом структура галита крупно-зонально-зернистая, узорчато-перистая. Зерна галита имеют неправильную изометричную, вытянуто-заостренную с одного конца форму, реже форма их близка к идиоморфной, очертания неровные, часто угловатые. Многочисленные микровключения маточной рапы и газа, располагаясь в галите закономерно по зонам роста кристаллов, образуют соляные фигуры «елочки» и «лодочки». По содержанию водонерастворимой минеральной примеси (7-19%), породу на некоторых участках можно назвать гипс-ангидрит-галитовой. Текстура породы на таких участках неравномерно полосчатая: четко прослеживается чередование прослоев сульфатов (гипс-ангидрит-кизерит), узорчато-перистого галита и микрозернистого галита. Прослойки сульфатов представляют собой тонкозернистую массу, пропитанную окислами железа и гидрослюдой. Внутри прослоев наблюдаются линзовидные включения галита, почти сплошь прорастающие мелкими кристалликами и агрегатными сростками гипса и ангидрита. Основу аутигенной водонерастворимой примеси составляют гипс (5-85%) и ангидрит (17-99%). Кристаллы гипса столбчатого, игольчатого, ромбического и изометрического габитуса образуют радиально-лучистые, пучкообразные и сноповидные сростки, которые располагаются на ребрах «ёлочек» и между ними. Ангидрит представлен призматическими и удлиненно-призматическими до игольчатых кристаллами, собранными в округлые агрегаты-розетки радиально-лучистого строения. Они совместно с гипсом располагаются вокруг зерен галита, между соляными фигурами и на их ребрах, образуя при этом причудливый рисунок. Кроме ангидрита, гипса, окисно-железистого гидрослюдисто-кизеритового пелитоморфного материала (0,5-5%), встречаются редкие зерна окатанного терригенного кварца, а также мельчайшая россыпь многогранных кристалликов, сферолитов и изометричных зерен цеолитов (0,5%). В каменной соли наблюдаются типичные вкрапления карналлита неправильной формы.

В интервале глубин 972-981 м прослеживается карналлит-сильвин-галитовая порода с включениями и прослойками галопелитового вещества светло-серого цвета гидрослюдисто-кизерит-гипс-ангидритового состава. Порода бледно-розовая и серовато-розовая; текстура неравномерно-полосчатая; структура кристаллически-разнозернистая, неоднородная: для галита – мелко- и средне-зонально-зернистая, узорчато-перистая, для

сильвина – микрозернистая, пятнисто-каемчатая. Водно-нерастворимая примесь составляет 8,3-15% и представлена ангидритом (17-97%), гипсом (20-80%), гидрослюдистым материалом (3-5%), цеолитами (0,5%), редкими зернами терригенного кварца и пирита. Ангидрит образует розетки удлиненно-призматических, столбчатых кристаллов, а также мелкую россыпь таблитчатых кристаллов. Ромбические, изометричные, столбчатые, игольчатые кристаллы гипса собраны в друзоподобные сростки различного вида; особенно характерны радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов. Ангидрит и гипс располагаются вокруг зерен между соляными фигурами и на их ребрах внутри зерен. В галопелитовых прослоях микрозернистая разность ангидрита и гипса образует плотную однородную массу, пропитанную тонкодисперсным кизерито-гидрослюдистым веществом и гидроокислами железа. В периферийной части галопелитовых прослоев находятся сростки сульфатов. Обычно галопелиты тяготеют к ксеноморфным зернам сильвина. На отдельных участках вблизи галопелитов и сильвина наблюдается мельчайшая россыпь идиоморфных многогранных кристалликов цеолитов.

Завершается пласт узорчато-перистой каменной соли розовато-белой каменной солью с прожилками и включениями ангидрита серого цвета; мощность прожилков 2-4 мм. Структура породы в целом кристаллически-разнозернистая; для галита зонально-зернистая. Зерна галита обогащены микровключениями маточной рапы и ангидритом. Ангидрит образует тонкопризматические, тонкопризматические и игольчатые кристаллы, часто образующие радиально-лучистые и сноповидные сростки. Они обычно располагаются на периферии зерен. Ангидритовые прожилки сложены микрозернистым ангидритом, пропитанным гидроокислами железа и гидрослюдистым веществом. Друзоподобные сростки ангидрита наблюдаются по краям прожилков и вблизи них, образуют окаймление зерен галита. Воднонерастворимые минералы-примеси составляют в породе 10%. Кроме ангидрита (97%), гидроокислов железа и гидрослюды (3%), встречен терригенный кварц.

969,0-924,1 м – каменная соль светло-серая до темно-серой, тонкокристаллическая (сахаровидная), ритмично-слоистая. В нижней части слоя встречено несколько четких прослоев (0,3-0,5 см) ангидрита. До глубины 960 м сульфат-галитовый элемент ритма представлен прослоем (3-5 см) каменной соли темно-серой, мелкокристаллической, вмещающей серию слоев ангидрита (1-3 мм) через интервал 0,2-1 см. Ангидритовый материал развит здесь также между кристаллами галита. Галитовый элемент ритма имеет светло-серый цвет, тонкокристаллическую структуру. Мощность его 2-3 см. Выше отмеченной глубины 960 м сульфат-галитовый элемент ритма постепенно исчезает: здесь одиночные слои ангидрита (1-2 мм) развиты с интервалом 0,5-3 см.

В интервале глубин 969-930 м структура каменной соли неоднородная: кристаллически-разнозернистая, зонально-перистая, каемчато-петельчатая. Галит изобилует микровключениями маточной рапы кубической формы, которые покрывают всю площадь галитовых зерен, а также подчеркивают

соляные фигуры «елочки». Ангидритовые прожилки имеют тонкозернистое строение и пропитаны гидрослюдистой массой. Водонерастворимый остаток содержит ангидрит (60–100%), терригенный кварц (1–20%), гидрослюдистое вещество (0,5–20%). Ангидрит образует микрозернистые агрегаты с бахромчатым окаймлением из игольчатых кристаллов; эти агрегаты окаймляют галитовые зерна.

Верхняя часть пласта (930–924 м) сложена матово-белой плотной сахаровидной каменной солью. Текстура породы массивная; структура кристаллически-тонкозернистая, иногда неполно-зонально-зернистая. Размер зерен редко превышает 1 мм. Форма зерен неправильно изометричная, иногда идиоморфно-кубическая; очертания неровные. Многочисленные трещины прямоугольной спайности. Водонерастворимые минералы-примеси составляют 0,6–9,3% и представлены тонкими уплощенными кристаллами ангидрита таблитчатого и игольчатого габитуса, собранными в агрегаты-сростки, равномерно рассеянные в галите или накапливающиеся в межзерновых пространствах и на периферии зерен.

Химический состав породы следующий: NaCl – 84–95,8% с постепенным повышением снизу вверх по слою; CaSO₄ – 2,1–3,6%, н.о. – 1,2–9,1%. По всему слою отмечается незначительная примесь бишофита (MgCl₂ – 0,2–0,5%); 924,1–923,4 м – сильвин-галитовая порода светло-серая, средне-кристаллическая, массивная. KCl – 5,6%, MgCl₂ – 0,9%, CaSO₄ – 2,2%, н.о. – 3,2%; 923,4–922,9 м – сильвинит пестрый, крупнокристаллический, массивный и неяснослоистый, представленный агрегатом крупных кристаллов галита серого и сильвина белого, реже красного. Ангидритовый материал развит по периферии кристаллов в виде нитевидных сетчато-петельчатых включений. Содержание KCl – 32,3%, MgCl₂ – 2,0%, CaSO₄ – 5,7%, н.о. – 5,1%.

Под микроскопом структура сильвинита кристаллически разномасштабная, местами каемчатая. Для зерен галита характерна первично скелетная структура. Как в галите, так и в сильвине наблюдается брусчатая отдельность. Форма галитовых зерен неправильно-изометрическая, часто близкая к идиоморфной; очертания неровные, угловатые. Сильвин образует ксеноморфные зерна, окрашенные гидроокислами железа в желтовато-розовые тона. Окраска распределяется по разному: равномерно, облачно, сгустками. Сгустки обычно связаны с галопелитом и представляют собой плотные кроваво-красные скопления микрокристалликов гематита. Галопелитовое вещество имеет гипс (15–30%) — ангидритовый (67–90%) состав с примесью гидрослюдистого вещества (3–5%) и кварца аутигенного бипирамидально-призматического с усеченным поясом призмы и составляет 3–36% от массы породы.

922,9–922,6 м – каменная соль светло-серая с розоватым оттенком, мелкокристаллическая с незначительной примесью бишофита (MgCl₂ – 0,6%).

922,6–921,0 м – каменная соль темно-серая до черной, мелкокристаллическая, неяснослоистая. Ангидритовый материал развит в виде тончайших сетчато-петельчатых включений. Форма зерен неправильная, часто удлиненная, очертания извилистые. Некоторые зерна галита сохранили следы первичной скелетно-зональной кристаллизации. Водонерастворимые минералы-при-

меси содержатся в количестве 15,8% и представлены ангидритом (79,8%), гипсом (15%), гидрослюдистым веществом (0,2%) и редкими полуокатанными зернами терригенного кварца. Ангидрит и гипс образуют плотные микрозернистые агрегаты, пропитанные гидрослюдистым веществом и располагаются в породе в виде нитевидных разветвленных прожилков и мелких вкраплений.

921,0–920,0 м – каменная соль серая и темно-серая с красновато-бурым оттенком, крупнокристаллическая, ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент, представлен прослоем (3–5 см) ангидрит-галитовой породы темно-серой с красно-бурым оттенком; ангидритовый материал развит в основном между кристаллами галита, образуя также самостоятельные невыдержанные прослойки до 0,3–1 см. В этих прослойках ангидрит представлен отдельными угловатыми скоплениями, образующими подобие щелевидной текстуры;

б – галитовый элемент ритма (2–3 см) сложен галитом серым и светло-серым, массивным.

Содержание нерастворимого остатка здесь несколько меньше, чем в нижележащем слое (10–3%).

Резкое расслоение бассейна создало условия для накопления ангидритовых и доломит-ангидритовых пород базального пласта антиповской ритмопачки (103 7,5–1027,5 м). Необычно высокие содержания ионов калия и магния в диагенетических зональных включениях (соответственно 51,19 и 125,67 г/л) указывают на разрыв нижежащих калийно-магниевых пластов погужской ритмопачки. В то же время, значительное количество сульфат-иона (11,88 г/л) указывает на большую роль в общем составе рапы притока «распресненных» морских вод, с которыми связаны ангидритовые отложения. Располагающийся выше пласт каменной соли (1027,5–998,5 м) характеризуется высоким бромхлорным отношением (0,3–0,34), что отвечает кристаллизации ее на стадии близкой к калийной и свидетельствует о значительной концентрации рассолов бассейна. Соляные образования калиеносного пласта (998,5–969,0 м) являются весьма своеобразными и характеризуются полиминеральным составом: примесью кизерита, карналлита, сильвина, полигалита при преобладающем количестве галита. В прямой зависимости от количества примеси перечисленных калийно-магневых минералов, изменяется значение в отдельных интервалах пласта бромхлорного отношения от 0,4–0,79 до 3,6–6,4. Таким образом, в разрезе антиповской ритмопачки выделяется второй большой цикл, завершающийся садкой калие-магнесодержащих пород.

Средний пласт каменной соли (969,0–924,1 м) отличается также весьма высоким бромхлорным отношением (0,53–0,84), отвечающим калийной стадии кристаллизации. Действительно, в отдельных пробах здесь встречены включения карналлита, сильвина. Таким образом, распреснение рассолов бассейна пока еще не произошло, они отвечали стадии садки калийных солей. Эти соли карналлитового и сильвинитового состава высадились в интервале калиеносного пласта (924,1–922,6 м). Величина бромхлорного отношения при этом, несмотря на примесь карналлита в сильвините, низкая

(0,53-1,14 и в кровле сильвинитового слоя – 1,25). Эти данные позволяют выделить небольшой по мощности самостоятельный промежуточный цикл галогенеза, завершающийся образованием сильвинита.

Каменная соль верхнего пласта (922,6-920,0 м), вмещающая значительную примесь глинистого материала, отличается очень низкими значениями бромхлорных отношений (0,1-0,12). Высказывается предположение (И.К. Жеребцова), что пониженная величина брома может быть обусловлена сорбцией его глинистым веществом.

Пигаревская ритмопачка – VIII. В Волгоградском Поволжье характеризуется почти повсеместным развитием в верхней половине толщи каменной соли пачки (10-60 м), представленной переслаиванием сильвин-галитовой, карналлит-галитовой, сильвин-карналлит-галитовой пород, местами с примесью полигалита и борных минералов. В основании ритмопачки залегает пласт ангидритов с доломитами (5-30 м), обогащенный зачастую глинистым материалом. Рассматриваемые отложения развиты лишь в центральной и южной частях Приволжской моноклинали и в прибортовой зоне в пределах площади развития бишофитоносных пластов нижележащих ритмопачек. Мощность отложений ритмопачки в Волгоградском Поволжье изменяется от 35 до 180 м, в Саратовском Заволжье – от 50 до 100 м.

Скважиной 1 Краснокутской образования пигаревской ритмопачки вскрыты в интервале глубин 920,0-830,0 м:

920,0-904,9 м – доломит-ангидритовая порода серая до темно-серой, массивная, на отдельных участках тонкослоистая. С глубины 913 м встречаются многочисленные включения мелких кристаллов галита. Под микроскопом видно, что пласт представлен чередованием ангидритовой, доломит-гипс-ангидритовой, галит-доломит-гипс-ангидритовой, галит-доломит-ангидритовой, доломит-ангидритовой пород. Ангидрит темно-серый плотный, массивный, имеет пелитоморфно-микрозернистое строение с включениями радиально-лучистых агрегатов, переходящих в голубовато-серый плотный ангидрит массивной текстуры; структура удлиненно зернистая (пластинчатая), мозаичная, волокнисто-радиально-лучистая. В породе присутствуют нитевидные прожилки, раздувы и округлые скопления микрозернистого карбонатного материала доломитового состава. Прослой ангидрита выше переходит в доломит-гипс-ангидритовую породу слоистую плотную. В породе отчетливо наблюдается процесс замещения ангидрита гипсом; частичная или полная гидратация ангидрита с образованием гипса пойкилитобластовой структуры; при этом иногда, кроме мелких реликтов ангидрита, в гипсовых зернах встречаются и отдельные полноценные округлой формы зерна незамещенного ангидрита. Слойки пойкилобластового гипса чередуются с галитом и с микрозернистым доломит-ангидритом, в котором преобразовательный процесс развивается по двум направлениям: частичное замещение ангидрита доломитом и частичная гидратация ангидрита с образованием таблитчатых зерен гипса.

Выше залегает слой галит-доломит-гипс-ангидритового состава. Текстура породы слоистая, пятнистая. Структура ангидрит-доломитовых участков неясно-микрозернистая, гипс-ангидритовых участков – шестовато-зернистая, волокнистая, радиально-лучистая. В породе наблюдаются постседиментационные процессы: дегидратация гипса и замещение его ангидритом, частичное замещение ангидрита доломитом.

Выше располагается галит-доломит-ангидритовая порода. Основная масса породы представлена микрозернистым ангидритом и пелитоморфным доломитом. Галит пропитывает доломит-ангидритовую массу и выполняет микротрещины, каверны, поры. Наблюдаются трещины, выполненные более крупнозернистым материалом, состоящим из зерен ангидрита, кальцита (с полисинтетическим двойникованием), целестина. На фоне пелитоморфно-микрозернистой массы выделяются нитевидные кальцитовые прожилки, редкие вкрапления зерен терригенного кварца, а также сгустково-комковатые оолитоподобные образования доломита.

На глубине 905,5-905,8 м встречен прослой доломит-ангидритовой породы серого цвета, микрополосчатой за счет переслаивания ангидрита и доломита, микропятнистой из-за вкрапления доломита в прослоях ангидрита. Прожилки доломита содержат гидроокислы железа. Ангидрит представляет собой микрозернистую массу, явно прослеживаются признаки замещения ангидрита доломитом.

В кровле пласта находится ангидрит-доломитовая порода серого цвета, неравномернополосчатой текстуры, обусловленной присутствием прослоев ангидрита мощностью 3-10 мм, секущих породу параллельно друг другу. Галит полупрозрачный, кристаллически-разнозернистый; зерна имеют неправильно-изометрическую форму, неровные очертания, тонкое ангидритовое окаймление, что создает в галите тонкокаемчатую структуру. Прослойки ангидрита содержат включения галита, образующие сотовидную текстуру. Ангидрит представлен микрозернистой плотной массой, образует агрегаты радиально-лучистого, параллельно-волокнистого, сноповидного строения, а также микрозернистые желваки (до 1 мм в диаметре). Вся ангидритовая масса пропитана тонкодисперсным гидрослюдыстым веществом, образующим сгустки и нитевидные прожилки в ангидрите. Водонерастворимый остаток содержится в количестве 30,5% и состоит из ангидрита (90%), гидрослюдыстого вещества (5%), которое представлено тонкодисперсной массой и псевдогексагональными табличками гидромусковита, а также сростками таблитчатых кристаллов доломита (5%).

904,9-873,0 м – каменная соль ритмично-слоистая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент, представлен прослоем (0,5-10 см);

галит-ангидритовой породы конгломератовидной текстуры, типа мелкозернистого галит-ангидритового песчаника с примесью мелких кристаллов полуокатанного кварца темно-серого цвета. Встречаются крупные кристаллы галита с четким зональным строением;

б – галитовый элемент ритма (5-10 см) сложен каменной солью светло-серой, с буроватым оттенком в нижней части слоя, мелкокристаллической, массивной, чистой.

У подошвы слоя (5 м) мощность сульфат-галитовых прослоев значительно увеличена (15-20 см), а галитовых уменьшена до 3-5 см и порода переходит в разряд галит-ангидритовой. В интервале 903,3-902,0 м в а-элементе встречаются отдельные прослои (3-4 см) алевролита глинистого. Здесь галит полупрозрачный, кристаллически-разнозернистый; зерна имеют неправильную изометричную форму, неровные очертания, тонкое ангидритовое окаймление, что создает в галите тонкокаемчатую текстуру. Прослои ангидрита содержат примесь галита, образующего сотовидную текстуру. Ангидрит представлен мелкозернистой плотной массой, образует агрегаты радиально-лучистого, параллельно-волокнистого, сноповидного строения, микрозернистые желваки до 1 мм в диаметре. Вся ангидритовая масса пропитана тонкодисперсным окисно-железистым гидрослюдистым веществом.

Нерастворимый в воде остаток галитового элемента ритма составляет здесь 5-10% и представлен ангидритом (50-60%), доломитом (40%), гидрослюдой (2%). Ангидрит развит в виде призматических, таблитчатых, игольчатых кристаллов и их сростков; доломит – в форме тонких пластинчатых округлых кристаллов, собранных в сростки типа розы.

В вышележащей каменной соли встречается зонально-зернистая и перистая структура. Водонерастворимые минералы-примеси, составляющие 3-5%, представлены тонкотаблитчатым ангидритом (40-95%), тонкопластинчатым, столбчатым, игольчатым, в виде сростков роз гипсом (50-58%) и гидрослюдой (2-3%).

Содержание в слое NaCl изменяется от 60,9 до 94% (в общем, возрастающая снизу вверх), CaSO_4 – от 2,4 до 4,9%, н.о. – от 3,2 до 33,5% (уменьшающаяся снизу вверх).

873,0-862,0 м – каменная соль серая, светло-серая, мелко-среднекристаллическая, со следующим строением ритма:

а – сульфат-галитовый элемент (1-3), представлен каменной солью темно-серой с примесью глины. Ангидритовый материал выполняет промежутки между кристаллами галита;

б – галитовый элемент ритма (20-25 см) сложен галитом светло-серым, чистым, массивным.

Содержание NaCl – 95-97%, CaSO_4 – 1,5-2%, н.о. – 0,2-1,2% (содержание ангидрита 87-95%, гидрослюды – 5-10%).

862,0-861,0 м – каменная соль светло-серая до темно-серой, среднекристаллическая, ритмично-слоистая: светлые и темные прослои чередуются через 5-10 см.

861,0-852,0 м – каменная соль светло-серая, среднекристаллическая, массивная. Содержание NaCl – 98%, CaSO_4 – 0,6%, н.о. – 0,1%.

852,0-847,0 м – каменная соль темно-серая с редкими прослоями (3-5 см) светло-серой, среднекристаллическая. Темно-серый цвет объясняется тонкорассеянной примесью глинистого материала. Ангидритовый

материал выполняет промежутки между кристаллами. Содержание NaCl – 97-98%, CaSO_4 – до 1%, н.о. – 1%.

847,0-840,0 м – каменная соль светло-серая до белой, среднекристаллическая. В нижней части слоя (2 м) отмечается значительная примесь ангидритового материала в прослоях мощностью 3-5 см (сульфат-галитовый элемент ритма), через интервал 5-10 см. В интервале 845,5-841,1 м располагается прослой ангидрита тонкокристаллического с многочисленными включениями средних и крупных кристаллов галита. Содержание в слое NaCl изменяется от 92 до 95%, CaSO_4 – 2-8%, н.о. – 1-4%.

840,0-830,0 м – каменная соль от светло- до темно-серой, средне-крупнокристаллическая. Темно-серый цвет, обусловленный тонкорассеянной примесью глинистого материала, чередуется участками (0,1-0,2 м) через 0,2-1 м светло-серой соли. Содержание NaCl – 96-98%, CaSO_4 – 1,8-2,5%, н.о. – 0,2-1,3%.

Для каменной соли в интервале 862,0-830,0 м по данным микроскопических исследований, характерны следующие особенности. Структура породы кристаллически крупно- и среднезернистая, каемчато-петельчатая. Для галита характерно зональное строение зерен с образованием «елочек» и «лодочек». Сульфатный материал имеет микрозернистое строение. Он образует плотные скопления, которые располагаются вокруг зерен галита и внутри них в виде пятен и шнуровидных прожилков, создавая ажурный рисунок. Часто сульфатные агрегаты оконтуривают соляные фигуры или располагаются на их ребрах, съедая частично «елочки» и «лодочки». Вблизи этих агрегатов располагаются отдельные более крупные кристаллы ангидрита, очень редко полуокатанные зерна терригенного кварца. Отмечается также присутствие пирита на глубине 852,5 м, образующего гнездообразные скопления. На глубине 832 м встречено повышенное содержание гидрослюдистого материала (15%) почти черного цвета. Основными минералами нерастворимого остатка являются ангидрит и гипс.

Базальный пласт пигаревской ритмопачки (920,0-904,9 м) соответствует фазе некоторого распреснения растворов. Он содержит значительную примесь глины и отличается почти фоновым содержанием калия и сульфатона, при относительно повышенном количестве магния, что объясняется присутствием в породе глинистого материала. Выше, в пласте каменной соли (904,9-830 м) развиты породы в общем с высоким бромхлорным отношением (0,23-0,35), свидетельствующим о нормальном прогрессирующем испарении рассолов. Однако, по мере кристаллизации пород пласта каменной соли (904,9-830 м) состав рапы испытывал довольно сложную эволюцию, возвращаясь дважды к фоновым концентрациям ионов K, Mg. В разрезе пласта по составу включений выделяется четыре подритма.

Первый подритм (904,9-899,0 м) показывает резкое возрастание концентрации рапы. Резкое возрастание содержания калия и магния в самом начале отложения солей ритмопачки является аномальным и объясняется влиянием остатков высококонцентрированной рапы в бассейне после отложения антиповской ритмопачки. В то же время каменные соли оснований

долинной и ерусланской ритмопачек отлагались из «нормальной» по концентрациям ионов рапы, т. к. залегают на «стерильных» породах, не содержащих калийно-магниевого минерализации.

Второй подритм (899,0-856,0 м) характеризует кристаллизацию галита при падении общей концентрации ионов калия и магния в рапе более чем в два раза. Уменьшение содержания калия и магния происходит постепенно. В то же время количество сульфат-иона несколько возрастает, что указывает на подток морских сульфатных вод. Падение концентрации рапы в рассматриваемом интервале совпадает с возрастанием количества глинистого и ангидритового материала.

Третий подритм (856,0-846,0 м) опять показывает быстрое сгущение рапы от фоновой до аномальной, с содержанием ионов, указывающим на возможность кристаллизации здесь полигалита, что могло осуществляться на этом стратиграфическом уровне в других районах.

Четвертый подритм. Здесь происходила кристаллизация каменной соли при падении концентрации рапы до фоновых содержаний ионов калия и сульфата. Количество магния оставалось относительно повышенным.

Долинная ритмопачка – IX. Образования ритмопачки развиты в центральной части Приволжской моноклинали и в прибортовой зоне в пределах площади распространения бишофитовых пластов погожской-VI и антиповской-УП ритмопачек. На севере моноклинали эти отложения вскрыты вблизи бортовой зоны Прикаспийской впадины. В подошве ритмопачек прослеживается пласт ангидритовых пород, местами с прослоями карбонатно-глинистого материала, мощностью 8-15 м, выше располагается пачка каменной соли. Мощность образований ритмопачки 50-70 м.

В скважине 1 Краснокутской образования долинной ритмопачки встречены в интервале глубин 830,0-772,0 м. В основании располагается базальный пласт, подразделяющийся на несколько слоев:

830,0-817,6 м – ангидритовая порода серая и голубовато-серая, массивная, тонкокристаллическая с редкими одиночными кристаллами (0,2-0,3 см) галита. К подошве слоя количество кристаллов галита несколько увеличивается и появляется неявно выраженный слоистость за счет прослоев (0,2-0,3 м), отличающихся цветовой тональностью. Содержание NaCl – 9,9%.

817,6-817,1 м – ангидрит-галитовая порода, представленная агрегатами крупных кристаллов серого прозрачного галита, как бы заключенных в жесткий ячеистый каркас голубовато-серого тонкокристаллического ангидрита. Содержание NaCl – 67,5%.

В общем, здесь выделяется под микроскопом несколько типов пород, неравномерно переслаивающихся между собой: ангидритовый, галит-ангидритовый, гипс-ангидритовый, ангидрит-галитовый.

Ангидритовая порода обычно серого цвета, плотная, массивно-неравномерно слоистая в связи с прослойками галита (1-1,5 см); структура кристаллически разнозернистая, неоднородная: мозаичная, удлиненно-зернистая, пластинчатая. На отдельных участках наблюдаются тонкопризматические игольчатые кристаллики ангидрита одиночные и в виде сростков.

Порода содержит также пелитоморфные сгустки окисно-железистого гидрослюдистого вещества.

Галит-ангидритовая порода голубовато-серая, плотная, массивная. Галит присутствует в виде включений неправильной формы. Ангидрит составляет 87,5% всей породы. Структура ангидрита волокнистая с радиально-лучистой, реже параллельным расположением волокон; иногда наблюдаются шестоватые агрегаты. При рассмотрении под микроскопом видно, что галит выполняет в породе пустоты, каверны. Головки удлиненно-призматических, игольчатых кристаллов, радиально-лучистых агрегатов направлены в галит.

Гипс-ангидритовая порода голубовато-серая, плотная; структура неоднородная: шестовато-зернистая, волокнистая с радиально-лучистым расположением волокон. В породе отчетливо прослеживается процесс дегидратации гипса и перехода его в ангидрит. Присутствующий в породе гидрослюдистый материал образует отдельные точечные сгустки тонкозернистого строения.

В ангидрит-галитовой породе ангидрит составляет 21,9% и образует включения, короткие прожилки и мелкую россыпь внутри кристаллически-зернистого галита; порода содержит 0,5% гипса, 1% гидрослюдистого материала, 0,5% ромбоэдрического доломита.

Выше (817,1-772,0 м) располагается пласт галититов, который также подразделяется на несколько слоев:

817,1-795,0 м – каменная соль (галитит) серая с красноватым оттенком, прозрачная и полупрозрачная, средне- крупнокристаллическая, массивная, с включениями буровато-красной глины между кристаллами галита. Ангидритовый материал образует одиночные нитевидные невыдержанные слойки, а также беспорядочные включения совместно с глиной между кристаллами галита. Содержание NaCl изменяется от 88,9 до 96,8 %, CaSO₄ — от 2,3 до 3,6%, н.о. – от 1,0 до 6,9%.

Отличительной чертой этого слоя является повышенное содержание окисно-железистого гидрослюдистого вещества (15%) в водонерастворимой примеси. Основную часть ее составляет ангидрит (85-95%). Под микроскопом наблюдается необычная кристаллическая модификация ангидрита: сингония ромбическая, форма кристаллов таблитчатая по (001) пинаконду, изометричная при развитии призмы (102), (110); спайность весьма совершенная по (001), совершенная по (010), менее совершенная по (100); развиты двойники в отдельных случаях, что обуславливает штриховатость на гранях (201); в отдельных кристаллах развит гениморфизм, спайность в трех направлениях. По внешнему облику кристаллы напоминают сульфоборит или борацит, но оптико-иммерсионные исследования, рентгенографический и спектральный анализы не подтвердили этого и диагностировали минерал как ангидрит.

795,0-790,0 м – каменная соль (галитит) красновато-бурная, мелко- крупнокристаллическая, слоистая с многочисленными прослойками (1-2 мм) через 0,3-0,5-1 см, включениями и примесью глинистого красно-бурого материала. Иногда мощность глинистых прослоев увеличивается

до 3-5 см. Структура породы кристаллически-разнозернистая, неполно-зонально-зернистая. Галопелитовое вещество (воднонерастворимый остаток) составляет 15% всей породы и имеет окисно-железисто-гидро-слюдистый ангидрит-гипсовый состав. Галит образует зерна неправильно-изометричной формы, расплывчатых очертаний; границы между отдельными зернами нечеткие. Микровключения рапы рассеяны в галите и создают незавершенные соляные фигуры. Галопелитовый материал имеет неоднородную разнозернистую структуру; на отдельных участках порфировидную, когда на фоне основной пелитоморфной массы выделяются более крупные таблитчатые и призматические кристаллы ангидрита. Скопления таких кристаллов отмечаются внутри галитовых зерен и на их периферии. На долю ангидрита в нерастворимом остатке приходится 5%. Здесь распространены сростки столбчато-игольчатых кристаллов гипса, на долю которого приходится 85% нерастворимого остатка. Игольчатые кристаллы гипса достигают по удлинению 1-1,8 мм; кроме столбчато-игольчатой разности, он представлен ромбовидными изометрическими кристаллами. Окислы железа с гидрослюдистым веществом составляют 10%.

790,0-772,0 м – каменная соль (галитит) буровато-серая, участками светло-серая, мелкосредне- реже крупнокристаллическая (в интервале 786-782 м – гигантокристаллическая), массивная. Ангидритовый материал развит в виде редких одиночных нечетких нитевидных слойков, а также отмечается по периферии крупных кристаллов галита. Содержание NaCl находится в пределах 89,6-96,8%, CaSO_4 – 2,1-2,8%, н.о. – 0,7-7,2%.

Структура породы разнокристаллическая, неполно-зонально-зернистая, тонкопелитчатая. В зернах галита наблюдается прямоугольная спайность и многочисленные газовождикные включения маточной рапы. Сульфатный материал представлен ангидритом (50%) и гипсом (40%), образующим мономинеральные и совместные микрозернистые агрегаты, а также удлиненно-призматические, игольчатые кристаллы, собранные в сростки. Окисно-железистый гидрослюдистый материал (10%) пропитывает ангидрит и гипс, образуя пелитоморфные сгустки.

На глубине 777,2 м встречен прослой (10 см) ангидрита голубовато-серого, массивного. В нижней части слоя до глубины 781,0 м на участках концентрации ангидритовых слойков (сульфат-галитовый элемент ритма) прослеживается тонкорассеянная примесь красного галопелитового вещества.

После образования пород базального пласта долиненной ритмопачки (830,0-817,1 м), являющихся продуктами относительно распресненных расолов, отлагается пласт галититов (817,1-772 м). Этот пласт по разрезу неоднороден. В нижнем слое (817,1-795 м) величина бромхлорного отношения низкая (0,12). Здесь отмечается постепенное возрастание содержания ионов K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} до аномальных, что объясняется сгущением рапы. Выше, в интервале 795-790 м располагается каменная соль красновато-бурая, слоистая, со значительной примесью глинистого материала. Величина бромхлорного отношения здесь неестественно понижается до 0,04 и чрезвычайно резко падает концентрация рапы, что говорит о переотложенном характере

этой соли. В слое галитита вышележащем (790,0-772,0 м) величина бромхлорного отношения возрастает до 0,15-0,16. Возрастает также содержание иона калия, при падении роли магния и сульфат-иона.

Ерусланская ритмопачка – X. Выше отложений долинной ритмопачки соленосные породы прослеживаются лишь на отдельных площадях, где они сохранились, по-видимому, от предпозднепермского размыва. Их распространение ограничено сравнительно узкой полосой в прибортовой части Приволжской моноклинали (площади Лугово-Пролейская, Александровско-Кисловская, Ровенская, Краснокутская); местами они развиты на участке Горно-Водяной - Усть-Погожской площадей, а также эти отложения имеют развитие в северной и южной (Сафроновский участок) частях моноклинали на Ровенско-Краснокутском участке и далее на Краснокутско-Мокрысовском участке.

В основании ритмопачки залегает ангидритовый пласт (8-15 м), выше – толща каменной соли, в верхней половине представляющая собой переслаивание пластов ангидрита (5-10 м) и каменной соли (30-40 м). Максимальная мощность отложений ритмопачки в прибортовой зоне Волгоградского Поволжья достигает 150-215 м, севернее – до 130 м. Скважиной 1 Краснокутской образования ерусланской ритмопачки перебулены в интервале глубин 772,0-698,8 м. В нижней части (772,0-764,0 м) располагается базальный пласт, который подразделяется на два слоя:

772,0-768,0 м – галит-ангидритовая порода серая ячеисто-сотовидной текстуры. В тонкокристаллическом ангидрите развиты ячейки со стенками 0,1-0,4 см; полости ячеек заполнены неправильными кристаллами галита. Каждый ряд ячеек по наслоению образует неясно выраженный прослой (0,5-0,7 см). Содержание в породе NaCl – 27,6-36,2%.

768,0-764,0 м – галит-ангидритовая порода серая с буроватым оттенком, брекчиевидной текстуры. В общей массе серого тонкокристаллического ангидрита развиты гнезда неправильной формы и различных размеров (0,2-0,5 до 1-2 см), выполненные буроватыми (за счет примеси галопелитового материала) правильными, однако неполностью развитыми кристаллами галита. Эти кристаллы имеют ярко выраженное зональное строение. В верхней части слоя (1 м) галопелитовый материал образует несколько самостоятельных прослоев (5-7 см). Содержание NaCl по слою составляет 31,2%.

В целом для базального пласта характерно чередование галит-ангидритовой и ангидрит-галитовой пород с различными текстурными рисунками: ячеисто-сотовидным, брекчиевидным, тонкослоистым, слоисто-плойчатым. Прослой и включения каменной соли имеют серую, розовую, буроватую окраску. В ячеисто-сотовидной и брекчиевидной породах галит образует в ангидрите включения различной формы: в сечении неправильной, треугольной, квадратной, прямоугольной, линзовидной. В галите присутствуют «елочки» и «лодочки» с микровключениями рапы. Серая тонкослоистая галит-ангидритовая порода представляет собой

чередование прослоек (1-3 мм) почти чистого ангидрита и ангидрита с галитом.

В обоих типах пород ангидрит имеет преимущественно микро- и мелкозернистую структуру с многочисленными ступкообразными скоплениями и нитевидными прожилками тонкодисперсного окисножелезистого гидрослюдистого материала, располагающегося в слоистых разностях параллельно слоистости; на отдельных участках развиты спутанно- и параллельноволокнистые структуры. На контакте мелкозернистого ангидрита с галитом и внутри галита в результате перекристаллизации возникают друзоподобные радиально-лучистые, сноповидные, веерообразные, щеткообразные сростки из игольчатых, призматических и перьевидных кристаллов ангидрита. В контактных зонах кристаллы ангидрита направлены головками в галит. В центре большинства радиально-лучистых агрегатов ангидрита находится сердцевина, состоящая из пелитоморфного галопелитового вещества гидроокисножелезисто-гидрослюдистого ангидритового состава. В некоторых зернах галита вместе с рассеянными кристаллами ангидрита и их сростками наблюдаются мелкие ромбоздрические кристаллы доломита.

Аутигенные минералы-примеси воднонерастворимого остатка соли на 97-99% представлены ангидритом; 1-3% окисно-железистый и гидрослюдистый материал.

764,0-752,0 м – каменная соль бессульфатная – галитит. В верхней части слоя (3 м) галитит светло-серого цвета полупрозрачный, средне- крупнокристаллический с редкими одиночными нитевидными пльчататыми слоями ангидрита; ниже соль приобретает серый цвет с буроватым оттенком за счет бурого галопелита, развитого по периферии крупных и очень крупных (3-5 см) чистых, правильной кубической формы кристаллов галита. В галитовых зернах развиты первично-седиментационные соляные структуры: «елочки» и «лодочки». Содержание NaCl – 93,5-96,4%, CaSO_4 – 1,9-2,7%, н.о. – 1,2—3,5%. Воднонерастворимый остаток представлен главным образом (40-100%) ангидритом, меньше гипсом (3-5%), гидрослюдой (10-20%), терригенным кварцем (до 5%), а также иногда доломитом (20-30%), образующим ромбоздрические кристаллы.

752,0-745,0 м – серая разновидность галит-ангидритовой породы с розоватым оттенком, разнокристаллической, с неясно выраженной слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием тонкокристаллических массивных или ячеистых разностей ангидрита и слоев, линз, гнезд крупнокристаллического галита. Крупные чистые кристаллы галита обладают отчетливым зональным строением. В нижней части слоя встречено несколько прослоев (15-20 см) ангидрита массивного. Содержание в породе NaCl составляет 41,4%.

Характер срастания галита с ангидритом в данном пласте в большей степени идентичен вышеописанному для базального пласта. Здесь также можно выделить (по преимущественному их распространению снизу вверх по пласту) слоистые, ячеисто-сотовидные, брекчиевидные разности породы.

Структура каменной соли кристаллически разнотекстурированная. Галит образует неправильно-изометричные, реже близкие к идиоморфным зерна, содержащие следы зонального строения и многочисленные микровключения маточной рапы; ангидрит – мелкозернистые агрегаты, сростки, пропитанные гидрослюдистым веществом и окруженные более крупными длиннопризматическими, столбчатыми, игольчатыми кристаллами ангидрита. Участки мелкозернистого ангидрита располагаются вокруг зерен галита. Здесь так же, как и в базальном пласте, наблюдаются продукты процесса перекристаллизации микрозернистого ангидрита. Следует отметить присутствие карналлита, обнаруженного микроскопически на глубине 747 м. Карналлит образует в галите вкрапления в виде одиночных зерен и групп зерен. Форма зерен неправильная, очертания неровные – заливообразные. На поверхности зерен карналлита наблюдается множество микровключений гематита, придающих минералу желтовато-розовую окраску. На отдельных участках можно наблюдать замещение галита карналлитом.

Среди аутигенных минералов-примесей преимущественное распространение имеет ангидрит (98%); встречается небольшая примесь тонкодисперсного гидрослюдистого вещества, редко – окатанные зерна терригенного кварца и веточкообразные и дендритовидные сростки гипса. В образце с глубины 747 м встречены кокколитофориды, а на глубине 749 м – радиально-лучистые стяжения гидроборачита диаметром до 2 см. Кристаллы гидроборачита имеют столбчато-клиновидный и призматический облик, на их поверхности наблюдаются включения мельчайших призматических кристалликов ангидрита, а также новообразования гипса ксеноморфного и дендритовидного облика. Розетки и дендриты гипса выполяют, кроме того, микротрещины в породе. На одном из кристаллов гидроборачита встречен ежик ашарита – радиально-лучистое срастание тонкоигольчатых кристалликов.

745,0-705,3 м – каменная соль светло-серая, полупрозрачная со слабым буроватым оттенком, средне- крупнокристаллическая, слоистая. Ангидритовый материал приурочен к сульфат-галитовому элементу ритма, который представлен преимущественно одиночными слоями ангидрита, реже – прослойками (0,3-0,5 см). В прослойках ангидрит создает петельчатый каркас, вмещающий мелкие зерна галита. От подошвы слоя к кровле постепенно уменьшается количество ангидритового материала за счет уменьшения мощности сульфат-галитовых прослоек и увеличения галитового элемента ритма: снизу слоя до глубины 734 м мощность галитовых прослоев изменяется от 1 до 2 см, в интервале 734-730 м – 2-3 см, выше – 3-10 см. Красно-бурый оттенок приурочен к сульфат-галитовому элементу ритма.

Содержание в породе NaCl в порядке снизу вверх изменяется от 72,1 до 97,6%; соответственно нерастворимого в воде остатка – от 22,7 до 0,3%.

Зерна галита имеют неправильную, округлую, реже близкую к идиоморфной форму, неровные или угловато-прямые очертания; во многих зернах наблюдается прямоугольная спайность. Ангидрит образует призматические и удлиненно-призматические кристаллы размером по длинной оси не более 0,25 мм. Гипс отмечается в виде пелитоморфной массы в смеси с тонкодис-

сперсным гидрослюдистым веществом, а также образует тонкостолбчатые, игольчатые и ромбовидные кристаллы, нередко собранные в радиально-лучистые и венцевидные образования вокруг кристаллов ангидрита. Полуокатанные и окатанные зерна терригенного кварца обычно прозрачны или полупрозрачны и часто окрашены гидроокислами железа в желтоватый или красноватый оттенок. Минералы-примеси образуют скопления, прожилки и одиночно рассеяны в галите. Содержание аутигенных минералов в породе, как правило, менее 1%, иногда увеличивается до 29%. Они представлены ангидритом (75-100%), гипсом (0-10%), гидрослюдой (1-10%), терригенным кварцем (менее 1%).

705,3-700,8 м – каменная соль (галитит) буровато-серая, крупнокристаллическая, с одиночными слойками или прослойками (2-5 мм) ангидрита буровато-серого, содержащего примесь глинистого материала. Слойки и прослойки часто разорваны. Буроватый и красноватый цвет в породе распределен неравномерно (невыдержанными прослойками, отдельными пятнами). Содержание NaCl – 92,2%, CaSO₄ – 2,6%, н.о. – 4,2%.

700,8-699,5 м – доломит-ангидритовая порода серая мелкокристаллическая, кавернозная, трещиноватая. Трещины и каверны выполнены каменной солью мелкокристаллической и алевролитистым материалом бурого цвета. По краям трещин и каверн развиты игольчатые кристаллы гипса.

Водонерастворимый остаток из этой породы составляет 94-97%; ангидрит в ней представлен таблитчатой, призматической и шестовато-волокнистой разностью (50%); доломит образует матово-белые конкреции диаметром до 1,5 мм, на его долю приходится 30% остатка. Кроме того, присутствуют гидрослюды с окислами железа (15%) и окатанные зерна терригенного кварца (3%).

699,5-698,8 м – каменная соль водяно-серая с бурыми разводами, крупнокристаллическая, массивная, с редкими слойками (до 3 мм) ангидрита буровато-серого. Содержание NaCl – 93,5%, CaSO₄ – 2,2%, н.о. – 3%, характерна примесь K₂SO₄ – 1,4%.

Венчает разрез кунгурских образований пласт (698,8-690,5 м) глинисто-ангидритовых пород, представленный чередованием прослоев (10-25 см) глины красновато-бурой массивной, на свежих сколах оолитоподобной, песчанистой и ангидрита светло-серого, мелкокристаллического, массивного, трещиноватого. Нередки прожилки селенита, мощностью 1-5 мм.

В каменной соли базального пласта ерусланской ритмопачки (772,0-764,0 м) отмечается высокое бромхлорное отношение (0,20-0,24), отвечающее середине галитовой стадии кристаллизации. В подошве (2 м) располагающегося выше пласта галититов (764,0-752,0 м) величина бромхлорного отношения (0,12) соответствует началу стадии садки галита. Средняя часть пласта (6 м) содержит примесь глинистого материала и весьма низкую величину бромхлорного отношения (0,06), что свидетельствует о ее переотложении, о формировании ее из рассолов с участием вод, выщелачивающих галитовые отложения.

В пласте ангидрит-галитовой породы (752,0-745,0 м) и каменной соли (745,0-705,3 м) величина бромхлорного отношения достигает 0,31, что свидетельствует о нормальном сгущении рапы бассейна.

Приведенная в настоящем разделе детальная литологическая, минералого-петрографическая и геохимическая характеристика галогенных образований, осуществленная по керну скважины 1 Краснокутской позволяет сделать следующие выводы.

1. Среди галогенных пород Приволжской моноклинали преимущественное развитие имеет каменная соль. В виде отдельных пластов и прослоев прослеживаются сильвиниты, карналлитовые, бишофитовые, кизерит-содержащие породы, ангидриты, полигалиты; в качестве минеральной примеси – доломит, гипс.

2. Форма нахождения основных породообразующих минералов галита, сильвина, карналлита, бишофита и их взаимоотношения в породе показывают, что они являются синседиментационными, образовавшимися в результате осаждения из рапы солеродного бассейна.

3. Для большинства пород характерна массивная текстура, дополненная неслоистой, микрополосчатой, пятнистой, что обусловлено характером распределения примесей, связанным с процессами перекристаллизации, выщелачивания и собирательной кристаллизации.

4. Структура пород кристаллически-разнозернистая, тонко- и грубопелетчатая, каемчатая; для галита – часто зонально-зернистая, «перистая»; узорчатая для ангидрит-гипс-галитовой породы; для карналлита – мостовидная; для ангидрита – мозаичная, волокнистая, с параллельным и радиально-лучистым расположением волокон, пластинчато-зернистая; для доломита – тонко-микрозернистая, сгустково-комковатая. Следует отметить зональное строение зерен сильвина, встреченное на глубине 1044,5 м; интересна также ориентированная структура галита, которая характеризуется удлинённой формой зерен, расположенных параллельно друг другу вдоль слоистости. Типичной структурой перекристаллизации является стекловидная, при которой каменная соль водяно-прозрачная, свободная от минералов-примесей, границы между зернами в ней почти неразличимы.

5. Текстурные и структурные особенности, свойственные каждому типу пород, сохраняются на протяжении всего разреза.

6. Преобразовательный процесс замещения весьма характерен для пород описываемого разреза: взаимозамещение породообразующих минералов галита, сильвина, карналлита; гидратация ангидрита с образованием гипса и дегидратация гипса с переходом его в ангидрит, частичное, а на некоторых участках и полное замещение ангидрита доломитом.

7. Сезонная слоистость отчетливо проявляется во многих пластах и пачках каменной соли. Количество и мощность сезонных прослоев бывают различными. Чаще всего в наборе годового ритма находятся два прослоя: галопелитовый прослой гидрослюдисто-гипс-ангидритового состава, мощностью 0,5-1,5 см, и прослой зонально-зернистого перистого галита, мощностью 1-2 см. Реже наблюдается четыре прослоя: галопелитовый прослой (0,5-1 см), крупно-зонально-зернистая узорчато-перистая соль (1-

1,5 см); мелкоперистый зонально-зернистый галит с участками прозрачного кристаллически-зернистого галита, переходящий в микрокристаллическую разнотермическую соль (2-2,5 см).

Прослои галопелитов представляют собой тонкозернистую гипс-ангидритовую или ангидритовую массу, пропитанную тонкодисперсным гидрослюдистым веществом, иногда с гидроокислами железа. Внутри прослоев наблюдаются линзовидные включения галита, почти сплошь прослоенные мелкими кристаллами и агрегатными сростками гипса и ангидрита.

Узорчато-перистый зонально-зернистый галит содержит многочисленные микровключения маточной рапы обычно кубической формы, которые располагаясь закономерно по зонам роста кристаллов, фиксируют соляные фигуры «елочки» и «лодочки». На ребрах «елочек» и между ними располагаются столбчатые и игольчатые кристаллы гипса, образующие радиально-лучистые, пучкообразные и сноповидные сростки, а также призматические и удлиненно-призматические до игольчатых кристаллы ангидрита, собранные в розетковидные агрегаты радиально-лучистого строения.

Микрокристаллический галит имеет разнотермическое строение; зерна изометричной, неправильно-изометричной формы; границы между ними четко прослеживаются; внутри зерен и в приконтактовых зонах располагаются многочисленные сростки ангидрита и гипса.

8. Для всех типов соляных пород (исключая гипс-ангидрит-галитовую породу) характерно невысокое содержание водонерастворимых минералов-примесей. Количество их составляет от общего веса породы 0,03-15%. Изучение различных по размерам зерен фракций ($>0,1$ мм; $0,1-0,01$ мм; $<0,01$ мм) показало, что их минеральный состав остается постоянным. При этом следует отметить повышенное содержание гидрослюдистого вещества во фракции $<0,01$ мм.

9. Состав аутигенных и кластогенных минералов водонерастворимых остатков и их типоморфные особенности в большей степени зависят от первично-седиментационных условий и тесно связаны с минеральным составом пород.

10. Тщательное изучение комплекса водонерастворимых минералов выявило некоторые их особенности:

а) ограниченное присутствие карбонатов: доломита и, реже, магнетита, которые встречаются в галит-гипс-ангидритовой и галит-доломит-ангидритовой породах, а также в каменной соли, содержащей включения ангидрита или соседствующей с пластом ангидрита. Форма кристаллов доломита меняется от конкреций до округлых таблитчатых и редко ромбоэдрических кристаллов;

б) широкое, доминирующее распространение сульфатов (ангидрита, гипса) во всех породах;

в) преимущественное развитие игольчатых и волокнистых разновидностей гипса и сильвинита;

г) повышенное содержание терригенного кварца в карналлитах.

11. Обращает на себя внимание присутствие в изучаемых породах цеолитов, связанных с сильвинитами, карналлитами и каменной солью, содержащей включения сильвина или карналлита.

12. Образование и формирование описываемой соляной толщи происходило в обстановке неоднократного изменения физико-химических свойств рапы солеродного бассейна, в результате чего возникло многократное чередование пластов и слоев различных пород.

13. Установлен первично-седиментационный генезис карналлитов и бишофитов. Детальное геохимическое изучение состава солей показало развитие карналлитов конечной стадии кристаллизации и бишофитов, отвечающих, главным образом, середине эвтонической стадии, что свидетельствует о формировании в пределах рассматриваемой территории минералов самых конечных фаз галогенеза.

14. Специфика состава минеральных ассоциаций в пределах изученного разреза: отсутствие карналлитов начальных стадий кристаллизации; присутствие бишофитов, являющихся продуктами середины эвтонической стадии рассолов — позволяет говорить об особом характере тектонического развития территории соленакопления. Эта территория начала наиболее интенсивно погружаться в тот момент, когда в пределах северо-западной части Прикаспийского солеродного бассейна рассолы достигли конечных стадий сгущения. Соответственно, в пределы Приволжской моноклинали дренировались рассолы, частично уже выделившие из своего состава в осадок сильвинит, карналлит и бишофит.

15. Не обнаружены сильвиниты регрессивной фазы образования; сильвиниты же отложений трансгрессивной фазы имеют вторичный генезис. Они образовались за счет инконгруэнтного разложения карналлитов.

1.3. Принципы расчленения и корреляции разрезов по скважинам при изучении солянокупольных структур

Эффективное осуществление поисково-разведочных работ в условиях солянокупольных структур невозможно без установления уже на начальных этапах их изучения надежных критериев обоснованной корреляции разрезов по скважинам, с составлением в конечном итоге сводных нормальных колонок интенсивно дислоцированных галогенных толщ. Слабая достоверность существующих сводных разрезов по изученным в сороковые – семидесятые годы XX столетия куполам Прикаспия объясняется, прежде всего, несовершенством методики проводимых исследований, не обеспечивающих получение качественной информации о внутреннем строении соляных массивов. Кроме этого, в подавляющем большинстве случаев для корреляции разрезов скважин в качестве маркирующих горизонтов использовались исключительно пласты доломит-ангидритовых пород, глин и калийно-магниевого солей (Коробов, Кричевский, 1966; Диаров, 1974, 1978; Корневский, 1978; Яржемский, 1978; Диаров и др., 1979; Hofrichter, 1968 и др.) или породы, которые зачастую характеризуются либо наибольшей фациальной изменчивостью (калийно-магниевого соли), либо резко повышенной способностью к будинированию («жесткие» слои карбонатов, соленосных глин, ангидритов). Это положение было в полной мере учтено при работах на Эльтоне, в процессе которых удалось установить надежные коррелирующие признаки

практически на любом интервале галогенной толщи. При расчленении и увязке разрезов по скважинам основное внимание уделялось выявлению характерных особенностей каменной соли, которые можно использовать в качестве маркирующих: ее седиментационных текстурно-структурных отличий, состава, количества и, прежде всего, характера распределения водонерастворимых примесей, придающих соли разнослоистую текстуру.

Последняя проявляется в микроритмичности, отражающей условия седиментогенеза в каждый конкретный промежуток геологического времени. Выявленные текстурно-структурные особенности различных горизонтов, пачек, слоев каменной соли в сочетании с каротажной (ГК, НГК и кавернометрия) характеристикой калийно-магнєвых интервалов, а также четкие визуальные отличия «жестких» ангидрит-доломитовых и глинистых слоев (в случае их выдержанности) позволили надежно сопоставить разрезы по всем скважинам и составить хорошо обоснованные сводные нормальные литолого-стратиграфические колонки изученной части галогенных образований исследуемых объектов (Свидзинский, 1971₂; Свидзинский и др., 1977, 1980; Деревягин и др., 1979, 1981).

При стратификации галогенных образований решающая роль принадлежит литологической корреляции разрезов. Это связано с полным отсутствием или весьма незначительным развитием органических остатков и руководящих спорово-пыльцевых комплексов. В основу литологического принципа расчленения и корреляции соленосных комплексов многими авторами (Фивег, 1956; Кореневский, Донченко, 1963; Ермаков и др., 1968; Кислик и др., 1969; Тихвинский, Близев, 1973; Копнин и др., 1978; Richter-Bernburg, 1955, 1972 и др.) положена ритмостратиграфия: прослеживание определенных ритмопачек, отвечающих отдельным циклам прогрессивного засоления рассолов от стадии низкой солености (доломит-ангидритовые породы) до высокой (бессульфатная каменная соль и калийно-магнєвые образования).

Весьма интересные исследования по стратификации и корреляции разновозрастных галогенных отложений проведены Д.П. Хрущевым (1967, 1978_{1,2}). Они базируются на представлениях о необратимости эволюции солеродных бассейнов, что обуславливает существование неповторимого комплекса признаков, присущих каждой соленосной толще или ее подразделам – ритмопачкам. Определение этих признаков и составляет основу метода Д.П. Хрущева. Необратимость эволюции солеродных бассейнов отражается на общем вещественном составе галогенных комплексов, структурно-текстурных особенностях пород, некоторых геохимических признаках, гранулометрическом составе и т. д.

В восьмидесятые годы XX века при корреляции разрезов соленосных толщ широкое развитие получили детальные исследования минералогопетрографического и геохимического состава пород (Петриченко, 1974; Петриченко и др., 1971, Яржемский, 1978; Жеребцова и др., 1979; Московский, Сиротин, 1979; Schettler, 1968 и др.). Относительно практического значения этих исследований мы полностью разделяем мнение Д.П. Хрущева

(1978₂) о том, что они способны подтверждать и углублять существующие генетические представления. Однако в основе расчленения должны лежать признаки визуальные, хорошо распознаваемые при непосредственном изучении месторождений.

Вкратце мы охарактеризовали эти признаки выше, при описании сводного разреза галогенных отложений Приволжской моноклинали. Ниже мы приводим полную их характеристику.

В соляном массиве Эльтонского и Баскунчаского куполов, как и во всех других куполах Прикаспийской впадины, преимущественно развита каменная соль, вмещающая слои и прослои калийно-магнєвых образований, а также доломитовых, ангидритовых и глинистых пород. Кроме того, значительно развиты смешанные породы из перечисленных образований. Названия пород (соответственно количественному соотношению породообразующих минералов) приняты согласно классификации Я.Я. Яржемского (1964). В отношении определения структур пород по размерности кристаллов используется в качестве наиболее удобной классификация В.Н. Щербины (1961): микрозернистая (микрокристаллическая) структура – величина зерен (кристаллов) до 1 мм; мелкозернистая (мелкокристаллическая) – 1-3; среднезернистая (средне-кристаллическая) – 3-5; крупнозернистая (крупнокристаллическая) – 5-10; гигантозернистая (гигантокристаллическая) или шпатовая – более 10 мм.

Наиболее распространенной является первичная слоистая текстура солей. Она обусловлена перемежаемостью слоев различной структуры, окраски, послойным распределением примесей и наличием маломощных (0,3-1,5 мм) слоев ангидрита. Слоистость отражает годовичные и сезонные изменения в процессе садки солей.

Основное внимание при визуальном изучении галогенных пород, особенно интервалов каменной соли, уделялось установлению характера строения годового ритма или микроритма и специфике его изменения по разрезу. В этом отношении мы руководствовались мнением Л.Н. Ботвинкиной (1965), что «при изучении слоистости хемогенных отложений важно обращать внимание на детали внутреннего строения слоевых элементов (в частности, слоев и их пачек), а также на их сочетание, последовательность и направленность изменения в породе и в осадочной толще. Очень существенно разграничить седиментационные текстуры от диагенетических и от вторичных текстур, связанных с последующими процессами преобразования осадка и породы» (с. 229).

В зависимости от количества основной минеральной примеси – ангидрита, каменная соль разделена на две основные группы: бессульфатная каменная соль, или галитит (содержание ангидрита примерно до 5%) и сульфатсодержащая. В каждой из этих групп проведено более дробное подразделение соли с учетом ее текстурно-структурных отличий. При резком увеличении ангидритового материала каменная соль переходит в ангидрит-галитовую породу. Ниже приводятся описания основных разностей каменной

соли. Их изображения приведены на рисунках раздела 1.3.1. при описании колонки галогенной толщи Эльтонского соляного купола.

Каменная соль бессульфатная (галитит) – разновидность каменной соли, как правило, отличается светло-серым цветом и крупнокристаллической, шпатовой, реже среднекристаллической структурой. По текстурным признакам галитит подразделяется на массивный и слоистый.

Галитит массивный содержит очень редкие (через 0,5-1 м) одиночные слойки (до 1 мм) ангидрита, вернее, его тонкорассеянной примеси.

Галитит слоистый отличается от галитита массивного тонко- и среднезернистой текстурой, обусловленной наличием одиночных слойков ангидрита через интервал 2-5-10 см. В качестве разновидности слоистого галитита выделен «метасильвинит» (Свидзинский и др., 1977), который характеризуется трех- и четырехчленным строением микроритма, аналогичным сильвинитовому.

а) одиночный слойок (0,1-1 мм) ангидрита тонкокристаллического или его тонкорассеянной примеси;

б) прослойок (0,5-2 см) галита бледно-розового, бледно-красного, реже бесцветного, мелко-, среднекристаллического;

в) прослойок (0,5-2,5 см) галита бесцветного, крупнокристаллического;

г) прослойок (0,5-1,5 см) галита бледно-красного мелкокристаллического, иногда содержащего тонкорассеянный ангидритовый материал.

Общая мощность микроритма 2-3 см, реже 4-5 см. Часто «в»-элемент ритма выпадает, а розовая окраска сохраняется только в верхней половине «г»-элемента в виде оторочки под вышележащим ангидритовым слоем. При полном четырехчленном строении ритма в галитовой прослойке «в»-элемента иногда появляется вкрапленность мелких ксеноморфных кристаллов сильвина, увеличение содержания которых приводит к ритмично-слоистой сильвин-галитовой породе. Эти факты, а также почти повсеместная приуроченность метасильвинитов к подошве пластов калийно-магниевых солей позволяют рассматривать эти отложения как промежуточную, переходную разность от каменной соли к сильвинитам.

Каменная соль сульфатсодержащая – разновидность каменной соли, имеет обычно серый цвет и мелкокристаллическую структуру. По текстурным признакам она подразделяется на ритмично-слоистую и «лодочковую».

Каменная соль ритмично-слоистая характеризуется обычно четкой слоистой текстурой, обусловленной ее микроритмичностью.

Примечательно, что в строении микроритма почти повсеместно выделяется два элемента, названных сульфат-галитовым («а»-элемент) и галитовым («б»-элемент). Преимущественно весь ангидритовый материал в виде отдельных слойков и примеси, а также примесь глины приурочены к сульфат-галитовому элементу ритма, а галитовый элемент представлен чистым мономинеральным галитом. Общая мощность микроритма, при примерно равных интервалах «а»- и «б»-элементов, составляет 4-12 см.

В сульфат-галитовом элементе ритма сезонные слойки ангидрита группируются в определенные системы, наиболее характерными из которых являются: «пачка» – тонкослоистый многолетний прослой ангидрита, мощностью 0,5-1,5 см; «пакет» – чередование сезонных слойков ангидрита и прослойков (1-3 мм) галита; «пакетовидная серия» – чередование сезонных слойков ангидрита и прослойков (3-10 мм) галита; «простая серия» – мощность прослойков каменной соли между сезонными слойками ангидрита более 1 см.

В том случае, если в слоистой каменной соли не удастся выделить микроритмы, так как она состоит как бы из одного сульфат-галитового элемента, то вместо наименования пакет, пакетовидная и простая серия применяются соответствующие (по Я.Я. Яржемскому) листоватая, тонкослоистая и среднеслоистая текстуры.

Характерной разновидностью ритмично-слоистой каменной соли является так называемая «очковая соль», отличающаяся резко выраженной разнокристаллической структурой. Среди общей мелко-, реже среднезернистой массы выделяются редкие порфировидные линзообразные прозрачные кристаллы галита, ориентированные по наслоению.

Для каменной соли «лодочковой» в общем характерно зональное (перистое) строение кристаллов галита, отороченных неравномерно рассеянным ангидритовым материалом. Признаки первичного скелетно-зонального строения у зерен и кристаллов галита проявляются по-разному. Наряду с «елочками» и «лодочками» присутствуют и слабо различимые следы в виде строго ориентированных газово-жидких включений.

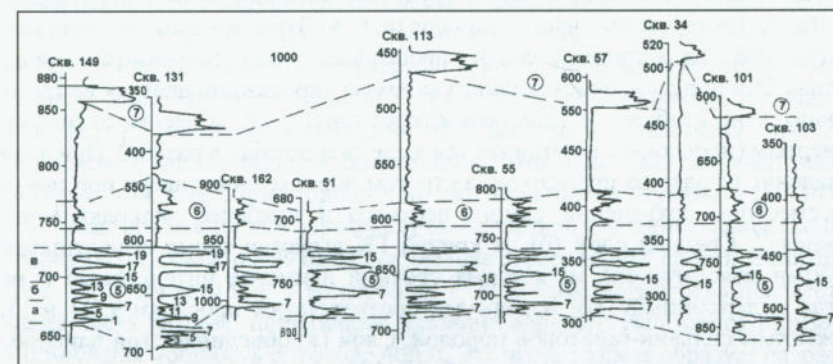


Рис. 3. Эльтонская структура. Корреляция разрезов маркирующих калийных пластов 5, 6 и 7 по геофизическим реперам (гамма-картаж).

В отличие от каменной соли ритмично-слоистой «лодочковая» соль имеет иногда трехчленное строение микроритма: «а» – сульфат-галитовый элемент (0,5-2 см, реже 4 см); «б» – «лодочковый» (2-8 см, реже 12 см) и «в» – галитовый (1-8 см).

Основной минеральной примесью в «лодочковой» каменной соли так же, как и во всех других ее разновидностях, является ангидрит, содержание которого достигает 9-12%. При этом в «а»-элементе он образует сезонные слойки, тогда как в «б»-элементе располагается между кристаллами галита в виде цемента, придавая внешнему облику породы пятнистый и петельчатый вид.

Ангидрит-галитовая порода по текстурным признакам в принципе аналогична слоистой каменной соли, но в отличие от нее содержит более значительную примесь ангидритового материала (15-50%) в виде частых многолетних пачек и сезонных слойков.

Кроме выделения минералогических и литологических особенностей галогенных пород в процессе изучения кернового материала, большое значение для корреляции разрезов имеет использование материалов скважинной геофизики. Радиоактивность пород, содержащих примесь калийных минералов, резко возрастает и по характеру гамма-каротажной кривой часто удается распознавать даже те отдельные калиеносодержащие слои, которые трудно диагностируются визуально в керне. На рис. 3 приведено сопоставление калиеносного горизонта Эльтонской структуры по геофизическим реперам, соответствующим маркирующим пластам 5, 6, 7. Пласт 5 отличается чередованием прослоев каменной соли с прослоями сильвин-галитовой или карналлитовой породы. В его составе выделяется 19 прослоев, из которых четные сложены каменной солью, а нечетные – сильвин-галитовой и карналлит-галитовой породами. По характеру гамма-активности этот пласт разделен на три своеобразные части или слоя (а, б, в). Нижний слой (а) содержит четыре прослоя калийных солей, преимущественно сильвин-галитового состава. Эти прослои, отмечающиеся на гамма-каротажной диаграмме тремя сравнительно слабыми максимумами (прослои 1, 3, 5) и весьма активным четвертым (прослой 7), не отличаются выдержанностью в разрезе. При этом выпадение из разреза происходит в строгом порядке снизу вверх при почти повсеместном сохранении самого верхнего и наиболее радиоактивного прослоя 7. Средний слой (б) на кривой ГК выражен тремя сравнительно слабыми максимумами, из которых средний наименее интенсивный и не всегда выдержанный. Эти максимумы соответствуют прослоям 9, 11 и 13, сложенным сильвин-галитовой породой. Слой (в) объединяет три наиболее мощных и выдержанных прослоя (15, 17, 19) галит-карналлитовой породы, характеризующихся тремя хорошо выраженными примерно равнозначными максимумами на гамма-каротажной диаграмме.

Располагающийся выше геофизической репер 6 отличается своеобразной зубчатой формой и меньшей гамма-активностью. Он соответствует пласту каменной соли с примесью карналлита.

Пласт 7, сложенный карналлитовой или карналлит-галитовой породой, отображается на диаграмме ГК соответствующим по форме и активностью максимумом.

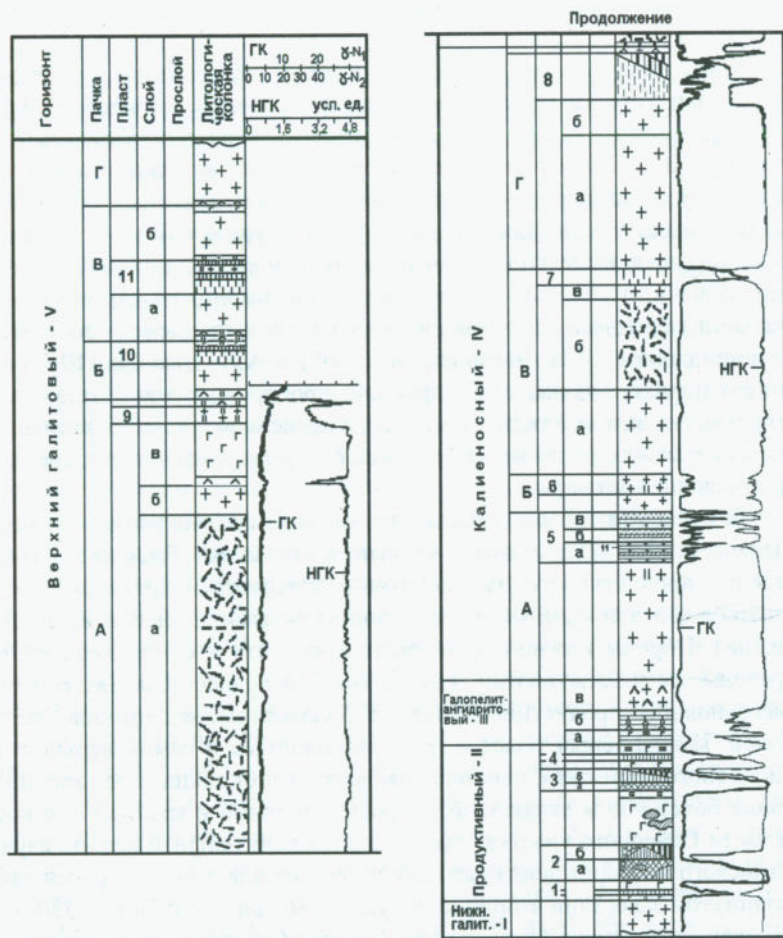
1.3.1. Нормальная колонка галогенной толщи Эльтонского соляного купола

Выделение разновидностей галогенных образований, особенно каменной соли, которые прослежены на всей изученной территории сводовой части Эльтонского купола и взаимосвязаны по всем пробуренным здесь скважинам, а также использование коррелятивных возможностей скважинной геофизики позволили составить надежно обоснованный сводный нормальный разрез мощностью порядка 1400 м. В разрезе (рис. 4) по совокупности признаков выделено 5 горизонтов (снизу вверх): нижний галитовый, продуктивный, галопелит-ангидритовый (антраконитовый), калиеносный и верхний галитовый. Расчленение горизонтов выполнено в соответствии с рекомендациями Л.Н. Ботвинкиной (1965) и А.А. Иванова (1966) в следующем порядке: пачка, слой, прослой, прослой, слоек. Для выделения продуктивных залежей калийных солей, а также маркирующих калиеносных интервалов между звеньями «пачка – слой» предусмотрено дополнительное подразделение – «пласт».

В строении сводовой части Эльтонского солянокупольного массива до глубины 1200 м принимают участие в основном образования трёх горизонтов: продуктивного, галопелит-ангидритового и калиеносного. Они вскрыты в той или иной мере всеми пробуренными здесь скважинами (120 скважин). Породы нижнего галитового горизонта в самой верхней части встречены всего несколькими скважинами. Последнее объясняется тем, что ниже основного продуктивного пласта 2 скважины, как правило, не углублялись. Калиеносный пласт 8, располагающийся в самой верхней части калиеносного горизонта, был впервые вскрыт в опрокинутом залегании на глубине более 900 м скважиной 57, расположенной в крайней юго-восточной части Северного участка. Здесь же в заключительный период изучения Эльтонского месторождения скважиной 69 этот пласт был встречен также в опрокинутом залегании вторично, но уже на меньших глубинах (330-365 м). Учитывая возможность в данном случае нарастить изученный ранее сводный разрез вверх, скважина 69 была искривлена строго вкrest простирания пород (рис. 5), и стволом бис-3 до глубины 1520 м была перебурена неизвестная ранее часть разреза, получившая название верхнего галитового горизонта. Нормальная мощность его около 400 м. Эта часть разреза образует на южном крыле Северного участка широкую опрокинутую синклинальную складку.

Необходимо отметить, что стратиграфическое положение и генетический порядок рассматриваемого интервала разреза не вызывают сомнения, так как скважина 57, встретившая впервые калиеносный пласт 8 на глубине около 900 м, выше перебурила в таком же обратном порядке все 3 надежных геофизических репера 5, 6 и 7 (см. рис. 3).

Ниже приводится характеристика вскрытой галогенной толщи Эльтонского купола.



Условные обозначения



Рис. 4. Эльтонский соляной купол. Сводный нормальный разрез галогенной толщи (Свидзинский, 1971, Свидзинский и др., 1977 при участии Л.Н. Морозова, Л.В. Аношина). Условные обозначение: 1 – глина; 2 – известняк; 3-5 – породы: 3 – доломит-ангидритовая, 4 – ангидритовая, 5 – ангидрит-галитовая; 6-9 каменная соль: 6 – сульфатсодержащая слоистая, 7 – «лодочковая», 8 – бессульфатная (галитит), 9 – метасильвинит; 10-17 – породы: 10 – сильвин-галитовая, 11 – сильвинит, 12 – карналлит-галитовая, 13 – карналлитовая, 14 – карналлит-бишофитовая, 16 – карналлит-кизеритовая, 17 – кизеритовая; 18-19 – примесь: 18 – глины, 19 – карналлит.

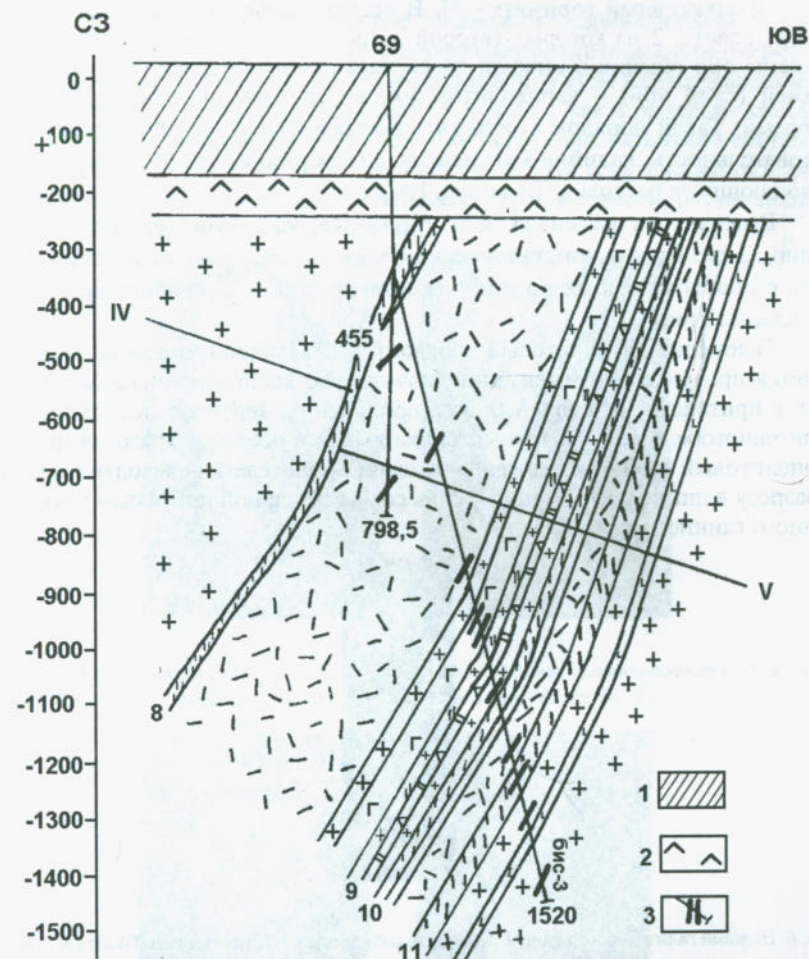


Рис. 5. Эльтонский купол. Геологический разрез по скважине 69. Условные обозначения: 1 – образования надсолевого свода; 2 – гипс-ангидритовые породы кепрока; 3 – углы залегания галогенных пород (зенитные), измеренные на керне. Остальные условные обозначения даны на рис. 4

Нижний галитовый горизонт – I. В изученной самой верхней своей части горизонт представлен своеобразной каменной солью (рис. 6) серой и светло-серой с желтоватым и оранжевым оттенками, мелкокристаллической, тонко-, среднеслоистой. Слойки и прослойки (2-4 мм) ангидрита развиты через интервал 0,5-1 см, реже – 2,5-3 см. В верхней части разреза отмечается вкрапленность карналлита.

Продуктивный горизонт – II. В составе горизонта развито 4 калиеносных пласта, 2 из которых (второй и третий) являются продуктивными. Сложены они обычно в нижней своей части сильвинитами (слой «а»), а в верхней (слой «б») – карналлитовыми, кизеритовыми и бишофитовыми породами. Такой порядок отображает нормальную седиментационную последовательность калийно-магниевого солеобразования из прогрессивно осолоняющихся рассолов (Валяшко, 1962).

Вмещающая каменная соль горизонта, как правило, представлена крупно-, реже средне-кристаллическим массивным, иногда слоистым галитом с прослоями метасильвинитов, приуроченных к подошве продуктивных пластов (рис. 7).

Галопелит-ангидритовый горизонт – III. Рассматриваемый горизонт является продуктом седиментации значительно распресненного бассейна в связи с притоком слабосоленых вод, привнесших значительное количество терригенного материала. Этот материал выпал в осадок, образовав нижний галопелитовый слой «а», сложенный соляным мергелем, переходящим вверх по разрезу в шпатовую каменную соль со значительной примесью тонкорасеянного глинистого материала.



Рис. 6. Нижний галитовый горизонт I. Каменная соль тонко - среднеслоистая (более светлое – ангидритовые слойки и прослойки); скв. 137, гл. 101 м.

Расположенный выше слой «б» представлен в основном ангидритовыми, доломитовыми и доломит-ангидритовыми тонкослоистыми породами.

Слой «в» сложен галит-ангидритовыми и ангидрит-галитовыми породами. Примечательно, что во всех без исключения случаях количество ангидритового материала в слое «в» постепенно уменьшается по направлению снизу вверх.

Калиеносный горизонт – IV. В составе горизонта развито 4 калиеносных пласта, не имеющих промышленного значения, однако обладающих исключительно яркой и выразительной корреляционной способностью. Характерным показателем нормального генетического положения пласта 5 может служить постепенное уменьшение сильвинитовой минерализации

вверх по разрезу и соответственное увеличение карналлитовой, а пласта 8 – появление в верхней его части бишофит-карналлитовых и бишофитовых пород. Кроме того, по данным И.К. Жеребцовой, в этом же направлении растет величина бромхлорного отношения в пласте 5 как в прослоях каменной соли, так и в калиеносных интервалах. Каменная соль, развитая в составе калиеносного горизонта, не является однотипной. На генетически различных интервалах располагаются своеобразные ее разновидности, различающиеся по текстурно-структурным признакам.

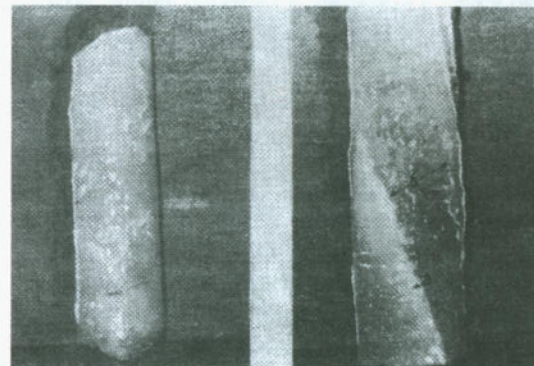


Рис. 7. Продуктивный горизонт II. Галитит массивный (слева) и метасильвинит (а, б, в – элементы ритма); скв. 114, гл. 335 м и скв. 165, гл. 547,5 м.

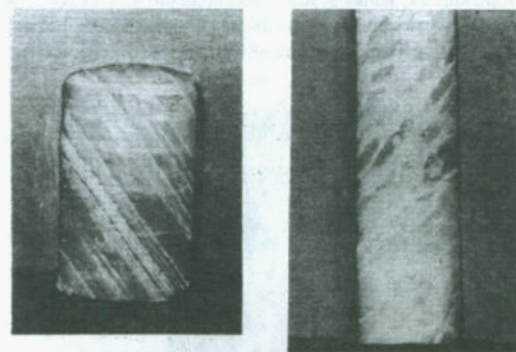


Рис. 8. Калиеносный горизонт IV, пачка А. Каменная соль разнокристаллическая, слоистая (более светлое – пачки и отдельные слойки ангидрита) - слева и «очковая» (более темное – крупные кристаллы – «очки» галита); скв. 69, гл. 344 м и скв. 65, гл. 325 м.

Каменная соль пачки А обладает разнокристаллической структурой. Причем в ненарушенных будинажом участках можно видеть, что крупнокристаллическая, или шпатовая, соль располагается отдельными прослоями

в массе мелко- или среднекристаллической соли. По-видимому, в процессе тектогенеза эти прослои как более «жесткие» будинируются с образованием вытянутых по наслоению «обрывков» или «очков» галита, а порода приобретает неповторимую, присущую только этой пачке «очковую» текстуру (рис. 8).

Текстурный облик каменной соли калиеносного пласта 5 аналогичен каменной соли вышележащей пачки Б. Эта разновидность отличается хорошо выраженным строением микроритмов, сульфат-галитовый элемент которых представлен «пакетовидными сериями», реже – «пакетами» (рис. 9, 10).



Рис. 9. Калиеносный горизонт IV, пачка 5. Каменная соль ритмичнослоистая: а – сульфат-галитовый (пакетовидная серия) и б-галитовый элемент ритма; скв. 162, гл. 381 м.

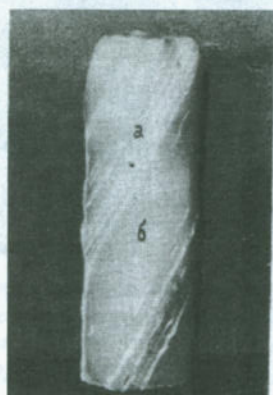


Рис.10. Калиеносный горизонт IV, пачка Б.-Каменная соль ритмично слоистая: а-сульфат-галитовый (пакеты и пакетовидные серии) и б – галитовые элементы ритма; скв. 162, гл. 450 м.

Калиеносный пласт 6 сложен характерной молочно-белой каменной солью мелкокристаллической, слоистой, с весьма незначительным содержанием ангидритового материала. По всему слою наблюдается вкрапленность карналлита в виде отдельных ксеноморфных кристаллов, приуроченных к подошве слойков ангидрита, т. е. к кровле микроритмов.

Каменная соль пачки В подразделяется на 3 слоя, каждый из которых имеет своеобразный текстурный облик. В слое «а» она отличается весьма четким микроритмичным строением, причем в сульфат-галитовом элементе ритмов ангидритовые слойки собраны в основном в пачки (рис. 11).



Рис.11. Калийный горизонт VI, пачка В, слой «а». Каменная соль ритмично-слоистая: а-сульфат-галитовые (пачки) и б-галитовые элементы ритма; скв. 60, гл.1095 м.

В слое «б» развита «лодочковая» каменная соль, а слой «в» характеризуется каменной солью со сложным строением сульфат-галитового элемента микроритмов: слойки ангидрита сгруппированы в основном в тонкие пачки (2-3 слойка), которые, в свою очередь, образуют пакеты или пакетовидные серии мощностью 1-2,5 см (рис. 12).

Пачка Г разделяется на 2 слоя каменной соли.

Слой «а» – слоистая разновидность соли, которая характеризуется сложным строением сульфат-галитового элемента микроритма. Ангидритовые слойки здесь группируются в пачки, пакеты (0,3-0,5 см), реже – в пакетовидные и простые серии, находящиеся в различных комбинациях (рис. 13).

Верхний галитовый горизонт – V. В составе горизонта выделяется 4 пачки. В основании каждой из них располагается ангидрит-доломитовая или ангидритовая порода, которая вверх по разрезу сменяется каменной солью, содержащей преимущественно в верхней части примесь калийно-магнелиевых солей (пласты 9-11). Каменная соль в калиеносных интервалах отличается массивной, реже слоистой текстурой и весьма незначительной примесью ангидритового материала.



Рис. 12. Калиеносный горизонт IV, пачка В, слой «в». Каменная соль ритмично-слоистая: а – сульфат-галитовый (тонкие пачки ангидрита собраны в пакеты) и б – галитовый элемент ритма; скв. 164, гл. 625 м.

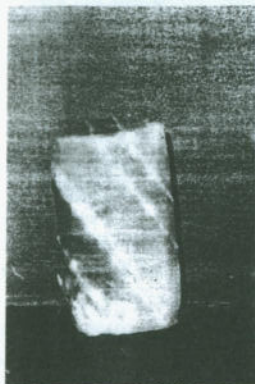


Рис. 13. Калиеносный горизонт IV, пачка Г, слой «а». Каменная соль слоистая (более светлое – группировка ангидритовых слоев в пачки, пакеты).

Каменная соль пачки А подразделяется на 3 слоя. Нижний слой «а» образован довольно мощной толщей «лодочковой» каменной соли ритмично-слоистой. «Лодочковые» прослои (1,5-2 до 30-40 см) сложены средними и крупными кристаллами галита, имеющими четкое зональное строение и отороченными ангидритовым материалом. Количество ангидрита вверх по слою постепенно уменьшается до почти полного исчезновения в вышележащем слое «б».

В средней части слоя «а» постепенно появляется бледно-коричневый оттенок и незначительная примесь карналлита, фиксируемая соответствующими значениями диаграмм ГК и НГК (см. рис. 3). В верхнем слое «в» располагается массивный галит.

Пачка Б сложена в средней части каменной солью серой мелко-, среднекристаллической, ритмично-слоистой. Сульфат-галитовый элемент ритма (0,3-3 см) образован значительной примесью ангидритового материала, рассеянного между кристаллами галита или собранного в невыдержанные пачки. Вверх по слою мощность сульфат-галитовых прослоев постепенно уменьшается, и каменная соль очищается от ангидритового материала.

В пачке В выделяется 2 слоя каменной соли. Нижний «а» представлен «лодочковой» ее разновидностью. Характерным в строении этого слоя является то, что прослои (3-5 м) каменной соли мелкокристаллической, ритмично-слоистой, буровато-серой и серой, содержащей ангидритовый материал между зонально-зернистыми кристаллами галита в сульфат-галитовом элементе ритма, чередуются с прослоями (0,5-2 м) галита светло-серого, средне-, крупнокристаллического, массивного. В кровле слоя (3 м) отмечается значительная гнездобразная примесь розового карналлита.

Слой «б» пачки В представлен каменной солью беловато-серой и серой, мелко-, среднекристаллической, слоистой, с одиночными слоями ангидрита через интервал 1-3-5 см. В подошве слоя располагается прослой (4,8 м) каменной соли матово-белой, крупнокристаллической, с гнездами и прожилками карналлита. В кровле (3,2 м) залегает прослой галитита светло-серого с коричневатым оттенком, мелкокристаллического.

Пачка Г вскрыта в нижней части; представлена каменной солью лодочкоподобной серой и темно-серой, мелко-, среднекристаллической с ангидритовым материалом, развитым в виде оторочки между кристаллами галита.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать следующие общие выводы относительно закономерностей строения изученной части галогенной толщи Эльтонского солянокупольного массива. Во-первых, эта толща характеризуется ярко выраженным ритмичным строением разного порядка. Ритмичность проявляется как в пределах отложений одного года (микроритмичность), так и более длительных многолетних периодов осадконакопления. Своеобразие строения микроритмов в каждом конкретном интервале галогенной толщи, особенно каменной соли, в совокупности с некоторыми другими текстурно-структурными признаками пород позволяет использовать их в качестве надежных коррелятивных критериев для любой части разреза. Большое значение в этом отношении имеет тот факт, что описанные выше текстурно-структурные особенности стратиграфически различных интервалов разреза галогенной толщи Эльтонского купола являются преимущественно синседиментационными (первичными). Они довольно хорошо сохранились в условиях солянокупольного тектогенеза, весьма слабо отреагировав на резкое увеличение степени динамометаморфизма.

Зависимость текстурно-структурного облика галогенных пород от их генетического уровня, а не от структурно-тектонического положения показали на примере Верхнекамского бассейна В.А. Верховцев и В.И. Копнин (1971). В этом отношении мы придерживаемся точки зрения тех исследователей (Вахрамеева, 1956; Иванов, Воронова, 1972), которые, в отличие

от В.Н. Дубининой (1951), рассматривают крупнокристаллический галит не как результат собирательной перекристаллизации мелкозернистого галита скелетно-зонального строения, а как продукт определенных условий сингенеза и раннего диагенеза, способствовавших медленному росту кристаллов.

При описании сводного разреза Эльтонской структуры, мы иногда отмечали характерные признаки отдельных его частей, по которым надежно устанавливается генетическая последовательность соленакпления (строение галопелит-ангидритового горизонта, изменение минерального состава калиеносных пластов 5 и 8). Учитывая большое значение этого фактора для определения характера дислоцированности галогенных пород солянокупольных массивов, остановимся более детально на его диагностических возможностях по всему разрезу. В общем, любой заверченный или незаверченный этап – ритм галогенеза находит отражение в строении соответствующей ритмопачки. Набор пород и их генетический порядок в пределах ритмопачек, как правило, закономерен: в нижней части располагаются продукты самых низких – первоначальных стадий сгущения рассолов – доломит-ангидритовые породы; выше залегает каменная соль сульфатосодержащая, постепенно очищающаяся от ангидритового материала вверх по разрезу; третья (условно) часть ритмопачки представлена обычно бессульфатной каменной солью (галитом), вмещающей на наиболее высоких генетических уровнях самостоятельные слои, прослои или примесь калийно-магнелиевых пород и минералов. Такой генетический порядок соответствует основам теории галогенеза (Валяшко, 1962) и сомнения не вызывает.

Рассмотрим с этих позиций Эльтонский разрез (см. рис. 4). Образования нижнего галитового горизонта I являются вторым (средним) членом ритмопачки, а продуктивного II – третьим (верхним). Галопелит-ангидритовый горизонт III соответствует нижней части следующей ритмопачки, которая завершается образованием калиеносного пласта 8. Верхний галитовый горизонт объединяет 4 ритмопачки: пачка А с ангидритовым слоем в основании и калиеносным пластом 9 в кровле, пачки Б и В с соответствующим набором пород и пачка Г, представленная только нижней и средней частью.

Таким образом, в изученном разрезе выделяется 6 ритмопачек, соответствующих такому же количеству заверченных циклов галогенеза. При этом самая нижняя ритмопачка вскрыта в верхней части, а верхняя – в нижней. В некоторых ритмопачках выделяются ритмы более низких порядков с двухчленным строением (слой каменной соли и пласт калийно-магнелиевых солей). Так, в продуктивном горизонте II можно выделить 2 таких ритма, завершающихся образованием продуктивных пластов 2 и 3, а в калиеносном – 4 (пачки А, Б, В, Г). Пласт 5 подразделяется на ритмы еще более низких порядков (прослой каменной соли и калийно-магнелиевых солей).

Общая направленность галогенеза в пределах всех выделяемых ритмов однозначная, соответствующая стадиям процесса поступательного прогрессирующего испарения и сгущения седиментирующих рассолов,

прерывающихся резким их рассолонением в связи с вторжением слабоминерализованных вод. Прогрессирующее сгущение рассолов отражается на постепенном выведении в осадок хемогенных пород в порядке, обратном их растворимости: доломит – ангидрит-каменная соль – сильвинит – карналлит – кизерит – бишофит. Резкое разбавление рассолов приводит к образованию отдельных многолетних слоев доломит-ангидритовых пород. Процесс галогенеза как бы возвращается к начальной, отправной точке, после чего начинается новая стадия постепенного сгущения рассолов.

Учитывая, что до самого последнего времени еще сохранились весьма осторожные мнения относительно возможности составления сводных нормальных колонок галогенных образований солянокупольных структур, в частности Эльтонской (Корневский, 1978), мы привлекли для обоснования надежности построений также комплекс объективных лабораторных данных. Кроме результатов химических анализов, подтверждающих закономерное направленное изменение в разрезе галогенной толщи содержания отдельных минеральных компонентов, использовались данные минералого-петрографических и геохимических исследований, выполненных в большом объеме и по всему разрезу сотрудниками Московского, Ростовского и Саратовского университетов (И.К. Жеребцова, В.С. Деревягин, Г.А. Московский, Н.М. Седлецкая, А.С. Макаров и др.) под руководством видных исследователей М.Г. Валяшко, В.Н. Седлецкого, К.М. Сиротина. Основное внимание в процессе исследований уделялось характеру парагенетических ассоциаций минералов; изменению содержания брома и величины бром-хлорного отношения в разрезе пачек каменной соли и пластов калийно-магнелиевых пород; поведению лития, стронция, рубидия, калия и натрия в сульфатно-карбонатных и глинистых породах; составу и изменению по вертикали нерастворимых примесей; установлению физико-химических условий седиментации в солеродном бассейне и возможности использования особенностей морфологии фазового и химического состава включений в минералах солей для целей расчленения и корреляции разрезов и т.п. В результате были установлены особенности состава первичной рапы солеродного бассейна и выявлены существенные ее различия для всех выделенных в разрезе литостратиграфических горизонтов; изучены особенности генезиса и формирования соляной толщи в целом и отдельных ее подразделений; установлены различные стадии накопления галита; доказано нормальное формирование отдельных калиеносных пластов, в частности карналлитовых, при прогрессирующем испарении рапы бассейна, иногда завершающихся садкой бишофита; выявлен первичный генезис большинства сильвинитовых пород и многое другое. Все эти данные, изложенные в многочисленных фондовых и опубликованных работах (Деревягин, Седлецкая, 1978; Московский, Сиротин, 1979, 1981; Сиротин, Московский, 1979; Жеребцова и др., 1979; Деревягин и др., 1981), достаточно убедительно доказывают правильность выполненных на Эльтоне литолого-стратиграфических построений.

Мы полагаем, что описанные выше принципы литостратиграфического изучения соленосной толщи Эльтонской структуры применимы к галогенным комплексам всех других солянокупольных объектов, по крайней мере, Прикаспийской впадины. При изучении керна скважин, пробуренных на Челкарском куполе, нами (С.А. Свидзинский, Л.Н. Морозов, Л.В. Аношин) были обнаружены типичные галититы, метасильвиниты (псевдосильвиниты), тонкослоистые доломит-ангидритовые породы, ангидрит-галитовые породы, «лодочковая» каменная соль и некоторые другие разновидности пород; на Барханной структуре – «лодочковая» каменная соль, черный глинистый галитит; на Сатимоле – галитит.

1.3.2. Нормальная колонка галогенной толщи Баскунчакского соляного купола.

На Баскунчакском куполе вскрыта самая верхняя часть продуктивного горизонта (II), представленная, как и на Эльтонском, исключительно чистой бессульфатной разновидностью каменной соли – галитом. В кровле горизонта здесь залегает пласт галитита с примесью сильвина, реже отмечаются сдвоенные маломощные (0,7-0,8 м) пропластки сильвинита. Этот интервал по положению в разрезе и наличию калийных минералов идентифицируется с продуктивным пластом 3 эльтонского разреза.

Галопелит-ангидритовый горизонт III сложен в обоих разрезах своеобразным комплексом пород: галопелитами, ангидритами, доломит-ангидритовыми и ангидрит-галитовыми породами.

Характерные литологические признаки, установленные на Эльтоне для разреза самой нижней пачки А калиеносного горизонта IV, сохраняются и на Баскунчаке. В этом стратиграфическом интервале в общей массе мелко-среднекристаллической каменной соли имеются крупные порфировидные включения («очки») галита, придающие породе своеобразную «очковую» текстуру.

Калиеносный пласт 5 в Баскунчакском разрезе хорошо сохраняет своеобразный облик гамма-коротажной диаграммы в нижней и средней своей части (слои «а» и «б»); верхний слой «в» отличается от описанного в Эльтонском разрезе тем, что в его составе не выделяются самостоятельные калиеносные прослои. Здесь он сложен единой карналлитовой породой увеличенной мощности. Непосредственно ниже рассматриваемого пласта на Баскунчаке располагается своеобразный слой ритмично-слоистой сильвин-галитовой породы. Соответствующая часть разреза на Эльтоне представлена каменной солью серого цвета со слабым оранжевым оттенком, в основании которой иногда прослеживается прослой (0,5 м) сильвин-галитовой породы.

Надежными маркирующими признаками обладает слой «лодочковой» каменной соли, прослеживаемый в баскунчакском разрезе на том же стратиграфическом уровне, что и на Эльтоне.

Необходимо отметить, что под микроскопом реликты зонального строения кристаллов галита наблюдаются по всему разрезу галогенных образований, однако наиболее выразительное визуальное проявление этой особенности характерно только для строго определенных литостратиграфических интервалов.

1.4. Корреляция разрезов галогенных образований в пределах западной части Северного Прикаспия

1.4.1. Состояние вопроса

При изучении солянокупольных регионов обычно возникает значительное количество местных стратиграфических схем для галогенных образований, что обусловлено спецификой геологического строения исследуемых объектов и сложностью корреляции соленосных разрезов между ними. При этом устанавливается в каждом конкретном случае определенная терминология. Следует согласиться с тем, что местные стратиграфические схемы имеют право на существование. Это – первый этап работы в каком-либо районе, существенный элемент стратиграфии данного региона (Хедберг, 1978). Однако необходимо по возможности стремиться к унификации как стратиграфических схем, так и терминологии.

Результаты наших исследований показали, что сопоставление разрезов соленосной толщи внешнего обрамления Прикаспийской впадины может быть осуществлено даже при отсутствии керна путем интерпретации каротажных материалов по глубоким скважинам (Ермаков и др., 1968; Виноградова, Ощепков, 1969; Бражников и др., 1970; Ермаков, 1971; Тихвинский, Блиссеев, 1972; Шафиро, 1972, 1977; Горбов, 1973; Писаренко и др., 1977; Ермаков, Гребенников, 1977). Однако попытки сопоставления разрезов галогенных образований отдельных солянокупольных структур впадины между собой и создания единой стратиграфической схемы для всего Северо-Прикаспийского бассейна оказались малоубедительными. Первую такую попытку осуществил С.М. Корневский (Корневский, Воронова, 1966). Он использовал для сопоставления как сводные разрезы по наиболее изученным площадям и структурам, так и колонки по одиночным скважинам, вскрывшим, возможно, различные части разреза, с залеганием слоев под различными углами и во многих случаях, по всей видимости, в опрокинутом залегании.

При составлении региональных схем галогенных образований Северного Прикаспия авторы стремились привести разрезы солянокупольных структур в соответствие со схемами, выработанными ими для различных структурных зон внешнего обрамления Прикаспийской впадины – Приволжской моноклинали или более сложно построенной в тектоническом отношении территории Урало-Поволжья. Так, в схемах сопоставления А.Ф. Горбова (1973) синхронные калиеносные горизонты выделены на Приволжской моноклинали, Индерском куполе и в разрезе Жилинского калийного месторождения в Актюбинском Приуралье, что представляется маловероятным, так как каждому из этих районов должна быть присуща своя ритмичность движений.

Я.Ш. Шафиро (1975) предпринял попытку сопоставить разрезы соляной толщи ряда структур западной (Эльтон), центральной (Индер, Челкар), восточной и юго-восточной (Кенкияк, Биикжал, Доссор) зон Прикаспийской впадины, однако цель не была достигнута, так как этот автор также использует в основном малообоснованные сводные разрезы и колонки по отдельным скважинам.

М.Д. Диаров (1971, 1974) в качестве фациально устойчивых маркирующих горизонтов галогенной толщи для солянокупольных структур центральной части Прикаспийской впадины принимает ангидритовые горизонты. По его мнению, объективным критерием для корреляции разрезов могут служить различия в отношениях бария к стронцию в ангидритовых породах. По характеру кривой отношения бария к стронцию М.Д. Диаров идентифицирует маркирующий «главный ангидритовый» горизонт на ряде структур центра Прикаспийской впадины: Индер, Челкар, Сатимола, Шугуль. Горизонты калийных солей увязываются относительно «главного ангидрита» следующим образом: ниже во всех случаях залегает пласт H_7 , выше — B_1 . В условиях интенсивной дислоцированности соляных пород и проявления часто опрокинутой складчатости вскрытие пластов калийных и магниевых солей в столь идеальном порядке вряд ли возможно.

И.Н. Тихвинским (1973, 1974, 1976) предложена для территории Прикаспийской впадины региональная стратиграфическая схема кунгурского яруса. Сопоставляя разрезы галогенных образований северной прибортовой части Прикаспийской впадины, принятые в качестве опорных, с разрезами соляной толщи Индерского, Челкарского и Эльтонского соляных куполов, а также структур Северный Тамдыкуль, Магат, Озинки, Григорьевская, Лиевская, Илецкая, этот автор пришел к выводу, что наличие в толще кунгура двух региональных маркирующих ангидритовых горизонтов мощностью до нескольких десятков метров существенно облегчает детальную корреляцию разрезов территории Северного Прикаспия. В частности, «главный ангидрит», выделяемый на многих соляных куполах центра впадины, коррелируется с галопелит-ангидритовым горизонтом Эльтона и сдвоенными ангидритовыми пластами Приволжской моноклинали, что в принципе подтверждается и нашими исследованиями.

Опираясь на схемы стратификации Я.Ш. Шафира и А.Ф. Горбова, сопоставление разрезов соляной толщи Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали осуществил М.А. Жарков (1974). Им приведен анализ имеющихся в настоящее время местных стратиграфических схем и сделана попытка сопоставить отдельные горизонты и пачки, выделенные различными исследователями. По его мнению, нижние галитовые толщи Эльтона и Челкара занимают стратиграфическое положение, отвечающее 1-му, 2-му и низам 3-го ритма по схеме Я.Ш. Шафира.

Рассмотренные варианты региональных схем расчленения и корреляции галогенных отложений Северного Прикаспия представляют определенный интерес с точки зрения дальнейшего обобщения и систематизации материала. Тем не менее, несмотря на значительные успехи, разработка стратиграфо-корреляционных схем для соленосных образований Прикаспийской впадины по-прежнему является очень сложной и пока не полностью разрешенной проблемой. Региональные схемы весьма условны, основаны на попытках проследить те или иные литологические пачки или горизонты по всей обширной территории, хотя палеотектонические и палеогеографические условия соленакопления на различных его участках были, судя по составу отложений, весьма разнообразны (Деревягин, Свидзинский и др., 1981).

1.4.2. Литолого-фациальный анализ и разработка единой схемы стратификации.

Многие исследователи, вслед за Н.И. Буяловым (1937) пришли к выводу, что галогенез в Прикаспии происходил не в едином седиментирующем бассейне, а в системе полуизолированных или изолированных локальных бассейнов, водоемов, ванн (Тхоржевский, 1970; Казанцев и др., 1974; Станкевич, 1978; Комиссарова, 1979; Деревягин, 1979, 1981; Свидзинский и др., 1980; Свидзинский, 1986). Учитывая подобную возможность, необходимо к проблеме корреляции разрезов галогенных комплексов в региональном плане подходить с особой осторожностью. Обоснованное сопоставление разрезов отдельных солянокупольных структур Прикаспийской впадины между собой, а также с разрезами моноκлиально залегающих образований в обрамлении должно базироваться на их детальном литолого-стратиграфическом изучении, выявлении генетической последовательности накопления осадков и особенностей строения и состава каждой ритмопачки, слагающей галогенную толщу. Это возможно прежде всего для структур, соленосные образования которых хорошо представлены керновым материалом и (или) в разрезе которых выделяются калиеносные интервалы, обладающие специфическими, выдержанными в площадном отношении каротажными характеристиками. Основываясь на отмеченных принципах, нам удалось надежно увязать между собой сводные разрезы куполов Эльтон и Баскунчак, а также отдельных глубоких скважин, расположенных западнее этих структур, т.е. в прибортовой зоне развития соляных антиклиналей (Свидзинский, 1992).

Солянокупольные структуры Эльтон и Баскунчак располагаются вдоль западного борта Прикаспийской впадины на расстоянии около 100 км друг от друга (рис. 14). Надежность составленных для этих структур нормальных литолого-стратиграфических колонок галогенных образований позволила впервые осуществить их обоснованную взаимоувязку (см. раздел 1.3.).

При глубоком бурении на нефть и газ единственным источником информации о различиях вскрываемых образований, в частности галогенных пород, служат данные геофизических исследований скважин. Анализ каротажных диаграмм по скважинам, пробуренным в западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины (см. рис. 15), позволил обнаружить в некоторых разрезах пласт с весьма выразительной гамма-каротажной характеристикой, свойственной маркирующему пласту 5 эльтонского разреза. Так, скважиной 282 Морозовской площади пройдены отложения, кривая гамма-активности которых во всех деталях повторяет кривую пласта 5. В разрезах скважин 4 Ушаковская, 101 Демидовская и 263 Лободинская пласт 5 также устанавливается весьма уверенно, однако специфический облик гамма-каротажной кривой сохраняется здесь лишь для самой верхней его части (слой «в»); все нижележащие слои отличаются незначительным повышением гамма-активности.



Рис. 14. Западная часть Прикаспийской впадины и Приволжская моноклинали. Схема расположения скважин. Условные обозначения: 1 – зона бортового уступа; 2 – граница распространения галогенной толщи; 3 – Донбасский разлом; 4 – область денудации в кунгурском веке; 5 – скважины и сводные разрезы, приведенные на рис. 15, 16.

Калиеносные пласты, залегающие в разрезе рассматриваемых скважин выше пласта 5, имеют черты строения, близкие соответственно чертам строения пластов 6, 7 и 8 эльтонского разреза, с которыми они надежно коррелируются. Сопоставление нижележащих относительно пласта 5 интервалов разрезов также проводится весьма уверенно. Хорошо коррелируется по всем скважинам галопелит-ангидритовый горизонт III. В скважине 4 Ушаковская радиоактивный каротаж ниже глубины 3670 м отсутствует, однако по комплексу электрокаротажных диаграмм он предположительно определяется на глубине порядка 4400 м. К сожалению, образования продуктивного горизонта рассматриваемыми скважинами не вскрыты.

До настоящего времени оставался нерешенным вопрос обоснованной взаимоувязки разрезов галогенных образований западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали. В разработке схемы расчленения и корреляции разрезов кунгурских соленосных пород Приволжской моноклинали принимали участие многие исследователи (Урусов и др., 1964; Ермаков и др., 1968; Виноградова, Ощепков, 1969; Бражников

и др., 1970; Ермаков, 1971; Шафиро, 1972, 1975, 1977; Казанцев и др., 1974; Белоножко и др., 1977). При этом они оперировали исключительно каротажными материалами, так как на этой территории расположены только скважины нефтяных организаций, бурение которых практически производилось без выноса керна. Тем не менее, корреляция разрезов осуществлена надежно, что объясняется их хорошей каротажной информативностью, а также относительно спокойным и выдержанным по площади залеганием выделяемых в составе галогенной толщи ритмопачек.

В приведенной корреляционной схеме (рис. 15) мы ограничились верхней наиболее широко развитой частью соленосных образований, начиная со 2-й снизу балыклейской ритмопачки. Необходимо отметить, что сопоставление разрезов галогенной толщи в пределах отдельно взятых Приволжской моноклинали и западной части Прикаспийской впадины может быть осуществлено по каротажным данным весьма надежно. Однако для взаимоувязки разрезов этих регионов между собой только геофизических материалов явно недостаточно. Это объясняется, прежде всего, отсутствием характерных гамма-каротажных реперов однозначных для обоих случаев. В начале 90-ых годов прошлого столетия Волгоградской геологоразведочной экспедицией в самой северной части Приволжской моноклинали (рис. 14) пройдена скв. №1 Краснокутская с полным набором керна по галогенной толще кунгура. Эта скважина впервые позволила получить непосредственную литологическую, минералого-петрографическую, химическую и геохимическую информацию о разрезе, дополнившую и уточнившую те представления, которые базировались только на его геофизической характеристике. Соответственно выявились более надежные корреляционные критерии (Свидзинский, 1986). На схеме (рис. 15) приведены разрезы вскрытой части галогенной толщи кунгура по скважинам (слева направо): 1 Краснокутской, 263 Лободинской, 101 Демидовской, 4 Ушаковской, 282 Морозовской и сводные разрезы по Эльтонскому и Баскунчакскому куполам. Такой порядок соответствует местоположению объектов на плане с запада на восток (рис. 14). При этом скв. 1 Краснокутская представляет разрез Приволжской моноклинали в целом.

Прежде всего, попытаемся проследить увязку отдельных интервалов разрезов по их каротажной характеристике. Пласт 5 Эльтонского разреза полностью и во всех деталях сохраняется в скважине 282 Морозовская. Это относится также к пласту 6 и галопелит-ангидритовому горизонту III. В скважине 4 Ушаковская четко фиксируется верхняя часть пласта 5 (слой «в»), нижележащая же его часть отмечается по незначительному повышению гамма-активности. Пласт 6 присутствует в рассматриваемом разрезе, однако, его каротажная характеристика уже менее выразительная. Галопелит-ангидритовый горизонт (III) устанавливается здесь на соответствующем ему стратиграфическом уровне по данным электрокаротажа. В скважине 101 Демидовская пласт 5 обладает такой же гамма-характеристикой, как и в скважине 4 Ушаковская. Сохраняется здесь также слабая аномалия в интервале пласта 6. Расположенный ниже на стратиграфическом уровне

галопелит-ангидритового горизонта (III) базальный пласт имеет в данном случае радиоактивную характеристику, аналогичную «двойному ангидриту» разрезов Приволжской моноклинали. Еще более выразительно «двойной ангидрит» фиксируется на гамма-каротажной диаграмме в скважине 263 Лободинская. Пласт 5 в разрезе этой скважины уже теряет свои привычные черты, характерные для разрезов западной части Прикаспийской впадины. В его составе по скважине 101 Демидовская появляется бишофит, который в скважине 263 Лободинская практически полностью слагает пласт 5. В связи с этим он приобретает радиоактивную характеристику, в большей степени сходную с характеристикой реперного пласта E_3 погожской ритмопачки разреза Приволжской моноклинали.

Таким образом, анализ материалов скважинной геофизики убеждает нас в том, что стратиграфическим аналогом галопелит-ангидритового горизонта эльтонского разреза является «двойной ангидрит» Приволжской моноклинали. Соответственно, располагающийся ниже продуктивный горизонт II должен сопоставляться с карпенской ритмопачкой, а продуктивные калийно-магниевого пласты 2 и 3 — с развитыми в составе этой ритмопачки полигалитовыми залежами.

Рассмотрим дополнительные коррелятивные признаки, выявленные при изучении кернового материала скважины №1 Краснокутская. «Двойной ангидрит» сложен здесь в нижней своей части (реперный пласт П) доломит-ангидритовыми и ангидритовыми тонкослоистыми породами со значительной примесью глинистого материала. Верхний пласт Д представлен массивной ангидритовой породой. Между этими пластами располагается каменная соль средне-, крупнокристаллическая массивная. Подобное строение имеет и галопелит-ангидритовый горизонт III эльтонского разреза, отличающийся лишь более значительной примесью глинистого материала, который слагает, кроме того, самостоятельный слой в подошве горизонта.

Реперный пласт D_2 луговской ритмопачки на Приволжской моноклинали представлен полигалитовой и полигалит-галитовой породой. Он хорошо прослеживается в западной части Прикаспийской впадины по всем скважинам, приведенным в схеме сопоставления. Состав его постепенно изменяется к востоку от полигалитового и полигалит-галитового (скважина 263 и 101) до карналлитового (скважины 4 и 282).

Выше реперного пласта D_2 каменная соль луговской ритмопачки в пределах Приволжской моноклинали, а также самой западной прибортовой зоны Прикаспийской впадины (скважины 263 и 101) отличается значительной примесью ангидритового материала, фиксируемого пониженными значениями нейтронного гамма-каротажа. Ангидритовый материал, кроме примеси в каменной соли, образует также самостоятельные прослои. В северной части моноклинали (скважина 1 Краснокутская) и к востоку во впадине (скважины 4 Ушаковская, 282 Морозовская, Эльтон и Баскунчак) количество ангидритового материала в рассматриваемом интервале резко уменьшается.

Реперный пласт E_3 погожской ритмопачки на Краснокутском участке и на основной территории Приволжской моноклинали сложен преимущественно бишофитовой и в меньшей степени сильвинитовой и карналлитовой породами. В крайней южной части региона в пределах Сафроновского участка он имеет выдержанный сильвинитовый состав. К востоку, на территории западной части Прикаспийской впадины, рассматриваемый пласт представлен чередованием прослоев каменной соли и калиеносных пород. Характерно, что в прослоях каменной соли величина бромхлорного отношения (0,35-0,54) отвечает стадии садки калийных солей, что доказывает отсутствие глубокого распреснения растворов. Последнее позволяет признать, что в период формирования пласта E_3 галогенный бассейн и на территории Прикаспийской впадины достиг стадии садки калийных солей, однако кристаллизация их неоднократно прерывалась поступлением рассолов, отвечающих конечной стадии садки галита.

Скважинами 1 Краснокутская и 2 Сафроновская вскрыт реперный пласт J_2 антиповской ритмопачки, представленный своеобразной бледно-оранжевой каменной солью с волнистыми невыдержанными прослойками ангидрита и примесью карналлита, сильвина, кизерита, полигалита. Этот пласт по литологическим отличиям и характерному набору калийно-магневых минералов хорошо коррелируется с пластом 6 эльтонского разреза. Примечательно в этом отношении и то, что, кроме продуктивных пластов 2 и 3, значительная примесь кизерита на Эльтоне приурочена только к калиеносному пласту 6.

Располагающийся выше пласт 7 эльтонского разреза сопоставляется соответственно с реперным пластом J_3 антиповской ритмопачки, а пласт 8, по всей видимости, венчает разрез вышележащей пигаревской ритмопачки (реперный пласт 3_3). Пласт 9 по положению в разрезе можно отнести к верхам долинной ритмопачки И. Пласты 10 и 11 предположительно включаются нами в ерусланскую ритмопачку.

Рассмотренный материал позволяет сделать следующее заключение. По направлению от линии Эльтон-Баскунчак к западу, т.е. к бортовой части Прикаспийской впадины, постепенно сокращаются мощности отдельных ритмопачек и уменьшается их количество за счет выпадения из разреза в строгом порядке сверху вниз. Так, в скважинах 263 Лободинская и 101 Демидовская отсутствуют литолого-стратиграфические подразделения, выделяемые в эльтонском разрезе и на моноклинали выше пласта 7 или выше антиповской ритмопачки. По-видимому, к этому времени территория Приволжской моноклинали окончательно обособилась от Прикаспийского соленосного бассейна.

Осуществленная нами корреляция разрезов галогенной толщи западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали по геофизическим и литолого-фациальным особенностям слагающих ее ритмопачек подтверждена исследованиями Г.А. Московского и К.М. Сиротина. Проведенное этими авторами изучение эволюции состава рапы седиментирующего бассейна в основном методами ультрамикрхимического анализа первичных газово-жидких включений в минералах показало, что наиболее четкой границей изме-

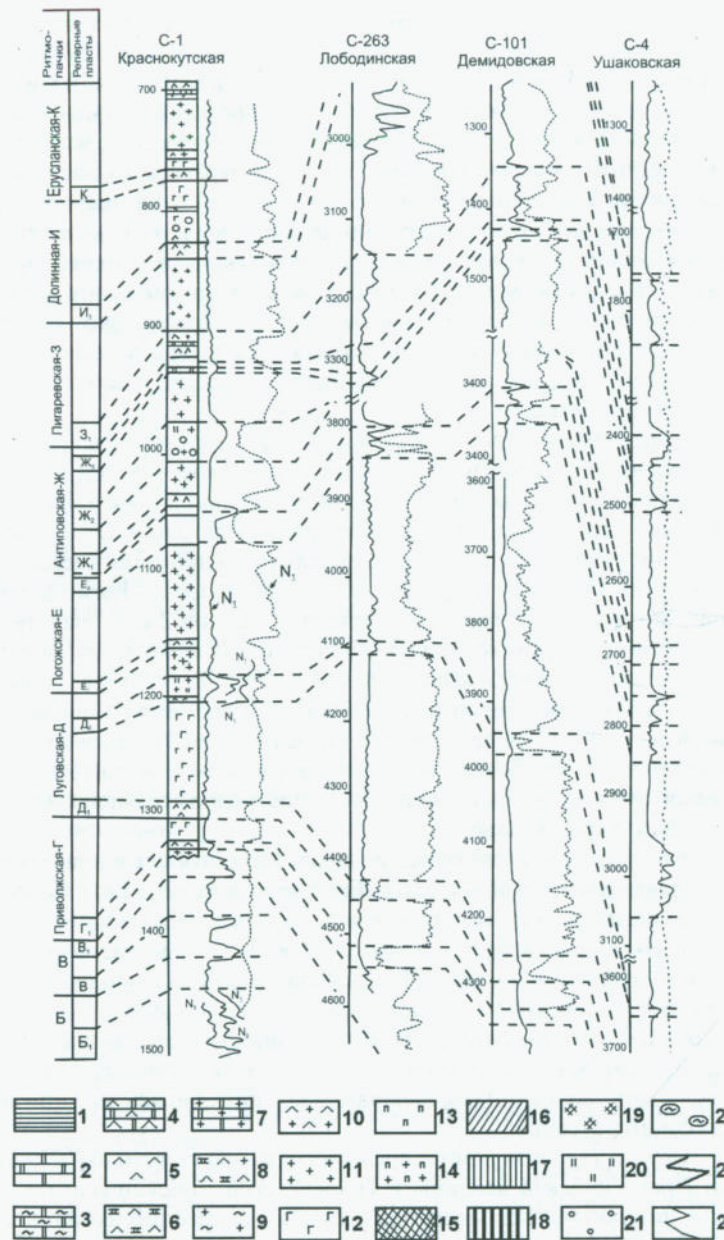


Рис. 15. Схема корреляции разрезов кунгурской галогенной толщи Западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали.

Условные обозначения: 1 – глина; 2-10 – породы: 2 – доломитовая, 3 – доломитовая с глиной, 4 – ангидрит-доломитовая, 5 – ангидритовая, 6 – доломит-ангидритовая, 7 – доломитовая с каменной солью, 8 – доломит-ангидрит-галитовая, 9 – галитовая с глиной, 10 – ангидрит-галитовая; 11-12 каменная соль: 11 – сульфатсодержащая, слоистая, 12 – бессульфатная (галитит); 13 – 18 – породы: 13 – полигалитовая, 14 – полигалит-галитовая, 15 – сильвинит, 16 – сильвин-галитовая, 17 – карналлитовая, 18 – бишофитовая; 19 – примесь: 19 – сильвина, 20 – карналлита, 21 – кизерита, 22 – глины, 23 – 24 – каротажные диаграммы: 23 – ГК, 24 – НГК.

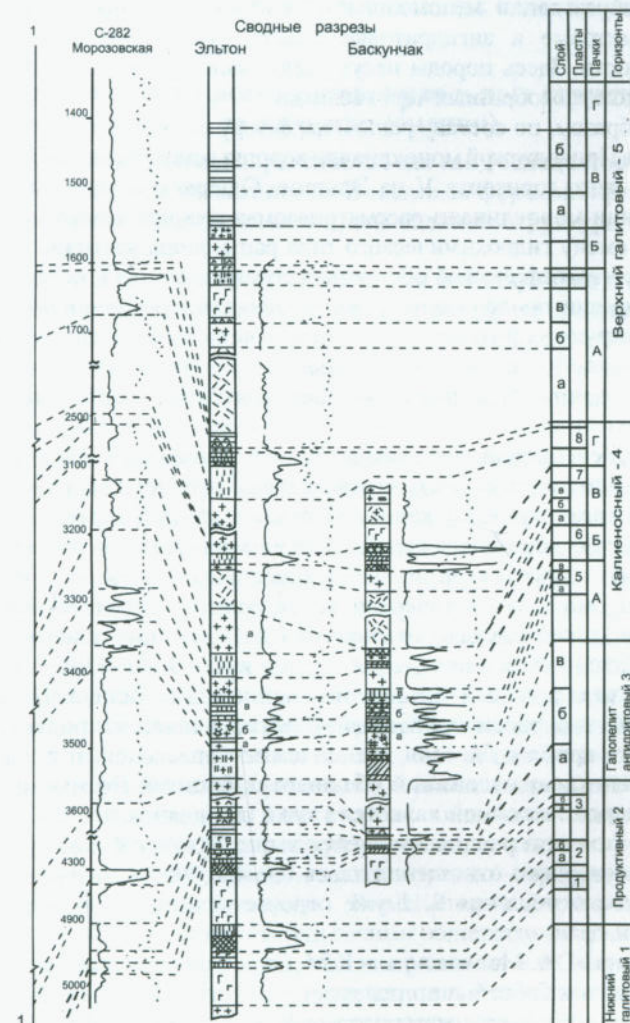


Рис. 15 (продолжение)

нения состава рапы является подошва галопелит-ангидритового горизонта III в эльтонском разрезе или приволжской ритмопачки Г в разрезе моноклинали. В обоих разрезах начало всех остальных горизонтов или ритмопачек не сопровождается столь заметным и длительным распреснением рапы. В качестве 2-й весьма выразительной границы выделяется подошва верхнего галитового горизонта V на Эльтоне и реперный пласт 3, пигаревской ритмопачки на моноклинали. Эта граница соответствует началу общего регрессивного развития бассейна, его обмелению. В литологическом отношении на моноклинали это отражается в образовании маломощных ритмопачек, в которых базальные ангидрит-доломитовые и ангидритовые пласты составляют значительную часть их мощности. Здесь породы несут следы малоглубинности бассейна и отличаются рядом своеобразных черт геохимии.

Таким образом, по составу рапы и характеру ее эволюции пигаревская ритмопачка 3 на Приволжской моноклинали хорошо сопоставляется с пачкой А верхнего галитового горизонта V на Эльтоне. Однако в отличие от разреза галогенной толщи моноклинали рассматриваемая граница в эльтонском разрезе, знаменуя смену гидрохимического типа рапы, лишь частично отражает изменение палеогеографической обстановки соленакпления и не выражена в литологии. Здесь еще продолжают (пачка А) накапливаться типичные соли с «лодочковой» структурой галита и достаточно четко проявленной сезонной слоистостью и малой мощностью базального ангидритового пласта (3,8 м).

Подтверждают вышеотмеченные коррелятивные построения также материалы геохимических исследований, проведенных в МГУ под руководством И.К. Жеребцовой. Так, каменная соль карпенской ритмопачки В по скважине 1 Краснокутская характеризуется бромхлорным отношением (0,32-0,24), соответствующим конечной стадии садки галита, близкой к началу образования калийных солей. Резкое и длительное рассолонение вод бассейна фиксируется не только минеральным составом реперных пластов Г₁ и Д₁, но и геохимической характеристикой разделяющего их слоя галититов (приволжская ритмопачка Г). В подошве слоя величина бромхлорного отношения в породе составляет всего 0,086-0,087, или ниже величины, соответствующей начальной стадии садки галита. Последнее свидетельствует что рассматриваемый галитит является продуктом поступавших в это время в бассейн десцендентных рассолов, т. е. рассолов растворения галитовых отложений обедненных бромом. По мнению И. К. Жеребцовой, переотложенной является также нижняя часть (1282-1258 м) галитовых образований располагающейся выше Луговской ритмопачки Д. Величина бромхлорного отношения здесь 0,064-0,092. В интервале 1240-1220 м величина отношения 0,11 уже отвечает самой начальной стадии садки каменной соли.

Выделенная Г.А. Московским и К.М. Сиротиним граница регрессивной стадии развития бассейна по реперному пласту 3, пигаревской ритмопачки также подтверждается материалами И.К. Жеребцовой. В частности, ею отмечается понижение величины бромхлорного отношения от подошвы к кровле располагающегося стратиграфически выше (904,9-830,0 м) слоя

каменной соли: от 0,23-0,35 в подошве до 0,15 в кровле. Низкой величиной бромхлорного отношения характеризуется также каменная соль долиновой ритмопачки (0,04-0,16).

Мы полагаем, что приведенный выше фактический материал надежно обосновывает правомерность выполненных коррелятивных построений. Соответственно, в западной части Северного Прикаспия в настоящее время возможен переход на единую схему стратификации галогенной толщи и терминологию. При этом предпочтение следует отдать схеме, разработанной для Приволжской моноклинали, как более широко принятой и полной.

1.5. Внутренняя тектоника солянокупольных структур и методы ее изучения (оценки)

Соляная тектоника определяется как «вид складчатости нагнетания, присущий соляным образованиям». Внешними формами проявления такой складчатости являются различного рода соляные структуры: антиклинали, валы, купола, штоки и т. п.

В связи с тем, что галогенные толщи, участвующие в формировании соляных структур, первичнослоистые, а характер их складчатости внутри этих структур резко отличается, как правило, от внешних проявлений (форм), возникли и вошли в практику понятия «внутренняя соляная тектоника» и «внешняя» (Китык, 1970), или «общая» (Иванов, Воронова, 1972), соляная тектоника.

Внешняя соляная тектоника солянокупольных областей сравнительно хорошо изучена в связи с региональными геофизическими работами и глубоким бурением на нефть и газ. Установлено большое разнообразие соляных структур и зависимость их формирования от совокупности многих условий, к которым, прежде всего, относятся региональные тектонические. Они определяют расположение соляных структур, их морфологию и генезис. Сторонниками представлений о связи соляной тектоники с общетектоническими процессами являлись многие советские ученые: А.А. Богданов (1947); Н.М. Страхов (1947), Г.Д. Ажгирей (1956), Г.Е.-А. Айзенштадт (1959), Ю.А. Косыгин (1960) и др. Очевидность такой связи в настоящее время уже не вызывает сомнений.

Области проявления соляной тектоники разделяются (Косыгин, 1960) на 2 большие группы – платформенные и геосинклинальные. В первом случае преобладают куполовидные, а во втором – линейные соляные структуры. Н.Ф. Балуховский (1973), характеризуя соляную тектонику Днепровско-Донецкого прогиба, дополнительно выделяет третью – промежуточную группу – платформенно-геосинклинальную. Размещение и формирование соляных структур, кроме того, определяются такими общетектоническими факторами, как контуры вмещающих впадин, наличие разломов и их направление, характер структуры фундамента и подсолевых отложений, наличие надвигов и т. п. Специфика взаимоотношения соляной и региональной тектоники Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Припятской впадин хорошо показана в работах Г.Е.-А. Айзенштадта (1959), М.В. Чирвинской и др. (1966); В.В. Знаменского,

С.А. Погребинского (1966); Ю.М. Васильева и др. (1968, 1969); В.П. Аврова (1969); А.А. Голова (1969); С.А. Тхоржевского (1970); М.В. Горфункеля, Г.И. Слепаковой (1973); С.Г. Даумова и др. (1973); Д.В. Цветкова (1973); Р.З. Багаутдинова, В.С. Конищева (1973); Г.К. Бондарчука и др. (1973).

Значительное внимание исследователями уделено классификации соляных структур (Айзенштадт, 1959, 1964; Чирвинская, 1965; Бровар и др., 1971; Джумагалиев и др., 1973; Рабкин, 1976 и др.). При этом, прежде всего, учитывалось: принадлежность структур к той или иной тектонической зоне, их размеры, морфология, глубины залегания, возраст и время заложения, активность и т. п.

Все вышеотмеченное относится к вопросам внешней тектоники соли. Что же касается *внутренней соляной тектоники*, изучение которой приобретает практическое значение при поисках и разведке полезных ископаемых, связанных непосредственно с соленосной толщей, то ни само это понятие, ни специфика ее проявления не имеют четкого определения в литературе, а различными исследователями трактуются неоднозначно.

Ю.А. Косыгин (1958) под внутренней соляной тектоникой подразумевал *возникновение деформаций внутри соляной толщи в результате течения соли*. В.И. Китык (1970) понимал ее как *своеобразную деформацию внутри соляной толщи, которая проявляется в дисгармонической складчатости слагающих эту толщу отдельных слоев соляных пород*. Таким образом, оба автора, сформулировавшие понятие внутренней соляной тектоники, природу ее усматривают прежде всего в специфических свойствах солей, в их повышенной, по сравнению с другими породами, пластичности.

Однако преувеличение свойства пластичности, текучести солей нередко приводит к неприемлемым, на наш взгляд, выводам. Так, И.И. Халтурина (1968) утверждает, что калийно-магниевые соли в связи с их наибольшей «миграционной способностью» при проявлении соляной тектоники занимают наиболее высокие горизонты во внутренней структуре соляных ядер. А.Е. Ходьков и Г.Ю. Валуконис (1968) полагали, что уже на глубинах 1,5-3 тыс. м соляная порода становится подвижной, а глубже (5-10 тыс. м) «вполне вероятно плавление соляных минералов и образование флюидалных струй, поднимающихся вверх так же, как это имеет место со струями подземных вод. В верхних горизонтах соли охлаждаются и накапливаются, образуя вторичные залежи солей...» (с. 163).

По нашим представлениям, объективным критерием оценки степени проявления пластичности в галогенных толщах различных соленосных бассейнов могут служить следующие факторы: сохранность первичных текстурно-структурных признаков пород и минералов, характер внутренней складчатости, будинаж и наличие разрывных нарушений.

Прежде чем перейти к рассмотрению каждого из этих факторов в отдельности приведем результаты статистического анализа степени эпигенетической нарушенности сезонных слоев и многолетних прослоев ангидрита в галогенной толще Эльтонской и Баскунчакской структур.

Разрез по каждой скважине ниже соляного зеркала разделялся на 2 основные группы: А – отсутствие слоев и прослоев ангидрита или их единичные проявления; Б – наличие сезонных слоев ангидрита мощностью 1-2 мм, реже – пачек слоев до 1-2 см.

Группа Б подразделяется на подгруппы по следующим визуальным характеристикам ангидритовых слоев: 1 – прямолинейные, ненарушенные (отсутствие будинажа); 2 – прямолинейные, со слабым будинажом (до 50%)¹

Таблица 1

Результаты статистического анализа проявления микротектоники в соляном керне

Структуры	Распределение метража по подгруппам, %										
	А	Б									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Эльтон	11,3	20,4	20,0	15,5	17,2	2,0	4,5	0,7	5,1	2,3	1,0
Баскунчак	1,3	14,0	15,8	26,0	5,2	1,5	—	—	10,1	23,2	2,9

1.5.1. Первичные текстурно-структурные признаки пород и минералов

При описании Озинской и Гремучинской структур Прикаспийской впадины С. М. Кореневский и М. Л. Воронова (1966) отметили сохранение в соляной толще первичной слоистости и реликтов зонально-зернистой структуры минералов. Трудно переоценить значение этих факторов, особенно сохранения первичной сезонной слоистости для целей установления внутренней складчатости солянокупольных структур.

Рассматривая результаты статистического анализа (таблица), можно видеть, что часть разреза со значительно нарушенной, практически невозстановимой первичной слоистостью (подгруппы 5, 7 и 10) составляет соответственно 3,7 и 4,4%, т. е. весьма малую величину. По-видимому, аналогичные соотношения будут свойственны и другим солянокупольным массивам рассматриваемого региона. Об этом свидетельствует преимущественная выдержанность слоев ангидрита или сезонных прослоев каменной соли в шахтах Соль-Илецка и Индера, а также в керне скважин, пробуренных на структурах Прикаспия. Кроме упомянутых Озинской и Гремучинской структур, так называемая «лодочковая» каменная соль, характеризующаяся первичным зонально-зернистым (перистым) строением кристаллов галита, была установлена многими скважинами в разрезе галогенной толщи Эльтонского и Баскунчакского куполов (Свидзинский и др., 1977).

¹ При определении интенсивности проявления будинажа послойное удлинение оценивается в процентах как отношение суммарной длины межбужинных промежутков к суммарной длине бужин, в интервале прослоя по керну

Реликты зонально-зернистой структуры минералов и первичная слоистость пород не могли бы сохраниться в условиях высокопластичной среды при солянокупольном тектогенезе. Строгая приуроченность наиболее ярко выраженной «лодочковой» соли и шпатовой разности галита к определенным стратиграфическим интервалам, а не к элементам складчатости, подтверждает весьма умеренное проявление здесь текучести солей.

1.5.2. Внутренняя складчатость

Представление о всеобщей дисгармоничности в галогенных породах солянокупольных структур является весьма распространенным, однако оно до сих пор не подтверждено фактическим материалом. Комплекс методов и приёмов изучения галогенных образований солянокупольных массивов, разработанный в процессе поисково-разведочных исследований на Эльтоне (Свидзинский, Московский, 2008) позволил выяснить характер внутренней складчатости этого типичного купола Северного Прикаспия с достоверностью, обеспечивающей стадию предварительной разведки месторождения калийных солей. Характерной особенностью складчатости, является не дисгармоничное, а *подобное* её строение (Свидзинский, 1992). Галогенные образования на Эльтоне смяты в систему линейных складок, ориентированных в общем субпараллельно простиранию структуры (см. рис. 16, 17). При этом развиты в основном два вида складок: первые — узкие, изоклиналиные, зачастую опрокинутые, с параллельными или почти параллельными крыльями и осевыми плоскостями, наклоненными к югу и юго-западу (Улаганский участок) и западу (Северный участок), и вторые — широкие, прямые или слегка наклоненные. Амплитуда складок 800—1200 м, реже—1500—2000 м.

Кроме этих складок, которые мы условно относим к складкам первого порядка, прослежена дополнительная складчатость второго порядка, осложняющая преимущественно сводовые части антиклиналей, реже — мульды синклиналей и в единичных случаях — крылья лежащих складок. Амплитуда складчатости в основном составляет 300—500 м. Еще более мелкие складки, по-видимому, уже третьего порядка с амплитудой в десятки метров, осложняют в основном крылья складок первого и второго порядка. В южной части приведенного в качестве примера разреза по профилю II (см. рис. 18) прослежена система узких опрокинутых сильно пережатых складок с довольно крутыми крыльями, слегка наклоненными к юго-западу под углами 10—15°. Амплитуда этих складок 1000—1200 м. В крайней южной антиклинали присводовая часть имеет веерообразный облик за счет дополнительной складчатости: антиклиналь с амплитудой 80 м, осложнившая ее перевернутое крыло, и синклиналь с амплитудой около 300 м, развившаяся на своде. Рассматриваемая веерообразная антиклиналь в связи с пережатым основанием является типичной складкой «замыкания».

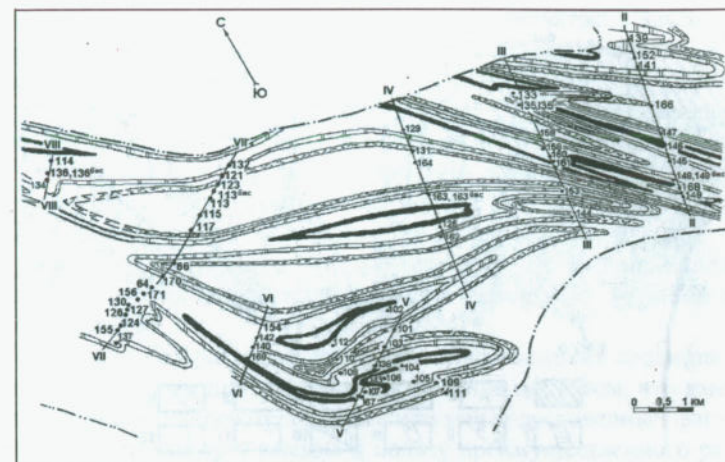


Рис.16. Литологическая карта Улаганского участка на срезе соляного зеркала (по Л.Н.Морозову, С.А.Свидзинскому). Условные обозначения: 1-3 — пласты: 1-второй продуктивный; 2-пятый маркирующий калиеносный; 3-«лодочковой» каменной соли; 4- граница сводовой части соляного массива по изогипсе соляного зеркала — 370м; 5-буровая скважина и её номер; 6-линии профилей поисково-разведочных скважин.(II-VIII)

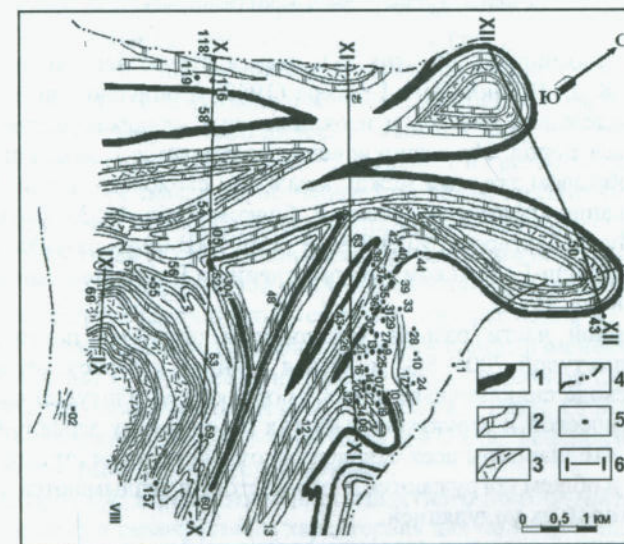


Рис.17. Литологическая карта Северного участка на срезе соляного зеркала (по Л.В. Аношину, С.А.Свидзинскому). Условные обозначения: 1-3-пласты: 1-второй продуктивный; 2-пятый маркирующий калиеносный; 3-«лодочковой» каменной соли; 4- граница сводовой части соляного массива по изогипсе соляного зеркала — 370м; 5-буровая скважина и её номер; 6-линии профилей поисково-разведочных скважин.

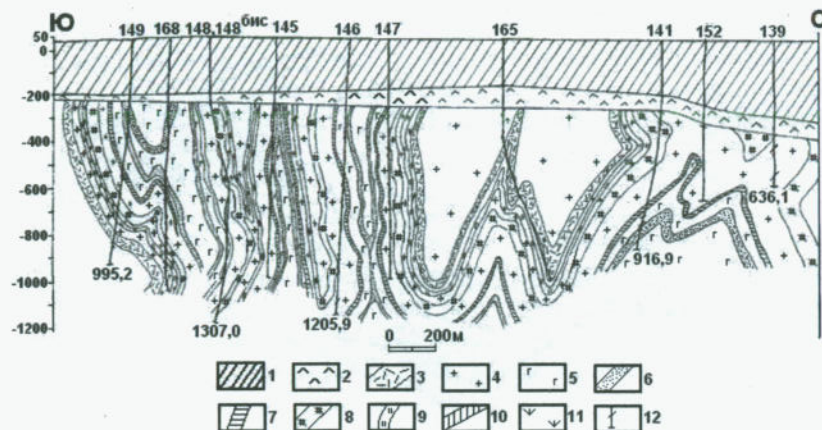


Рис.18. Улаганский участок. Геологический разрез по профилю II (по Л.В. Аношину, С.А.Свидзинскому). Условные обозначения: 1-образования надсолевого свода; 2-гипс-ангидритовые породы кепрока; 3-5-каменная соль; 3-«лодочковая», 4-слоистая сульфатсодержащая; 5- чистая бессульфатная; 6-10-калиеносные пласты; 6-7-второй и третий продуктивные; 8-10-пятый, шестой и седьмой маркирующие; 11- породы галопелит-ангидритового горизонта; 12-значения углов падения пород (зенитные).

Первое упоминание об этих складках в отечественной литературе встречается у К. Г. Войновского-Кригера (1948) и описано, как тупое выклинивание отдельных пластов в изоклинальных складках метаморфического комплекса пород. Их возникновение связывается с раздавливанием, срезанием и обрывом зажатых между крыльями сводовых частей. В солях складки замыкания впервые выделены Р. Болком (Balk, 1953). Позднее они описаны В. Мюэльбергером (Muehlberger, 1960). Широко развиты складки замыкания на Калуш-Голыньском месторождении в Восточном Прикарпатье (Джиноридзе и др., 1972).

В северной части разреза установлены широкие, почти прямые складки с амплитудой 700—800 м. Самая крайняя к северу антиклиналь осложнена в своде синклиналью второго порядка с амплитудой около 300 м. На литологической и структурной картах по соляному зеркалу (см. рис 16, 19) видно, что шарниры всех складок, не отличающихся строгой прямолинейностью, в общем погружаются к юго-востоку и воздымаются к северо-западу с некоторой их ундуляцией.

Аналогичный характер строения складок зафиксирован и на Северном участке Эльтонского месторождения (см. рис. 20).

Опыт работ на Эльтоне был в полной мере использован при проведении поисковых работ на Баскунчакском куполе. Здесь вкрест простирания Северного участка (см. рис. 21) пройден профиль глубоких скважин. В разрезе по профилю (см. рис. 22) установлено развитие весьма крутой склад-

чатости, характер которой аналогичен в общем складчатости Эльтонского купола. Амплитуды складок первого, второго и третьего порядков составляют соответственно 1200 м, 200—350 м и 50—100 м.

В приведенных разрезах по Индеру и Сатимоле (Деревягин и др., 1981, с. 286, 297) также фиксируется преимущественно подобная, а не дисгармоничная складчатость. Характерно, что элементы дисгармоничности появляются на тех участках разрезом, которые не обеспечены фактическим материалом и отображают общие представления авторов.

В разрезах по Челкару, которые выполнены на основе кернометрических замеров, отображается весьма четко и однозначно подобная складчатость (см. рис. 23).

Изучение литературных источников, касающихся специфики структурных условий галогенных формаций, убедило нас в том, что имеющийся в распоряжении исследователей более или менее достоверный фактический материал свидетельствует именно в пользу преимущественного развития в галогенных комплексах подобной складчатости. Еще в 1936 г., анализируя опыт немецких геологов, В. А. Сельский отметил, что «внутренняя структура соляных отложений стала хорошо известна благодаря подземным выработкам калийных солей.

В большинстве случаев можно наблюдать интенсивную складчатость часто изоклинального типа, которая представляет многократный изгиб одного и того же пласта. Ввиду того, что один и тот же пласт получает не только изогнутые, но и уменьшение мощности, получается впечатление, что мы имеем дело с альпийским типом складчатости» (с. 39). Группа авторов (Джиноридзе и др., 1972), изучавших тектонические условия Калуш-Голыньского месторождения в Восточном Прикарпатье, указывает на развитие здесь подобной складчатости, хотя складки и образованы породами различных физических свойств: каменной солью, соленосной глиной, каинитовой, полигалитовой и т. п. Т. А. Ошакпаев (1974), основываясь на изучении внутреннего строения соляных куполов центральной части/Прикаспийской впадины, также отмечает подобную складчатость/в соляных породах. Одна из особенностей подобных складок, заключающаяся в закономерном изменении мощностей отдельных слоев (уменьшение на крыльях и увеличение в сводовых частях антиклиналей), описана в работах А. А. Иванова (1965), С. М. Корневского и М. Л. Вороновой (1966), Б. М. Голубева (1972), Э. Гоффрихтера (Hofrichter, 1968) и некоторых других исследователей.

На примере хорошо изученного шахтного поля рудника Граф Мольтке (Германия) устанавливается характерная для подобной складчатости закономерность в изменении разреза соляной толщи относительно различных частей складок (Seidl, 1914; Атрашкевич и др., 1952). Менее пластичные породы (ангидриты, соляные глины) обычно значительно увеличивают свою мощность в синклинальных частях складок, утоняются на крыльях и отсутствуют в сводах антиклиналей. В сводовых частях утоняется также и карналлитовый стассфуртский горизонт.

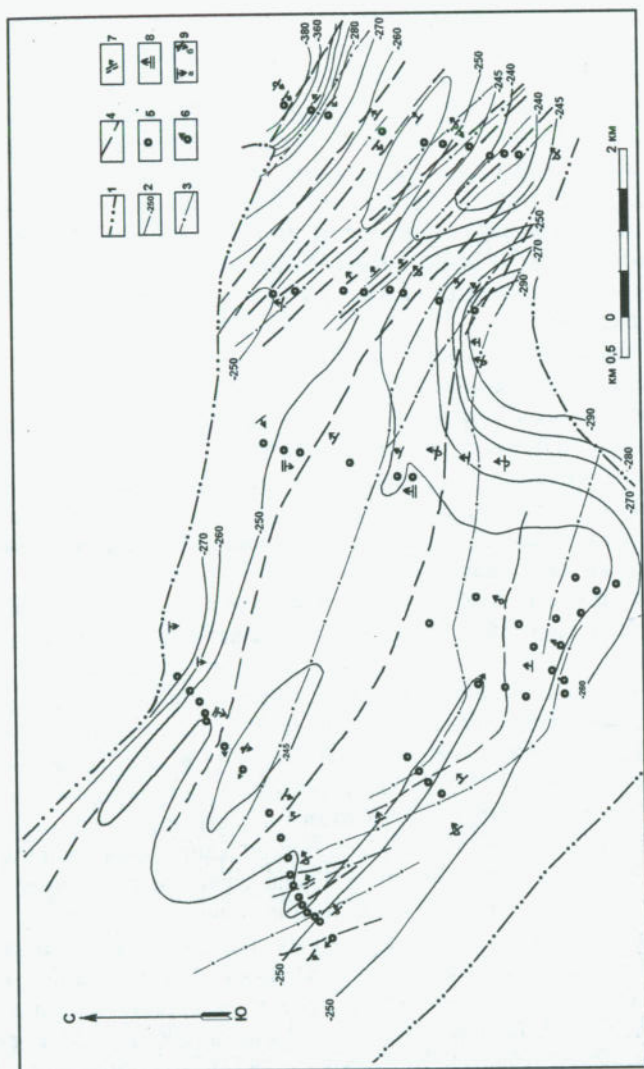


Рис.19.Эльтонское месторождение. Улаганский участок. Структурная карта соляного зеркала (по Л.Н.Морозову, С.А.Свидзинскому). Условные обозначения: 1 — граница сводовой части соляного массива по изогипсе соляного зеркала -370 м; 2 — изогипсы по соляному зеркалу; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей; 5 — буровая скважина; 6 — 9 — элементы залегания пород: 6 — установленные кернометрией, 7 — определенные графически по трем точкам, 8 — установленные графически при перпендикулярном пересечении слоистости значительно искривленной скважиной, 9 — предполагаемые по общегеологическим предпосылкам (а — нормальное и б — опрокинутое залегание).

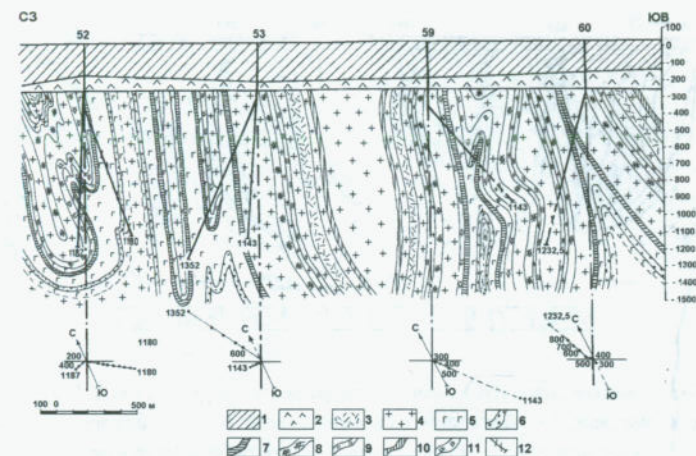


Рис.20 Северный участок. Геологический разрез по профилю X (по Л.В.Аношину, Л.Н.Морозову). Юго-Восточная часть профиля. Условные обозначения: 1 — образования надсолевого свода; 2 — гипс-ангидритовые породы кепрока; 3 — 5 — каменная соль: 3 — лодочковая, 4 — слоистая сульфатсодержащая, 5 — чистая бессульфатная (галитит); 6 — 10 — калиеносные пласты: 6, 7 — второй и третий продуктивные, 8 — 10 — пятый, шестой и седьмой маркирующие; 11 — породы галопелит-ангидритового горизонта; 12 — значение углов падения пород (зенитное).

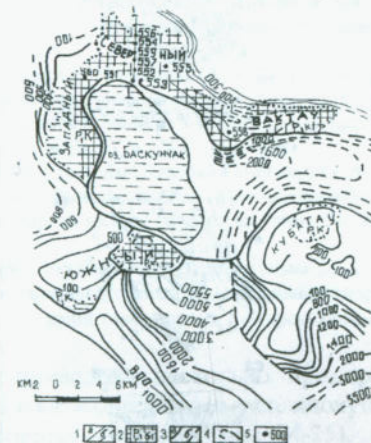


Рис. 21. Баскунчакская структура. Схематическая тектоническая карта (по В.П. Бордюгову, А.П. Панову). Условные обозначения: 1 — изогипсы по кровле кепрока: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — выход пород кепрока на дневную поверхность; 3 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — положительные формы рельефа, образованные доломит-ангидритовыми слоями соляного массива; 5 — буровая скважина и ее номер.

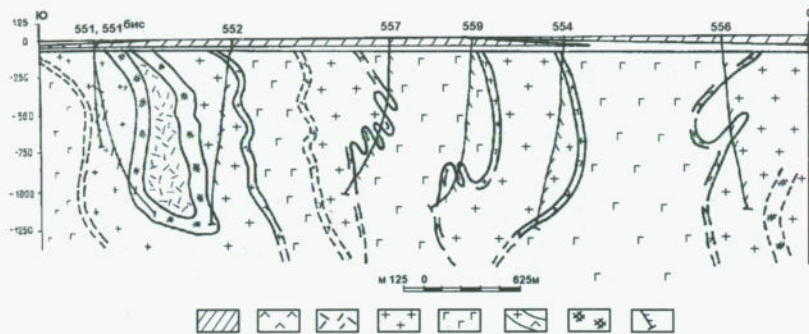


Рис.22. Баскунчакская структура. Геологический разрез по профилю I (по Л. В. Аношину).
Условные обозначения: 1—образования надсолевого свода; 2—гипс-ангидритовые породы кепрока; 3—5—каменная соль: 3—«лодочковая», 4—слоистая сульфатсодержащая; 5—чистая бессульфатная (галитит); 6—галит-ангидритовая порода; 7—калиеносный маркирующий пласт; 8—значение углов падения пород (зенитное).

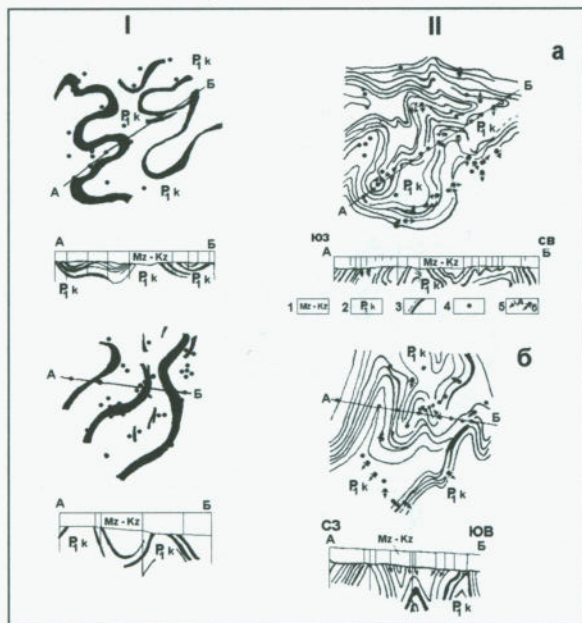


Рис. 23. Челкарская структура (а — 4-й участок; б — 5-й участок). Схематическая геологическая карта соляного зеркала и геологический разрез (I — Выполнен до применения кернометрии; II — по ее результатам. Казанцев М.И., 1966).
Условные обозначения: 1 — образования надсолевого свода и кепрока; 2 — каменная соль; 3 — пласты калийных и калийно-магневых солей; 4 — скважины; 5 — элементы залегания пород по данным кернометрии: а — в плане; б — в разрезе.

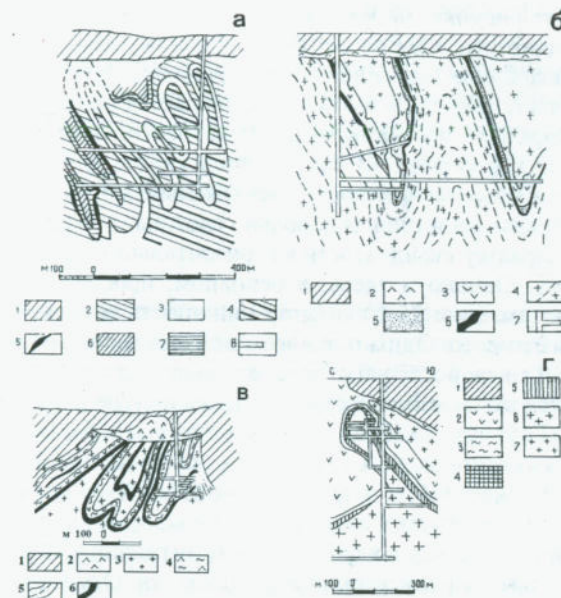


Рис. 24. Геологический разрез соляных структур:
а) Генигсене (Северная Германия) (В.А. Сельский, 1936). Условные обозначения: 1—образования надсолевого свода и кепрока; 2—верхняя молодая соль; 3— молодая соль с глиной; 4— нижняя молодая соль; 5— серая глина с солью; 6— каменная соль; 7— старая соль; 8— горная выработка.
б) Штейнфурд (Северная Германия) (А.А. Иванов, М.Л. Воронова, 1972). Условные обозначения: 1—образования надсолевого свода; 2—гипс-ангидритовые породы кепрока; 3— «главный ангидрит»; 4— каменная соль; 5— серая соленосная глина; 6— калийные соли; 7— горная выработка.
в) антиклинали Хильдесхайм (Южный Ганновер) (А.А. Иванов, 1953). Условные обозначения: 1—образования надсолевого свода; 2—гипс-ангидритовые породы кепрока; 3— каменная соль; 4— «главный ангидрит» и серая соленосная глина; 5— красная соленосная глина; 6— калийные соли.
г) Стассфуртской антиклинали у Весторегельна (А.А. Иванов, 1953). Условные обозначения: 1—образования надсолевого свода; 2—«главный ангидрит», 3— соленосная глина; 4— карналлитовая порода; 5— каинитовая порода; 6— древняя каменная соль; 7— молодая каменная соль

Ниже приведено несколько примеров, отображающих подобную складчатость в антиклинальных и солянокупольных структурах, изученных с помощью горных выработок (рис. 24-25).

Интересный материал о специфике внутренней складчатости солянокупольных массивов побережья Мексиканского залива содержится в работах многих американских исследователей (Balk, 1949, 1953; Muehlberger, 1959, 1968; Hoy, Foote, O'Neill, 1962; Kupfer, 1962, 1968; Muehlberger, Clabaugh, Hightower, 1962). Этот материал основан на результатах картирования в горных выработках следедобывающих предприятий (рудников). Так, Болк (Balk, 1949), изучавший внутреннюю структуру соляного купола Гранд

Салин, приводит рисунки, на которых отображается четкая изоклиальная подобная складчатость, а также согласная с напластованием субвертикальная ориентировка будин («ангидритовые карандаши»). Описывая структуру соли, он отмечает, что слоистость ее наблюдается на всех вертикальных стенках однообразной последовательностью белых и серых полос почти в вертикальном положении. В противоположность однообразному ряду параллельных слоев каменной соли на вертикальных стенках потолка камер и квершлагов показывают иногда довольно сложный узор складчатости. Соответственно, характер складчатости в горизонтальном сечении имеет более сложную форму. Однако и здесь, в основном, прослеживается подобная форма складок (см. рис. 25 б). Дисгармоничность в складчатых соляных структурах имеет место. Однако, по всем признакам, ее проявление крайне незначительно и ей свойственна определенная структурная приуроченность. Для Верхнекамского бассейна, например, такая приуроченность выражается в следующем (Голубев, 1972; Иванов, Воронова, 1975). В синклиналиях частях пологих складок соляные породы в основном характеризуются линейно-слоистой текстурой, а в ядрах антиклиналей — сложноскладчатым дисгармоничным строением. Сезонные и годовые прослои в синклиналиях залегают спокойно, тогда как в ядрах смежных антиклиналей они интенсивно дислоцированы в мелкие дисгармоничные складки. Отмеченная закономерность, по-видимому, свойственна и солянокупольным структурам.

Преимущественное развитие в соляных массивах подобной, а не дисгармоничной складчатости обуславливает несомненно существующую здесь закономерность структурного и стратиграфического характера.

Еще в 1937 г. П. И. Преображенский указывал на несоответствие привычных представлений о проявлении пластичности солей при тектогенезе и постоянства слоистости каменной соли Соль-Илецка. В последующие годы это положение подтвердилось для многих объектов Прикаспийской впадины. О строго определенной стратиграфической приуроченности калиеносных интервалов и так называемого «главного ангидрита» в соляном массиве Индерского купола свидетельствуют С. С. Коробов (1960); Н. К. Воробьев, М. Диаров, К. Тухфатов (1962); С. М. Кореневский, М. Л. Воронова (1966). На сохранение общей седиментационной последовательности галогенной толщи Индера и Челкара указывают А. Ф. Горбов (1973) и Т. А. Ошакпаев (1974).

Аналогичные сведения имеются и по другим регионам. Ю. И. Ветровым (1974) было отмечено, что в противовес существующему мнению о хаотически перемешанных породах соляной толщи в куполах Днепровско-Донецкой впадины, по данным более детальных исследований, выполненных на Роменской структуре, установлено «плоскопараллельное» расположение прослоев даже несоляных пород, сохраняющих первичную слоистость; углы падения при этом изменяются закономерно, а не хаотически.

Анализ данных по разведке соляных куполов Северной Германии с помощью подземных горных выработок позволил В. А. Сельскому еще в 1936 г. отметить следующую закономерность их строения: «Внутренняя структура отличается большой сложностью, но детальное изучение дает воз-

можность определенно коррелировать стратиграфическую структуру куполов со спокойно залегающей пермской солью. Калиевые отложения спокойно залегающей соли в соляных куполах сложены во всевозможные фантастические складки, но стратиграфическая последовательность пород может быть доказана во всех случаях» (с. 34). Резюмируя мнение многих немецких геологов, М. П. Фивег (1967) указывает, что даже в условиях интенсивной складчатости ни одна порода галогенной толщи не теряет своего стратиграфического положения.

1.5.3. Будинаж

Впервые явление тектонического разлинзовывания первоначально единого геологического тела было названо будинажом в 1909 г. М. Лозе (Милеев, 1974). С точки зрения В. В. Белоусова (1948), будинаж является следствием неравномерного распределения напряжений в слое, подвергшемся разлинзовыванию. В. Н. Данилович (1949) ввел понятие о жестких слоях, т. е. таких, «вещество которых практически неспособно течь, когда вмещающая их среда находится в состоянии течения...» (с. 565). По его представлениям, разделяемым Ю. А. Косыгиным (1958), в результате растяжения при складкообразовании жесткие слои разделяются на блоки посредством трещин скалывания и трещин растяжения. Этот механизм обуславливает удлинение слоя, не способного к пластическому вытягиванию.

Проявление будинажа в галогенных толщах впервые отметил Е. Фульда (Fulda, 1929). Он доказал, что среди соляных пород рвутся и брекчируются лишь доломит-ангидритовые породы и мергели. Вмещающая же соль обтекает разорванные обломки без нарушения сплошности слоев.

Обобщая опыт изучения будинажа в галогенных образованиях, А. А. Иванов (1953) указывает, что дроблению и брекчированию подвергаются слои глинистых, песчано-глинистых, глинисто-карбонатных и ангидритовых пород, заключенных в дислоцированной толще каменной соли, а также прослои сильвинитов, каменной соли и глинистых пород, располагающихся в карналлитовой толще. Так называемые «внутриформационные тектонические брекчии», являющиеся следствием проявления будинажа, широко известны в галогенных формациях. Они наблюдаются в Солотвино, в Предкарпатье и на Верхней Каме, в соляных куполах Днепровско-Донецкой впадины и Северного Прикаспия, в галогенной формации Рейнского грабена, в солянокупольных структурах Румынии, цехштейновых месторождениях и др. (Иванов, Левицкий, 1960; Иванов, Воронова, 1972; Кореневский, 1959; Кореневский, Воронова, 1966; Китык, 1970; Джиноридзе и др., 1973; Gorgey, 1914, Wagner, 1914, Wagner, 1916, 1955, Lotze, 1957 и др.).

Природа и специфика проявления будинажа в соляных образованиях позволяют полагать, что жесткие сезонные слойки и многолетние прослойки ангидрита, широко развитые в галогенных формациях, должны служить надежным индикатором степени проявления пластичности солей. Эти слойки

должны чутко реагировать на тектонические воздействия, возникающие при пластических перемещениях вмещающей соляной породы.

Рассматривая результаты статистического анализа степени эпигенетической нарушенности слоев и прослоев ангидрита (см. таблицу 1 в разделе 1.5, стр. 90) можно видеть, что на разрезы со значительным проявлением пластичности солей (подгруппы 4, 5, 7, 10) приходится из общего метража 20,9 (Эльтон) и 9,6% (Баскунчак); с умеренным проявлением пластичности (подгруппы 3, 9) — соответственно 17,8 и 49,2%; с незначительным (подгруппы 1, 2, 6, 8) — 50 и 39,9%.

Изучение кернового материала по структурам Индер, Челкар, Барханная, Сатимола и горных выработок Соль-Илецка, Индера, а также анализ первичного описания керна по всем разбуренным куполам Прикаспия убеждают нас в том, что степень проявления будинажа и микроскладчатости, установленная для Эльтона и Баскунчака, в общем характерна для большинства солянокупольных структур этого региона.

1.5.4. Дизъюнктивные дислокации

В связи с тем, что проявления разрывных нарушений существенным образом могут влиять на выбор методики изучения солянокупольных структур, мы пришли к выводу о необходимости рассмотреть этот вопрос.

Характеризуя Солотвинскую структуру, А. А. Иванов (1950) отмечал, что даже наиболее напряженные и резкие формы складок не сопровождаются здесь дизъюнктивными нарушениями. В правомочности этого мнения можно убедиться при посещении подземных выработок как Солотвино, так и Соль-Илецка и Индера. Единственное, что можно отнести к проявлению разрывной тектоники, это открытая послойная трещина, хорошо прослеживающаяся по контакту каменной соли и сильвинитового пласта в одной из выработок Индерской шахты. Подобная трещина описана А. А. Ивановым (Иванов, Воронова, 1972) для одного из рудников Делаварского месторождения калийных солей. В. И. Китык (1970) делает вывод, что нижней границей распространения сбросов в Днепровско-Донецкой впадине является подошва надсолевой толщи; в пределы соляного ядра сбросы не распространяются.

Многие зарубежные исследователи (Fulda, 1929, 1938; Balk, 1949; Muehlberger, 1959, 1960; Hoy, Foose, O'Neil, 1962; Atwater, 1968 и др.) со всей категоричностью отрицают присутствие разрывных нарушений в ядрах соляных куполов.

Существует у них, однако, и более осторожная точка зрения, которая принадлежит Дональду Купферу. Этот исследователь считает (Kupfer, 1968), что Р. Болк и В. Мюльбергер, доказав отсутствие сбросов и трещин во всех соляных горных выработках, пришли к ошибочному мнению, что нарушения вообще не имеют места, однако в большинстве выработок установлены участки с капежом, что подтверждает их взаимосвязь с открытыми трещинами. Кроме того, иногда можно наблюдать признаки закрытых трещин по крупным бесцветным кристаллам соли, расположенным подобно лайковой зоне. Таким образом, по мнению этого исследователя,

сбросы и трещины вполне реальны, но они относятся к типу «согласных с напластованием», величина смещения по ним неопределима.

Характеризуя Аванское брахиантклинальное месторождение каменной соли, А. Е. Атеев (1974) приводит на плане и в разрезе линии дизъюнктивных нарушений. Однако смещения слоев при этом он не показывает. Не можем мы безоговорочно принимать утверждения Х. Утебаева (1978) о том, что на отдельных структурах Прикаспийской впадины выявлены смещения, сдвиги соляных пластов и другие разрывные тектонические нарушения, так как эти сведения им не обосновываются.

Многочисленные разрывные нарушения показаны А. Е. Атеевым (1974) в разрезах и на структурной карте по Солотвинской брахиантклинали. При этом он отмечает, что в отдельных случаях горные выработки «вскрывают дизъюнктивные нарушения (разломы), к которым приурочено развитие карстовых полостей, обводненных за счет околосолевых и надсолевых вод» (с. 123). В противовес А. А. Иванову (1950), в пользу наличия дизъюнктивных дислокаций в Солотвино высказывается также С. М. Кореневский (1953), который полагает, что типичные сбросы среди соляных пород довольно редки; более широким распространением пользуются надвиговые явления, наблюдаемые, в частности, на Солотвинском месторождении: при дроблении «жестких» горизонтов (глины, ангидрит) «...последние срезают ряд соляных пластов и прослоев и с угловым несогласием налегают на срезанные ими соляные прослои» (с. 47).

Таким образом, имеющийся фактический материал свидетельствует в пользу незначительного развития в солянокупольных массивах разрывных нарушений (кроме, естественно, будинажа).

При проведении поисково-разведочных работ на Эльтонском и Баскунчакском куполах авторами рассматриваемому вопросу уделялось особое внимание, однако сколько-нибудь убедительных фактов в пользу дизъюнктивных дислокаций обнаружено не было. Исключительно с позиций пликативной тектоники увязываются геологические разрезы по профилям скважин также и на всех структурах Северного Прикаспия. Изучение текстурно-структурного облика галогенных пород, характера их внутренней складчатости и будинажа убеждает нас в сравнительно небольшом проявлении пластичности при солянокупольном тектогенезе. Следовательно, рассматривать внутреннюю соляную тектонику исключительно как результат пластических перемещений галогенных образований представляется неправомерным.

Мы разделяем мнение Е. И. Паталахи (1973) о том, что закономерности внутреннего строения «диапировых ядер» в принципе аналогичны закономерностям внутренней структуры линейных зон динамометаморфизма, развитых в существенно иных породах. О том, что умеренная пластичность свойственна всем без исключения породам в определенных термодинамических условиях, свидетельствуют выводы К. Г. Войновского-Кригера (1936), Е. И. Паталахи (К. Г. Войновский-Кригер, Е. И. Паталаха, 1968). Г. И. Этвотер (Atwater, 1968) отмечает, что устройство соляных складок напоминает складки течения, встречающиеся в сильно метаморфизованных известняках.

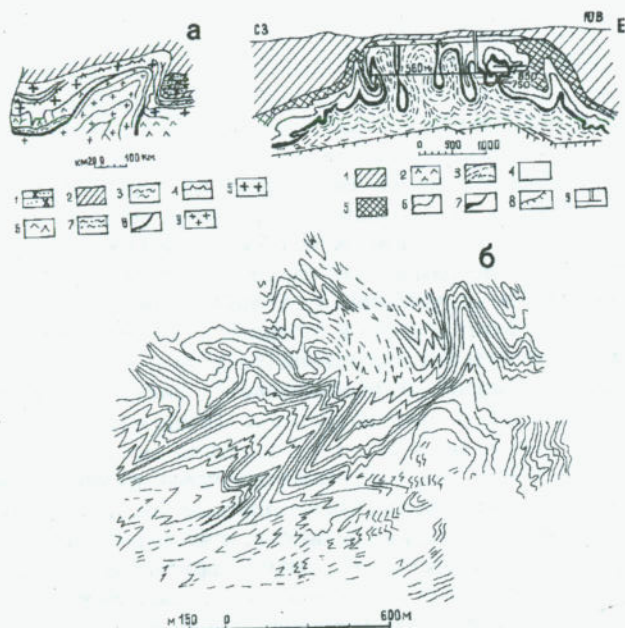


Рис. 25. Одна из типичных складок шахтного поля рудника:

а) Граф Мольтке у Шенебека (Германия, Seidl E., 1914). Условные обозначения: 1—пестрый песчаник; 2—верхний суглинок; 3—красная загипсованная глина; 4—средний ангидрит; 5—молодая каменная соль; 6—главный ангидрит; 7—серая засоленная глина; 8—карналлитовый горизонт; 9—древняя каменная соль.

б) Соляной купол Гранд Салин (США). Расшифровка структуры соли в шахте компании Мортон (Muehlberger W. R., 1959).

в) Геологический разрез соляного купола Бентер (Германия, Richter-Bernburg G., 1972). Условные обозначения: 1—образования надсолевого свода; 2—гипс-ангидритовые породы кепрока; 3—5—каменная соль цехштейна, горизонты: 3—нижний, 4—средний и 5—верхний; 6—калийный пласт «Ронненберг»; 7—калийный пласт «Стассфурт», соляная глина и главный ангидрит; 8—основание (цехштейн 2 и более древние формации); 9—горные выработки

Казалось бы, что само понятие «внутренняя соляная тектоника» после подобных выводов уже не имеет практического значения. Однако вследствие бесспорной специфичности солянокупольных областей и отдельных объектов этот термин целесообразно сохранить, понимая под ним не что иное, как *деформацию галогенных пород при тектогенезе*. Проявляется внутренняя соляная тектоника, прежде всего, через характер внутренней складчатости, а также посредством литологических изменений пород и будинажа.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА БИШОФИТОНОСТИ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННАЯ ОЦЕНКА ВЫЯВЛЕН- НЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Северо-Каспийский соленосный бассейн — регион широкого развития бишофитовых пород. Впервые они были обнаружены в составе галогенной толщи Озинской солянокупольной структуры при бурении поисковых скважин на калийные соли Нижне-Волжским геологическим управлением в 1937 — 1941 г.г. (Дорохов, 1940). Значительное распространение бишофитовых образований установлено на Челкарском, Индерском, Лебяжинском соляных куполах центральной части Прикаспийской впадины, на Эльтонском куполе — в западной ее части и на Акджарской структуре — на восточной окраине (Лобанова, 1958; Корневский, Воронова, 1966; Халтурина, 1968; Горбов, 1973; Диаров, 1974; Свидзинский, 1986). Однако все эти проявления представляли чисто теоретический интерес и не рассматривались исследователями в качестве признака возможного промышленного их значения.

Продуктивные залежи бишофитовых образований были выявлены в 80-е годы на территории так называемого Поволжского бишофитоносного бассейна. Последний располагается в Нижнем Поволжье в пределах нескольких крупных структурных элементов, различающихся своеобразием геологического строения:

- северо-западной прибортовой зоны Прикаспийской впадины;
- западного обрамления Прикаспийской впадины. Приволжская моноклиналь;
- северо-западного обрамления Прикаспийской впадины. Саратовское Заволжье.

2.1. Северо-западная прибортовая зона Прикаспийской впадины

Бишофитоносность этой территории устанавливается в связи с многочисленными фактами встречи бишофитовых образований как одиночными скважинами, так и скважинами, пройденными в пределах антиклинальных структур для целей обнаружения и изучения месторождений калийных солей и натриевой (каменной) соли.

Кроме одиночных скважин, использованных автором (Свидзинский, 1986) для корреляции сводных разрезов галогенных образований Эльтонского и Баскунчакского соляных куполов с разрезами соляной толщи Приволжской моноклинали (101 Демидовская, 263 Лободинская, 282 Морозовская, 4 Ушаковская), бишофитовые пласты выделяются Н. П. Гребенниковым и В. А. Ермаковым (1980) по каротажным данным еще в некоторых скважинах прибортовой зоны: Лободинская 264 (интервал 4340–4364 м), Александровско-Кисловская 7 (4368–4375 м), Александровско-Кисловская 8 (2246–2261, 2296–2330, 2492–2507 м), Гмелинская 3 (1950–2005 м).

Поисково-разведочными работами на каменную соль (Светлоярская и Красноармейская структуры) и калийные соли (Озинская структура) были обнаружены бишофитовые залежи, которые в условиях Светлоярской антиклинали изучены и оцениваются в качестве месторождения, а на двух остальных структурах рассматриваются как проявления.

Весьма интересные и перспективные проявления бишофитовых образований имеют место также в разрезе одиночных скважин, пробуренных нефтяными организациями Калмыкии в пределах территории Карасальской моноклинали.

2.1.1. Светлоярское месторождение

Светлоярское месторождение бишофита административно расположено на территории Светлоярского района Волгоградской области, в 3 км юго-юго-западнее пгт. Светлый Яр и в 7 км к юго-востоку от южной окраины г. Волгограда. Здесь же расположен действующий рассолопромысел по добыче каменной соли ОАО «Каустик».

Границы разведанной части Светлоярского месторождения бишофита не выходят за границы горного отвода месторождения каменной соли, составляющего 139,65 га. Географические координаты центра месторождения: - 48°27' с.ш.; 44°47' в.д.

Земельный отвод участка опытно-промышленной добычи бишофита составляет 3,5 га.

Рассматриваемый район характеризуется развитой инфраструктурой. Важнейшей воднотранспортной артерией района является р. Волга. Расстояние от промплощадки до ближайшей пристани составляет около 1,5 км. По территории месторождения в непосредственной близости от промплощадки, проходит магистральная автодорога Волгоград-Астрахань. В 3-х км севернее месторождения расположен судоходный Волго-Донской канал.

Энергообеспеченность участка высокая. Вдоль асфальтовой дороги Волгоград-Астрахань проложено несколько действующих ЛЭП, одна из которых является высоковольтной.

Источником водоснабжения для технических нужд служат подземные межпластовые высоконапорные воды альб-сеноманского комплекса, имеющего повсеместное распространение. Для хозяйственно-питьевых целей используются подземные воды аллювиально-делювиального горизонта 1 надпойменной террасы, эксплуатируемые одиночными водозаборами и скважинами. Первые сведения о наличии бишофитовой залежи на Светлоярском месторождении были получены при бурении разведочных скважин на каменную соль в 1965-1967 гг.

В последующие годы разведка бишофита проводилась одновременно с бурением эксплуатационных скважин на каменную соль; в итоге залежь вскрыта 29 скважинами, в том числе 3 из них пробурены специально для оценки бишофитовой залежи (№№ 1Б, 2Б и 3рб).

В 1973 году объединением «Нижневолжскнефть» была предпринята первая попытка утвердить запасы бишофита Светлоярского месторождения в ГКЗ СССР. К утверждению были представлены запасы по категории В+С₁, подсчитанные условно при содержании бишофита, равном 94%. Однако, в связи с недостаточной изученностью месторождения, представленные материалы были оценены экспертной комиссией как предварительные, а запасы сырой соли утверждены по категории С₂ в количестве 51,8 млн. т (протокол ГКЗ СССР № 6918 от 22.06.1973 г.). При этом было рекомендовано продолжить изучение месторождения с целью подготовки его к промышленному освоению.

Особенностью характеризуемого участка недр является то, что наряду с бишофитом в пределах Светлоярского солянокупольного поднятия выявлены и утверждены в 1967 г. значительные запасы каменной соли по категориям В+С₁, (протокол ГКЗ № 525). С 1970 года это месторождение эксплуатируется рассолопромыслом Госпредприятия «Каустик» (ныне ОАО «Каустик»). Дальнейшие геологоразведочные работы на бишофит заключались в бурении двух разведочно-эксплуатационных скважин в пределах горного отвода Светлоярского месторождения каменной соли и одной разведочной - за его пределами, а также в проведении геофизических исследований.

В 1986 г. в соответствии с программой работ по решению научно-технической проблемы «Разработка технологического процесса добычи хлормagneвых рассолов и выдача исходных данных для организации промышленного производства» был на месторождении построен и принят Государственной комиссией в эксплуатацию опытно-промышленный рассолопромысел для добычи хлормagneвых рассолов, располагающийся на площади 3,5 га в пределах горного отвода Светлоярского месторождения каменной соли. Первый в отечественной практике промышленный опыт создания подземной камеры, заложенной в мономинеральном бишофитовом пласте, показал практическую возможность отработки месторождения способом подземного растворения.

Опытно-промышленную добычу бишофита ОАО «Каустик» продолжает по скважине 1-Б на участке вне границ добычи каменной соли. В дальнейшем участок планируется расширить, сохранив при этом принцип разделения фронтов добычи бишофита и каменной соли. Всего добыто по состоянию на 01.01.2006 г. 53,3 тыс. рассола.

В 2006 г. ООО «Агрохимбезопасность» на договорных условиях осуществило анализ геологических материалов, подготовило ТЭО разведочных кондиций и подсчет запасов Светлоярского месторождения бишофита (отв. исполнитель А.И.Петрик) Запасы утвержденные ГКЗРоснедра в количестве 49,78 млн.т., в том числе по категориям В+С₁ 28,82 млн.т. и С₂ - 20,96 млн.т. (протокол № 1351 от 12.04.2007г.).

Светлоярское поднятие выявлено структурным бурением, проводившемся Волгоградской геологоразведочной конторой в 1960-1963 гг. на Светлоярской площади и сейсморазведочными работами, которые осуществ-

влялись здесь в 1961-1962 гг. Светлоярской сейсмической партией Волгоградской геофизической конторы

Согласно полученным результатам, Светлоярское поднятие вырисовывается в виде антиклинальной складки северо-восточного простирания. В кровле кунгурского яруса, по изогипсе - 1200 м ширина поднятия составляет 3-3,5 км, длина (в пределах изученной площади) - 5-5,5 км. Северо-западный и юго-восточный склоны довольно пологие: углы падения составляют 8-10°. Предположительно установлено наличие трех сбросовых нарушений, фиксируемых скважинами по надсолевым отложениям, без продолжения их в тело соляного массива.

Анализируя геологические разрезы, построенные по данным буровых работ, установлено, что выявленные в надсолевой толще дизъюнктивные нарушения, как и на многих других солянокупольных структур Северного Прикаспия, не трассируются в тело соляного массива. Будинированию же, т.е. разрыву сплошности с растягиванием будин по слою, обычно подвергнуты «жесткие» по отношению к вмещающей каменной соли слои ангидритовых, ангидрит-доломитовых горизонтов, слоев и даже маломощных (0,5-1 см) сезонных прослоек. В геологическом отчете по разведке Светлоярского месторождения каменной соли 1967 г. приведены многочисленные фотографии образцов керна соли, зафиксировавшие преимущественно не будинированную параллельную слоистость сезонных ангидритовых прослоек. Кроме этого, об умеренном проявлении здесь тектогенеза свидетельствует также практически повсеместное установление (перебурка) «жестких» базальных ангидрит-доломитовых пластов погожской и, особенно, антиповской ритмопачек (рис. 28, 29).

Светлоярское месторождение бишофита представлено единой бишофитовой залежью, стратиграфически приуроченной к погожской ритмопачке (У1) галогенной толщи кунгурского яруса нижней перми. Контакты с подстилающей и перекрывающей каменной солью довольно четкие.

Залежь имеет линзообразную антиклинальную форму, согласующуюся в общих чертах с антиклинальным строением соляного массива; мощность чистой бишофитовой залежи изменяется от 9-10 м (скв. 1з, 4з, 8з, 9з) до 110,5 м (скв. 3з). Максимальные мощности тяготеют к юго-восточной части месторождения (рис. 27) с постепенным уменьшением к крыльям соляного массива. Значительные мощности (24-46 м) отмечаются также в северо-западной части месторождения.

Кроме сокращения мощности залежи к крыльям соляного массива, имеет место также полное литолого-фациальное замещение в этих же направлениях бишофитовой породы на бишофит-карналлитовую (скв. 3р, 16з), карналлитовую (скв. 1р, 14з, 100) и даже на сильвинит (скв. 15з), что свидетельствует о более высоких отметках палеорельефа по периферии локального суббассейна бишофитообразования.

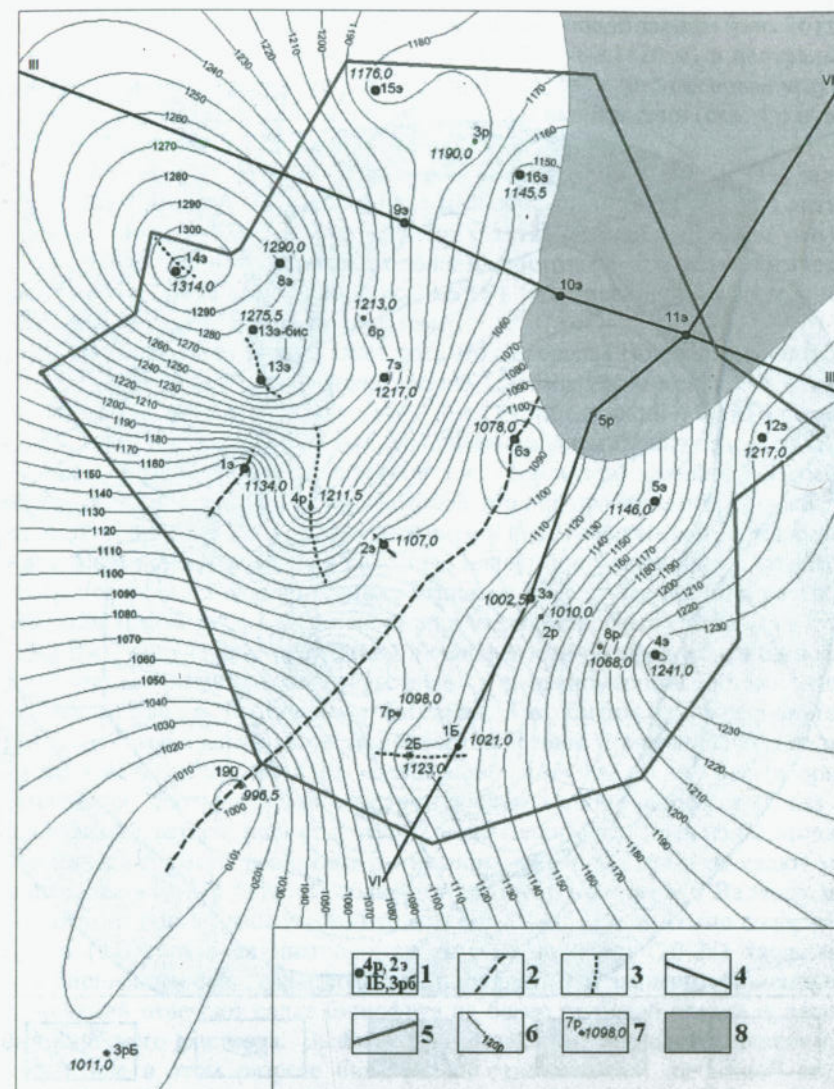


Рис. 26. Светлоярское месторождение. Структурная карта по подошве бишофитоносной залежи.

Условные обозначения:

1 - буровая скважина и её номер: р - разведочная, э - эксплуатационная на каменную соль, рБ - разведочная и Б - эксплуатационная на бишофит; 2 - оси антиклиналей; 3 - оси синклиналей; 4 - линии геологических разрезов, приведенных ниже (рис. 28, 29); 5 - граница горного отвода рассолопромысла по каменной соли; 6 - изогипсы по подошве залежи и их значения; 7 - глубины залегания подошвы бишофитоносного пласта по скважине; 8 - зона отсутствия (размыта) бишофитоносной залежи.

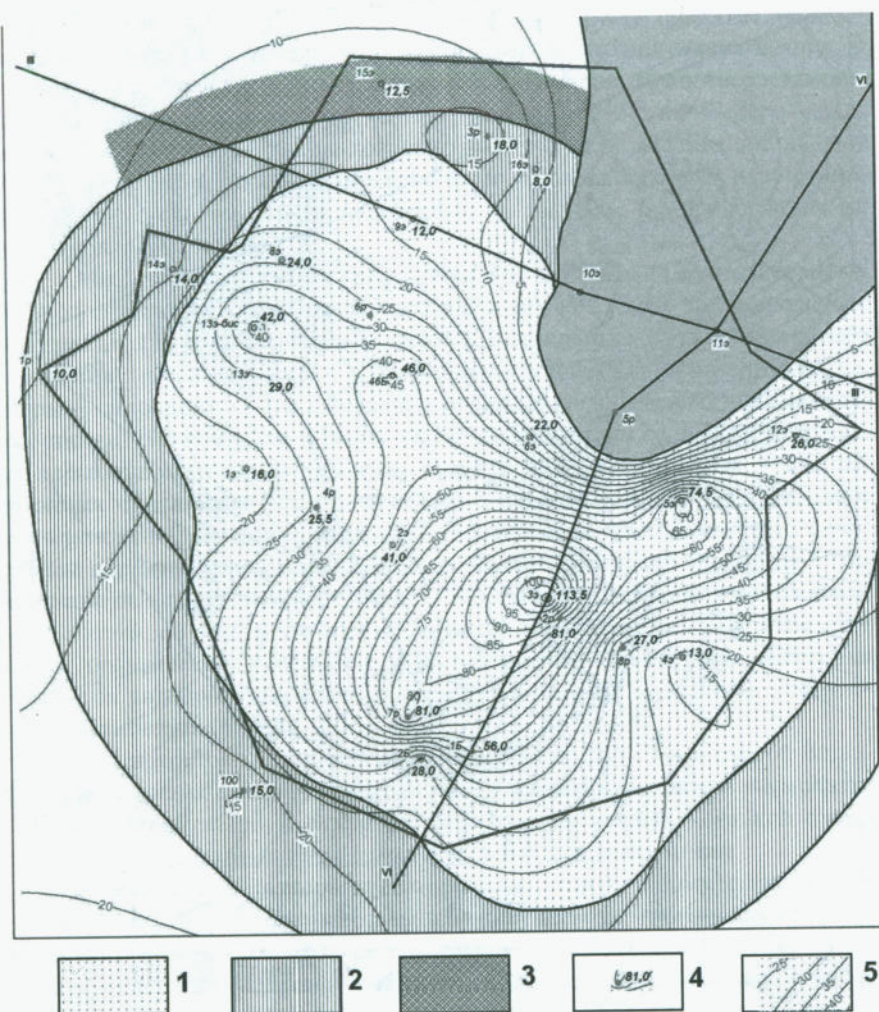


Рис.27. Светлоярское месторождение. Литолого-фациальная карта бишофитоносной залежи.
Условные обозначения:

1-3 — зоны развития типов пород в пределах бишофитоносного пласта 1 — бишофита, 2 — карналлита и карналлит-бишофита, 3 — сильвинита; 4 — мощность бишофитовой залежи по скважине, м.; 5 — изолинии равных мощностей бишофитовой залежи, м.
Остальные условные обозначения см на рис. 26.

На структурной карте по подошве бишофитовой залежи (рис. 26) прослеживается наиболее высокое ее положение (1080-1120 м) в центральной части соляного массива (скв. 7р, 1Б, 2Б, 2э, 3э, 6э) с постепенным углублением к периферии: до 1241 м в юго-восточном направлении (скв. 4э) и до 1314 м - в северо-западном (скв. 14э).

В северо-восточной части месторождения (скв. 5р, 10 и 11э) залежь отсутствует аналогично верхней части погожской и нижней части антиповской ритмопачек. Характерно, что этот участок отличается резким углублением кровли соляного массива, хорошо иллюстрируемым на геологических разрезах по профилю VI и III (рис.28 и 29). Это явление объясняется нами постдиагенетическим палеоразмывом.

В завершение следует отметить, что в пределах Поволжского бишофитоносного бассейна бишофитовая залежь Светлоярского месторождения отличается самым высоким качеством. Так, Г.А.Московский и О.П.Гончаренко (1989, 2004), на основе изучения геохимической обстановки соленакопления методом термобарометрии, отмечают: «... погожский калийный бассейн в своем развитии достигал бишофитовой стадии практически на всей площади прибортовой зоны и примыкающей к ней Приволжской моноклинали. Кристаллизация бишофита в бассейне шла из поступающих в него эвтонических рассолов ... концентрация магния по мере сгущения этих растворов достигла 100-120 г/л, а калия на стадии садки бишофита составляла только 1,5-2 г/л... полученные результаты в особенности распределения бишофита в изученных разрезах свидетельствуют о неравномерном составе эвтонических растворов по площади бассейна. Так, бишофиты Краснокутской площади северо-западной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины по данным исследования в них содержания брома и величины бромхлорного отношения, соответствуют середине стадии садки бишофита. Тогда как бишофиты Светлоярской структуры... кристаллизывались из остаточных, эвтонических растворов, соответствующих конечным стадиям садки этого минерала...» (с. 87). Об этом же свидетельствуют выводы М.Г.Валяшко и др. (1976) с позиций классической геохимии: «Наиболее высокие содержания брома (0,8%) и величины бромхлорных отношений (20-24) характерны для бишофитов скв. 3 Светлоярской площади. Эти значения бромхлорных отношений отвечают садке бишофита на более глубокой стадии испарения эвтонического раствора. Высокие значения бромхлорных отношений... и отсутствие в этом разрезе бишофитов, отвечающих... начальной стадии садки бишофита, позволяют говорить о кристаллизации этого бишофита из каких-то остаточных конечных эвтонических растворов, более обогащенных бромом, т.е. из эвтонических растворов, выделивших бишофит начальных стадий в каких-то промежуточных бассейнах. Возможно, что Светлоярская площадь представляла наиболее погруженную область и являлась бассейном сбора конечных фаз эвтонических рассолов» (с. 47).

Резюмируя вышеизложенное и анализируя результаты бурения скважин в пределах Светлоярского месторождения, а также скважины 3 рб, пройденной в 700 м юго-западнее, можно обосновать следующие выводы:

- бишофитовая залежь Светлоярского месторождения, в связи с конечной стадией накопления здесь этого минерала, представляется наиболее устойчивой по минеральному составу и высокому качеству в сравнении с остальными месторождениями Поволжского бишофитоносного бассейна;

- локальный суббассейн бишофитообразования в границах Светлоярского месторождения располагался практически в пределах горного отвода ОАО «Каустик» под эксплуатацию каменной соли;

- юго-западнее (скважина 3 рб) располагался соседствующий локальный суббассейн, где отлагалась в основном карналлитовая порода и, в меньшей степени, бишофит начальных стадий кристаллизации; отсюда, по всей видимости, в Светлоярский суббассейн поступали уже подготовленные бишофитовые рассолы конечных стадий концентрации.

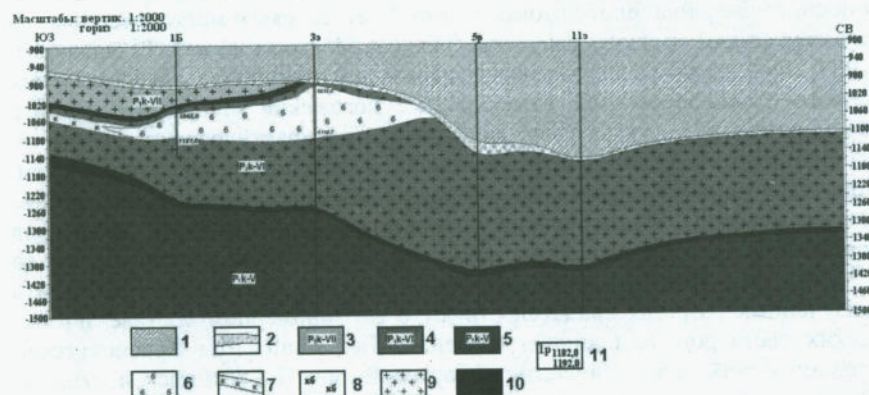


Рис. 28. Светлоярское месторождение. Геологический разрез по профилю VI.
Условные обозначения:

1 – надсолевые отложения; 2 – гипс-ангидритовые породы кепрока; 3 – 5 – ритмопачки галогенной толщи: 3 – антиповская (VII), 4 – погожская (VI), 5 – луговская (V); 6 – 10 – породы: 6 – бишофитовая, 7 – карналлитовая, 8 – карналлит-бишофитовая, 9 – галитовая (каменная соль) 10 – гипс-ангидритовая; 11 – стволы скважин и рудные интервалы.

Современные параметры продуктивной залежи рассматриваемого месторождения (литолого-фациальный состав, качественная характеристика, морфология тела полезного ископаемого) большинство исследователей рассматривает в основном с позиций сингенеза и диагенеза. Линзообразная форма залежи, равно как и других на всей территории Приволжской моноклинали, где отсутствует тектогенез, приобретена в условиях локального углубления ложа погожского калийно-магниевого седиментационного бассейна. В пользу этого свидетельствует наличие карналлитовых слоёв в кровле и подошве залежи и, особенно, замещение бишофита карналлитом и даже сильвинитом по периферии самой линзы т.е. на более мелких участках локального бассейна седиментации (рис. 27).

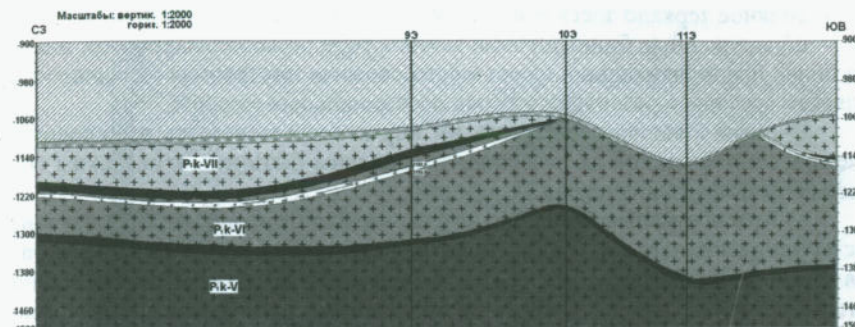


Рис. 29. Светлоярское месторождение. Геологический разрез по профилю III. Условные обозначения см. рис. 28.

При тектогенезе, в процессе формирования Светлоярской структуры, бишофитовая залежь приобрела современную антиклинальную форму. Естественным в таком случае является некоторое увеличение мощности бишофита в апикальной части складки за счет ее уменьшения - на крыльях.

Вопрос о том, где искать причину отсутствия в разрезе Светлоярского соляного массива галогенных образований верхних горизонтов антиповской, а также целиком пигаревской, долинной и ерусланской ритмопачек: то ли в их размыве при достижении массивом зоны гипергенеза, то ли в их неотложении вообще, является спорным. Более правдоподобной, более обоснованной представляется вторая точка зрения. Действительно, Светлоярская структура не является по сути своей классическим куполом, достигшим зоны гипергенеза и «сбросившим» размытую свою часть в расположенное рядом озеро или т.н. компенсационную впадину (пример Эльтона, Баскунчака, Индера, Челкара и многих сотен куполов Прикаспийской впадины). Светлоярская структура сравнительно глубоко погружена, а кепрок в верхней части соляного массива, по всей видимости, является кепроком первичным, образовавшимся в регрессивную стадию затухания процессов галогенеза на данной территории.

2.1.2. Красноармейская структура (проявление)

Красноармейская солянокупольная структура расположена у южных окраин г. Волгограда в 15 км к западу от Светлоярского месторождения на правом берегу Волги. Здесь, для удовлетворения нужд в каменной соли Волгоградского химкомбината, было пробурено 5 скважин. Двумя скважинами обнаружены бишофитовые залежи (рис. 30) в интервалах 1129-1153 м, 1289-1315 м (скв. 6) и 1085-1171 м (скв. 7); остальными тремя близко расположенными скважинами (5, 8, 9) бишофитовая порода не обнаружена. Керна по бишофитовым образованиям не подняты, интервалы калие-магниеносных пород определены по данным радиоактивного каротажа.

Имеющийся фактический материал по Красноармейской структуре позволяет сделать следующие выводы:

- соляное зеркало здесь расположено на глубинах 1000-1100 м;
- обнаруженные бишофитовые залежи либо резко невыдержаны, либо, что более предпочтительно, имеет место сложная внутренняя складчатость соляного массива с развитием крутых изоклиальных складок.

В связи с вышеотмеченным, ни нормальная мощность выявленных залежей, ни площадное их развитие установлены быть не могут. Таким образом, определяются следующие выводы:

а) Красноармейская соляная структура бишофитоносна; б) ее изученность приравнивается к стадии поисков; в) разведочные работы по установлению площадного развития продуктивных горизонтов и определению запасов полезного ископаемого по промышленным категориям чрезвычайно сложны и высокзатратны что не позволяет в настоящее время рассматривать этот объект в качестве перспективного для создания бишофитового рассолопромысла.

2.1.3. Озинская структура (проявление)

В северной прибортовой зоне Прикаспийской впадины в районе ж.д.ст. Озинки (Саратовская область) еще в довоенные годы были выявлены шесть соляных антиклинальных структур. В.Я.Дороховым (1940) они объединены в три обособленные пары: Чалыкла-Беленький, Озинки-Марков, Слепой-Гремучий. Длинные оси этих пар-структур лежат на одной линии и ориентированы с северо-запада на юго-восток, т.е. субпараллельно северному борту впадины.

Геологическое строение Озинской структуры рассматривается С.М.Кореневским (Кореневский, Воронова, 1966) и, в необходимой для наших целей и задач полноте, заимствовано из этой работы. Соляное зеркало в апикальной части Озинской структуры (рис. 31) располагается на глубинах 210-340 м; складчатость галогенных образований соляного массива вполне обоснованно отображается в виде спокойной пликативной.

Скважиной 8 пласты карналлит-бишофитовой породы встречены в интервалах 234-253,2 и 345,7-352,6 м. Верхний пласт сложен неяснослоистой и пятнистой оранжево-красной карналлит-бишофитовой и бишофитовой породами, причем в верхней его половине содержится 30-50% галита, а также присутствуют карналлит и бишофит; нижняя половина верхнего пласта представлена преимущественно бишофитовой породой ($MgCl_2$ - 26-39%). Нижний пласт целиком сложен бишофитовой породой ($MgCl_2$ - 27.5-35.6%); в подошве пласта до глубины 356,7 м залегает слой каменной соли с примесью бишофита ($MgCl_2$ - 5,9-13,4%).

Скважиной 17 пласты карналлит-бишофитовой породы зафиксированы в интервалах 219,7-223,9 и 313,9-322 м. Порода красного цвета, содержит включения, прослойки, гнезда ангидрита и зеленовато-бурого галопелита.

Скважинами 4 и 5 также встречены рассматриваемые бишофитоносные пласты, однако четких сведений об их мощности и составе мы не находим, что, по-видимому, связано с ограниченностью подъема керна и отсутствием четких коротажных характеристик разрезов по скважинам.

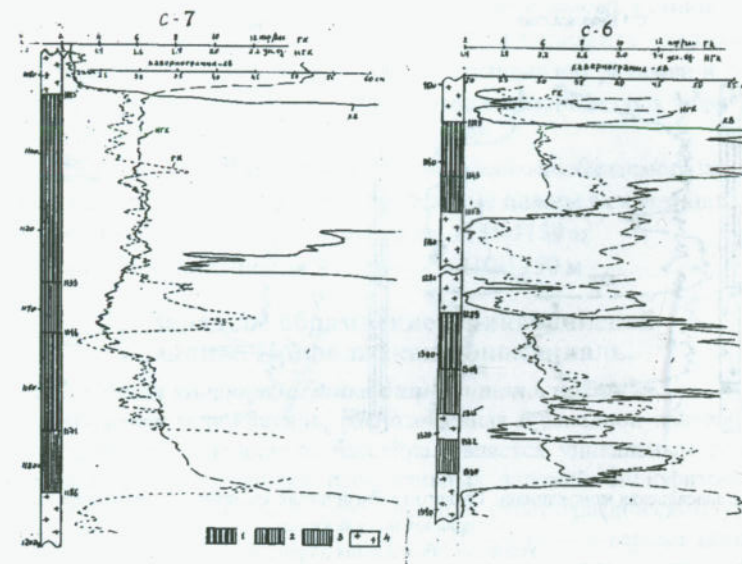


Рис.30. Красноармейская структура. Геолого-геофизическая характеристика бишофитовых интервалов по скважинам.

1-4 – породы: 1 – бишофитовая, 2 – карналлит-бишофитовая, 3 – карналлитовая, 4 – каменная соль.

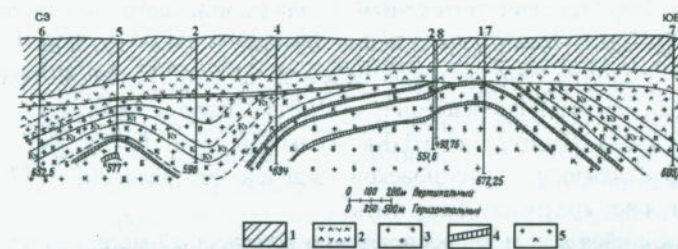


Рис. 31. Продольный геологический разрез через Озинскую структуру (Кореневский, Воронова, 1966).

1 – терригенные и хемогенные породы надсолевого свода; 2 – гипс-ангидритовые образования кепрока; 3 – каменная соль; 4 – бишофитовая залежь; 5 – ангидрит-галитовая порода. Минеральные примеси – п – полигалита, кз – кизерита, к – карналлита, б – бишофита.

Учитывая сравнительно малую мощность бишофитоносных пластов, их состав и качество, характер складчатости, а также наличие по соседству бишофитоносного Краснокутского участка со спокойным моноклинальным залеганием бишофитовых залежей, Озинская структура не рассматривается нами в качестве перспективного объекта на бишофит в обозримом будущем.

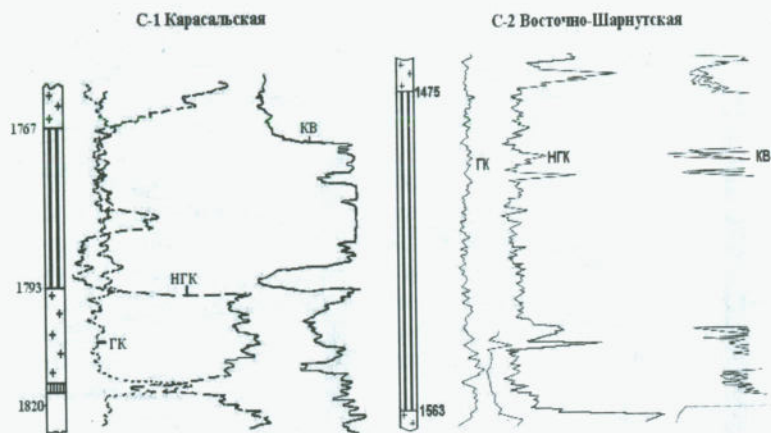


Рис.32. Карасальская моноклираль. Геолого-геофизическая характеристика бишофитоносных интервалов по скважинам.
Условные обозначения на рис. 30.

2.1.4. Карасальская моноклираль

Располагается эта структура в южной части северо-западной прибортовой зоны Прикаспийской впадины на стыке трех крупных тектонических элементов: Воронежской антеклизы, вала Карпинского и Сарпинского мегапрогиба. Здесь соляные отложения фиксируются на глубинах от 1100 до 2000 м. Наличие бишофитовых залежей на территории Карасальской моноклинали отмечено (Деревягин и др. 1981) в разрезе скважин 1 Степновской, 2 Восточно-Шарнгутской и 1 Карасальской. При этом по каротажным материалам скважины 1 Степновской выделен интервал 890-1357 м, где определяется четыре пласта бишофита.

Имеющийся в нашем распоряжении каротажный материал позволяет уверенно выделять бишофитовые залежи в следующих интервалах по следующим одиночным скважинам, пробуренным на территории Карасальской моноклинали (рис. 32):

скв. 1 Карасальская – интервал 1765-1800 м.

скв. 2 Восточно-Шарнгутская – интервал 1475-1563 м.

Расстояние между скважинами составляет 2,5 км. Скважина 2 Восточно-Шарнгутская по всей видимости вскрыла апикальную часть солянокупольной антиклинали, а скважина 1 Карасальская пробурена ближе к крыльевой её части. Это подтверждается также увеличением практически в 2 раза общей мощности галогенной толщи в скважине 2 Восточно-Шарнгутской по сравнению со скважиной 1 Карасальской. Обращает внимание полное

отсутствие сопровождающих обычно бишофитовую залежь калийно-магнелиевых пород предварительной стадии образования бишофита - карналлитов, что позволяет предполагать более простую технологию размыва и добычи бишофита, т.к. перекрывающая и подстилающая каменная соль значительно менее растворима.

Менее уверенно в связи с отсутствием полного необходимого комплекса каротажных диаграмм выделяются бишофитовые пласты в скважинах:

1 Степновская – интервал 1155-1189 м

1 Южно-Плодовитинская – «-» 1210-1250 м

2.2. Западное обрамление Прикаспийской впадины. Приволжская моноклираль.

2.2.1. Общая характеристика бишофитоносности

Приволжская моноклираль, расположенная в западной краевой части Северо-Каспийского соленосного бассейна, является уникальным регионом широкого площадного развития продуктивных залежей бишофитовых пород. Эти залежи приурочены к определенным стратиграфическим уровням галогенной толщи кунгурского яруса нижней перми – к верхам погожской (YI) и антиповской (YII) ритмопачек. Исключение составляет локальное развитие бишофита в вышележащей пигаревской ритмопачке (YIII) в пределах Лугово-Пролейской площади. Здесь, в разрезе скв. 2 (интервал 1714-1770 м) расположены семь бишофитовых слоев, мощность которых постепенно увеличивается снизу вверх от 1 до 18 м (рис. 33). Разделяющие их слои каменной соли имеют мощность 2-7 м. Во всех остальных скважинах на этой площади в разрезе пигаревской ритмопачки прослеживаются слои карналлитовых пород и (или) сильвинитов. Некоторые исследователи (Деревягин и др., 1981; Ермаков и др., 1977; Макаров и др., 1985) отмечают наличие бишофитовых пород на более низких стратиграфических уровнях: в луговской (Y), карпенской (III) и балыклейской (II) ритмопачках. С некоторой долей условности мы можем согласиться с наличием бишофита только в карпенской (III) ритмопачке, как будто бы зафиксированного скважиной 81 Лозновской площади в интервале 1345-1355 м (по-видимому, это все-таки карналлитовая порода) и более определенно – в скважине 1 Южно-Качалинской площади (интервал 1178-1188 м) – см. рис. 33.

Изучены бишофитовые образования в пределах перспективной площади крайне неравномерно. В этом отношении ее условно можно разделить на две части: северную и южную (рис.34). Линия раздела проходит между городами Волгоград и Камышин на широте пос. Горный Балыклей.

Северная часть территории, особенно западная ее полоса (Щербаковская, Семеновская, Камышинская, Николаевская, Антиповская. Антиповско-Балыклейская, Уметовско-Чухонастовская, Быковская, Липовская, Горно-Балыклейская площади) разбурена равномерно в той степени, которая позволяет обоснованно и непрерывно восстанавливать структурное положение пластов, изменение их мощности и литолого-фациального состава.

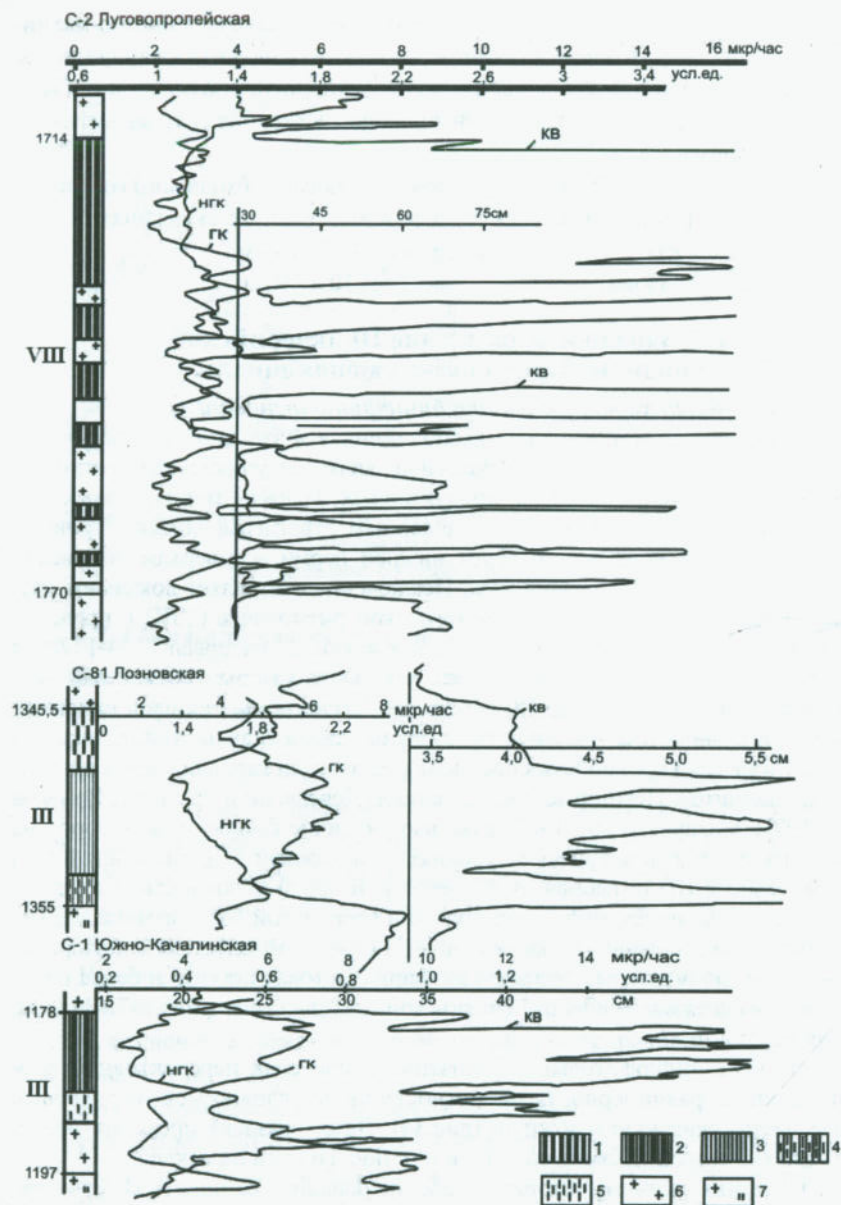


Рис. 33. Приволжская моноклинал.

Геолого-геофизическая характеристика бишофитоносных интервалов пигаревской – VIII и карпенской – III ритмопачек по скважинам. Условные обозначения: 1–7 – породы: 1 – бишофитовая, 2 – карналлит-бишофитовая, 3 – карналлитовая, 4 – галит-карналлитовая, 5 – карналлит-галитовая, 6 – каменная соль, 7 – каменная соль с примесью карналлита

В южной части территории нефтяные скважины расположены на отдельных, сравнительно небольших участках, поэтому сведения о бишофитонности территории фрагментарны и позволяют осуществлять структурные и литолого-фациальные построения только в пределах этих площадей: Суводской, Лугово-Пролейской, Горно-Водяной, Лозновской, Дубовской, Городищенской, Наримановской, Сарпинско-Тингутинской, Привольнинской, Сафроновской.

Приведенные ниже данные об условиях залегания бишофитовых залежей надежно обосновываются осуществленной автором (Свидзинский С.А.) интерпретацией каротажных диаграмм (ГК, НГК, кавернометрия) по 190 нефтяным скважинам, а также результатами изучения kernового материала, полученного Волгоградской геологоразведочной экспедицией при бурении поисково-разведочных скважин на калийно-магниевые соли (Краснокутская 1, Городищенская 6040, Наримановская 1п и 2п).

Северная часть территории.

Нижний пласт (погожская ритмопачка – УІ). Подошва пласта полого и весьма равномерно опускается от западной границы его развития, отстоящей в среднем от границы выклинивания соленосной толщи кунгура на 15 км в сторону борта Прикаспийской впадины от абсолютных отметок -750 - -1100 до -1950 м. Примечательно, что до отметок порядка -950 - -1000 м пласт полностью сложен сильвинитом или карналлитовой породой; с погружением в составе пласта появляется бишофитовый слой. Площадь развития пласта УІ в широтном направлении составляет в среднем 40 км.

Мощность пласта на сравнительно небольших расстояниях (5-10 км) изменяется от 5 до 20 м и лишь на отдельных линзообразных участках, вытянутых на 15-20 км вдоль Приволжской моноклинали, составляет 25-30 м.

Характерна четкая зависимость состава пласта от его мощности: практически при мощности до 3-5 м пласт целиком сложен сильвинитом, до 7-10 м – карналлитовой породой. Дальнейшее увеличение мощности сопровождается появлением в средней части пласта бишофитового слоя, подстилаемого и перекрываемого карналлитовой породой. При мощности более 15 м пласт или целиком становится бишофитовым или включает маломощные (1-2 м) карналлитовые слои, расположенные преимущественно в кровле.

Это общие закономерности, хорошо согласующиеся с теорией галогенеза. Они свойственны обоим пластам и, по-видимому, будут характерны для всей перспективной на калийно-магниевые соли территории Приволжской моноклинали.

Верхний пласт (антиповская ритмопачка УІІ). Площадь развития пласта УІІ по сравнению с пластом УІ заметно меньше. Западная ее граница смещается к востоку на 5-15 км (в среднем – на 10 км).

В самой северной части рассматриваемой территории (Щербаковская площадь) пласт УІІ прослеживается в виде узкого (около 2 км) языка, вытянутого субмеридионально; мощность пласта здесь 1-1,5 м; состав – сильвинитовый. Еще далее к северу в пределах Саратовской обл. (Краснокутская площадь) скв. 1. Волгоградской ГРЭ перебурен пласт УІІ, также представленный сильвинитовым прослоем мощностью 0,5 м. Таким образом, в период формирования этого пласта территория Щербаковской площади и

северо-восточное ее продолжение была относительно приподнята и здесь накапливались маломощные сильвинитовые слои, тогда как южнее, на основной части территории моноклинали, образовывались бишофитовые залежи.

Максимальная мощность бишофитовых слоев пласта УП 20-25 м, она отмечается на отдельных линзообразных участках, тяготеющих к западной части территории и вытянутых субмеридионально (от 2-4 до 10-15 км при ширине 2-5 км). По периферии этих локальных участков, соответственно уменьшению мощности пластов, бишофитовая порода сменяется карналлитовой и при уменьшении мощности до 3-1 м – сильвинитом.

Абсолютные отметки подошвы пласта изменяются с запада на восток от -750 до -1850 м.

Южная часть территории.

Южную часть территории условно можно разделить на три полосы, протягивающиеся соответственно простиранию Приволжской моноклинали: западную (вдоль западной границы развития бишофитоносных пластов), центральную и восточную. Последняя приурочена к самой глубоко погруженной зоне, вытянутой вдоль борта Прикаспийской впадины.

В западной полосе шириной около 5 км бишофитоносные пласты прослежены редкими одиночными скважинами в пределах Липовской, Лозновской, Качалинской площадей. Мощность пласта УІ здесь изменяется от 5 до 11 м; сложен он карналлитовой породой или сильвинитом, редко наблюдается бишофитовый слой (2-3 м). Аномальным является монобишофитовый пласт большой мощности (21 м), пройденный скв. 11 на Качалинской площади. Абсолютные отметки подошвы пласта в рассматриваемой полосе колеблются от -900 до -1050 м.

Пласт УІІ вскрыт здесь единственной скв. 81 на Лозновской площади. Он сложен исключительно бишофитовой породой. Мощность его 8,8 м. Абсолютная отметка подошвы -967 м.

В средней полосе бишофитовые пласты прослежены на Суводской площади и одной скважиной (85) на Горно-Водяной площади.

Пласт УІ мощностью 20-31 м состоит из бишофитового слоя (20-26 м), в кровле и подошве которого расположены маломощные (2-5 м) карналлитовые слои. Пласт УІІ (10-22 м) представлен исключительно бишофитовой породой. Абсолютные отметки подошвы пласта УІ -1400 - 1500 м, пласта УІІ -1250 -1350 м.

В восточной полосе бишофитоносные образования вскрыты скважинами в пределах Лугово-Пролейской, Городищенской, Наримановской, Сарпино-Тингутинской и Привольнинской площадей.

Лугово-Пролейская площадь.

Здесь зафиксирована самая большая мощность пласта УІ -70 м с бишофитовым слоем мощностью 64,5 м. Вдоль борта Прикаспийской впадины прослежена линзообразная бишофитовая залежь, простирающаяся на расстояние 22 км при ширине порядка 3-4 км. Мощность залежи постепенно изменяется от 40-60 м в центральной части до 10 м на периферии. Подошва пласта расположена на отметках -1800 -2200 м.

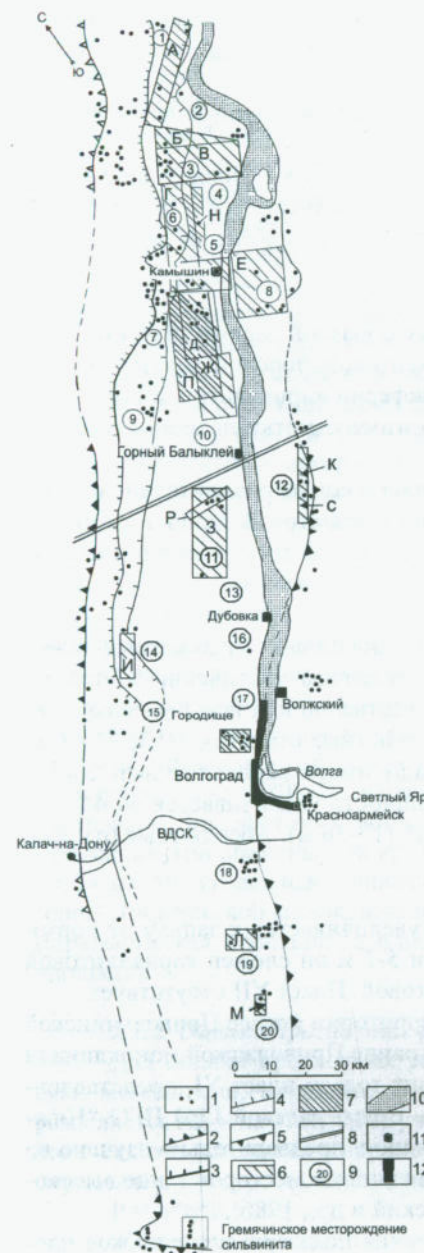


Рис. 34. Поволжский бишофитоносный бассейн.

Приволжская моноклинали.
Карта фактического материала.

- 1 - буровая скважина,
- 2-4 - границы распространения:
- 2 - кунгурских галогенных образований,
- 3 - нижней бишофитовой залежи (пожоская ритмопачка), 4 - верхней бишофитовой залежи (антиповская ритмопачка);
- 5 - бортовой уступ Прикаспийской впадины;
- 6-7 - участки, выделенные для определения прогнозных ресурсов бишофита:
- 6 - по нижней залежи,
- 7 - по верхней залежи (см. рис. 34 - 45);
- 8 - линия, разделяющая бишофитоносную площадь на северную и южную части, различающиеся по степени изученности;
- 9 - площади поисково-разведочно-го бурения на нефть и газ
- (1 - Щербаковская,
- 2 - Семеновская,
- 3 - Камышинская,
- 4 - Николаевская,
- 5 - Антиповская,
- 6 - Антиповско-Балыклейская,
- 7 - Уметовско-Чухонастовская,
- 8 - Быковская, 9 - Липовская,
- 10 - Горно-Балыклейская,
- 11 - Суводская,
- 12 - Луговопролейская,
- 13 - Горно-Водяная, 14 - Лозновская,
- 15 - Качалинская, 16 - Дубовская,
- 17 - Городищенская,
- 18 - Наримановская,
- 19 - Сарпино-Тингутинская,
- 20 - Привольнинская);
- 10 - р. Волга;
- 11 - населённые пункты;
- 12 - г. Волгоград.

Пласт УІІ сложен здесь в основном карналлитовой породой и сильвинитом; мощность пласта 4-11 м, абсолютные отметки подошвы –1700–2100 м.

Городищенская площадь

Пласт УІ мощностью 4-10 м сложен сильвинитом и находится на отметках –1500–1600 м.

Пласт УІІ мощностью 20-50 м представлен в основном бишофитовой породой. Бишофитовый слой (11-29 м) перекрывается и подстилается карналлитовыми слоями. Подошва пласта расположена на абсолютных отметках –1350–1550 м.

Наримановская площадь

Пласт УІ прослежен в форме линзообразной залежи (4х6 км), центральная часть которой сложена бишофитовой породой мощностью до 55 м, фациально замещающейся по периферии карналлитовой породой и сильвинитом (мощность 10-5 м). Абсолютные отметки подошвы пласта –1650–1700 м.

Пласт УІІ сложен в северной части площади карналлитовой породой (9-23 м), а в южной – преимущественно бишофитовой; мощность пласта здесь 8-26 м при мощности бишофитового слоя 4-19 м. Абсолютные отметки подошвы пласта –1550–1600 м.

Сарпинско-Тингутинская площадь

Пласт УІ в центральной части площади сложен сильвинитом и имеет мощность 3-5 м. К периферии, при постепенном увеличении мощности пласта до 20-25 м, он становится преимущественно или исключительно бишофитовым. Подошва расположена на абсолютных отметках –1550–1900 м.

Пласт УІІ в южной части площади имеет карналлитовый состав при мощности 12-14 м. Севернее его мощность увеличивается до 44 м, и в составе преобладает бишофитовый слой (17-36 м). Абсолютные отметки подошвы пласта –1450–1750 м.

Привольнинская площадь

Мощность пласта УІ постепенно увеличивается к западу от бортового уступа от 5 до 54 м. При мощности 5-7 м он сложен карналлитовой породой, а при ее увеличении – бишофитовой. Пласт УІІ отсутствует.

Сведений о бишофитоносности территории южнее Привольнинской площади не имеется. На самой южной окраине Приволжской моноклинали в пределах Сафроновской площади развит только пласт УІ, представленный исключительно сильвинитом. Здесь Волгоградской ГРЭ ПГО “Нижневожжскгеология” в 1979-1983 гг. выявлено и предварительно изучено на стадии детальных поисков крупное Гремячинское месторождение высококачественных калийных солей (Свидзинский и др., 1986).

Таким образом, приведенный материал подтверждает широкое площадное развитие бишофитовых пород в Приволжской моноклинали. Однако это развитие далеко не соответствует «сплошному чехлу», как это представлялось первооткрывателям В.А.Ермакову и Н.П.Гребенникову (1977).

Бишофитовые залежи развиты в составе пластов калийно-магниевых солей и тесно связаны фациальными взаимозамещениями с карналлитовыми и сильвинитовыми образованиями как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Это является прямым отображением палеотектонических и палеогеографических особенностей соленакопления, которые, естественно, не могли быть идентичными на столь обширной территории бишофитообразования. Так, в различных частях Приволжской моноклинали установлены следующие типы разрезов бишофитоносных калийно-магниевых пластов: собственно бишофитовый (перекрывается и подстилается каменной солью); бишофитовый с карналлитовым, реже сильвинитовым слоем в кровле; бишофитовый с карналлитовым слоем в подошве (редко); бишофитовый с карналлитовым слоем в подошве и карналлитовым или сильвинитовым слоем в кровле; исключительно карналлитовый; исключительно сильвинитовый; карналлит-сильвинитовый (сильвинитовый слой в кровле).

Э.А. Высоцкий и В.З. Кислик (1986), рассматривая этапы накопления бишофита в истории Земли, подразделяют бишофитосодержащие горизонты на два принципиальных типа в зависимости от их строения. Первый, присущий пермским разрезам, представляет собой бишофитовую залежь, обрамленную сверху и снизу карналлитовыми слоями; второй (меловой и неоген-четвертичный возраст) – бишофитовую залежь только с подстилающим карналлитовым слоем. Полагаем, что такое деление в свете приведенных выше данных о многообразии фациальных изменений на завершающих этапах галогенеза отображает лишь частные случаи, что связано с недостаточной изученностью территории бишофитонакопления.

Считаем ошибочным утверждение, что в Приволгоградской части моноклинали мощность бишофитов возрастает до 70-100 м, а южнее – до 200 м (Жарков и др., 1980). По нашему мнению, эти величины соответствуют интервалам бишофитовых пород, вскрытых скважинами уже в пределах Прикаспийской впадины при крутых углах залегания бишофитоносных горизонтов. Максимальная мощность бишофитового слоя пласта УІ на территории Приволжской моноклинали составляет 55-65 м (Лугово-Пролейская, Наримановская площади), а пласта УІІ – 36 м (Сарпинско-Тингутинская площадь).

2.2.2. Оценка прогнозных ресурсов

Для оценки прогнозных ресурсов бишофитовой породы Приволжской моноклинали, изученная бурением часть перспективной территории разделяется нами на отдельные участки со сравнительно однозначными геологическими условиями и параметрами (рис. 34.). В пределах этих участков определяется ресурс полезного ископаемого согласно формуле

$$P = S \cdot h \cdot d, \text{ где}$$

P – ресурс полезного ископаемого;

S – площадь участка;

h – средняя мощность залежи;

d – объемная масса бишофитовой породы.

В нижеследующей таблице 2 сведены отмеченные параметры по участкам, выделенным по нижней (погожская ритмопачка УI) и верхней (антиповская ритмопачка –УII) залежам с общим итогом и соответствующими иллюстрациями (рис. 35-46).

Таким образом, общие ресурсы бишофита в пределах изученной части Приволжской моноклинали составляют 54,5 млрд.т (38,9 млрд.т по нижней погожской залежи и 15,6 млрд.т – по верхней антиповской). Выделенные участки по степени изученности не однозначны. Полагаем целесообразным привести краткую их характеристику.

Так, Щербакровский участок – А (рис. 35) представлен пятью скважинами, четыре из которых вскрыли бишофитовую залежь мощностью от 9 до 20,8 м, а одна (скв. 66 См) – исключительно карналлитовую породу. Однако, расположенная в 2 км к востоку от скважины 66 См уже за границей участка скважина 62–Щ показала наличие 9-метровой бишофитовой залежи. Последнее позволяет рассматривать карналлитовое проявление здесь в качестве частного случая, связанного с положительной формой или выступом палеорельефа седиментирующего бассейна.

Семеновско-Комсомольский участок – Б (рис. 36) ограничен двумя скважинами, перебурившими довольно мощный (15 и 20,3 м) бишофитовый слой и линией расположенного южнее Камышинско-Николаевского участка - В. Последний сравнительно хорошо разбурен, особенно в западной части и может служить дополнительным основанием (по аналогии) выделения участка Б. В данном случае все скважины вскрыли залежь бишофита, мощностью в основном 10-15 м.

Камышинско-Абрамовский участок – Г (рис. 37) разбурен сравнительно равномерно и хорошо. Практически все скважины вскрыли бишофитовую залежь, мощностью от 6,4 до 31,4 м (в основном – 15-25 м).

Абрамовско-Антиповский участок – Д (рис. 38) также отличается хорошей изученностью. Мощность бишофитовой залежи на основной части территории изменяется от 15 до 20 м, в северной части увеличиваясь до 30 м и в южной – уменьшаясь до 4-7 м. В восточной части выделяется небольшой участок (2х3 км), где бишофитоносный пласт представлен исключительно карналлитовой породой (скважины 117 Ан, 104 Ан, 114 Аб, 103 Ан, 115 Аб, 122 Аб).

Камышинско-Быковский участок - Е (рис. 39) в отличие от всех других участков расположен на левом берегу р. Волги и представлен пятью скважинами, проследившими бишофитовую залежь мощностью от 3,4 до 19,5 м.

Горно-Балыклейский участок - Ж (рис. 40) выделен по трем скважинам, фиксирующим мощность бишофитовой залежи от 8 до 21,4 м.

Суводской участок - З (рис. 41) хорошо разбурен в северной части территории (скважины 1 Сув, 2 Сув, 4 Сув, 211 Сув, 48 Уп); в южной части он ограничен одной скважиной 85 Гв. Мощность бишофитовой залежи изменяется от 16 до 26 м. По скважинам 5 и 6 Сув сведениями (каротажными материалами) о бишофитоносности мы не располагаем.

Таблица 2. Ресурсы бишофитовой породы Приволжской моноклинали

Индекс участка	Площ. участка S, тыс. м ²	Средн. мощн. залежи, h, м.	Объем залежи S _х h, тыс. м ³	Объем, масса? d	Прогноз. ресурсы, Р, млн. т.	Наименование участков	Районы Волгоград. обл.	Желез. рис.
Нижняя залежь (погожская ритмопачка (VI))								
А	180000	15	2700000	1,6	4320	Щербакский	Камышинский	35
Б	67500	15	101250	1,6	1620	Семеновско-Комсомольский	-«-	36
В	225000	10	2250000	1,6	3600	Камышинско-Николаевский	-«-	36
Г	259250	15	3888750	1,6	6222	Камышинско-Абрамовский	-«-	37
Д	180500	10	1805000	1,6	2888	Абрамовско-Антиповский	-«-	38
Е	255000	10	2550000	1,6	4080	Камышинско-Быковский	-«-	39
Ж	148780	15	2231700	1,6	3571	Горно-Балыклейский	Дубовский	40
З	223200	20	4464000	1,6	7142	Суводской	-«-	41
И	57200	10	572000	1,6	915	Лозновско-Качалинский	Иловинский	42
К	64500	25	1612500	1,6	2580	Лугово-Пролеско-Тингутинский	Быковский	41
Л	53200	15	798000	1,6	1277	Саринско-Тингутинский	Светловский	42
М	14000	30	420000	1,6	672	Привольенский	Октябрьский	42
Итого (нижняя залежь) 3888742								
Верхняя залежь (антиповская ритмопачка (VII))								
Н	115000	15	1725000	1,6	2760	Николаевско-Быковский	Камышинский	43
О	121500	15	1822500	1,6	2916	Абрамовско-Антиповский	Камышинский	44
П	345150	15	5177250	1,6	8284	Абрамовско-Горнобалыклейский	Ольховск., Дубовский	45
Р	30000	15	450000	1,6	720	Суводской	Дубовский	46
С	4000	10	40000	1,6	64	Лугово-Пролеский	Быковский	46
Т	37500	15	562500	1,6	900	Городищенский	Городищенский	46
Итого (верхняя залежь) 15644								
Всего 54,5 млрд. т.								

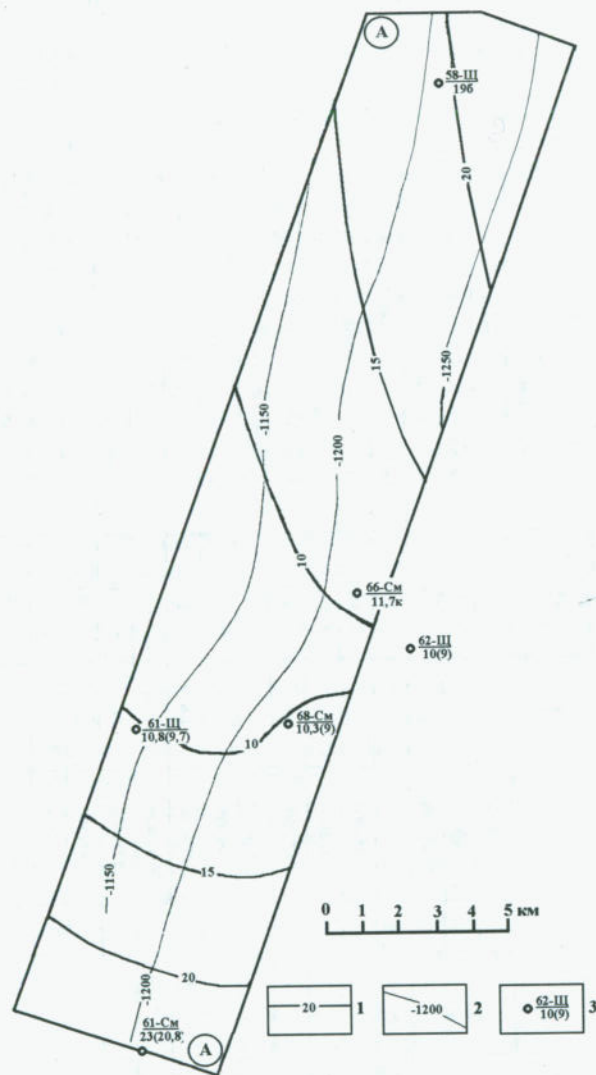


Рис. 35. Щербаковский участок (А).

Условные обозначения:

1 – изолинии равных мощностей бишофитоносной залежи; 2 – изогипсы по подошве залежи в абс. отметках; 3 – буровая скважина и ее номер, в знаменателе – мощность калийно-магниевого пласта (в скобках – в том числе собственно бишофитовой залежи), цифры с буквенным дополнением «б», «к», «с» обозначают соответственно бишофитовую, карналлитовую и сильвинитовую залежь.

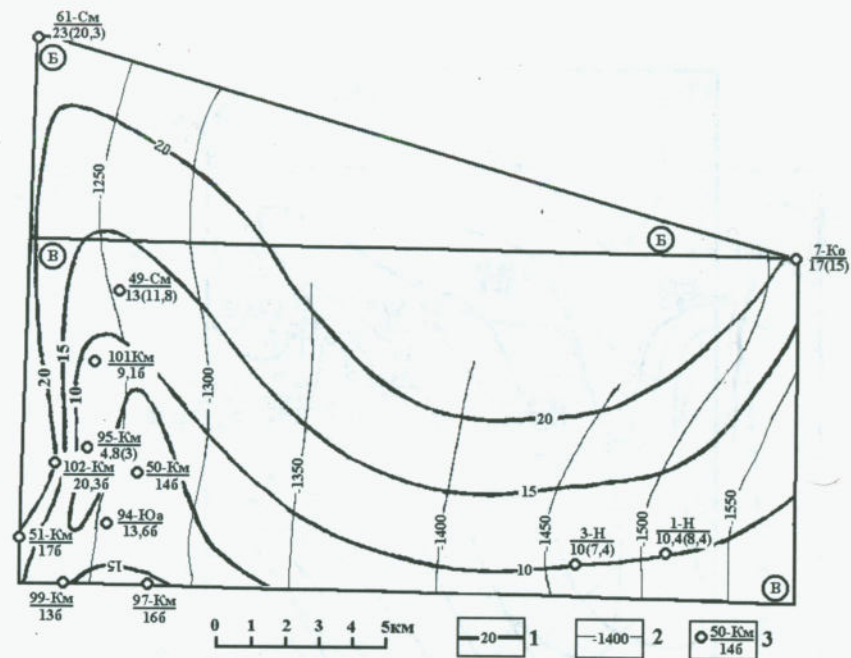


Рис. 36. Семеновско-Комсомольский (Б) и Камышинско-Николаевский (В) участки. Условные обозначения на рис. 35.

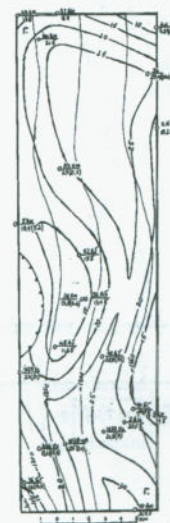


Рис. 37. Камышинско-Абрамовский участок. Условные обозначения на рис. 35.

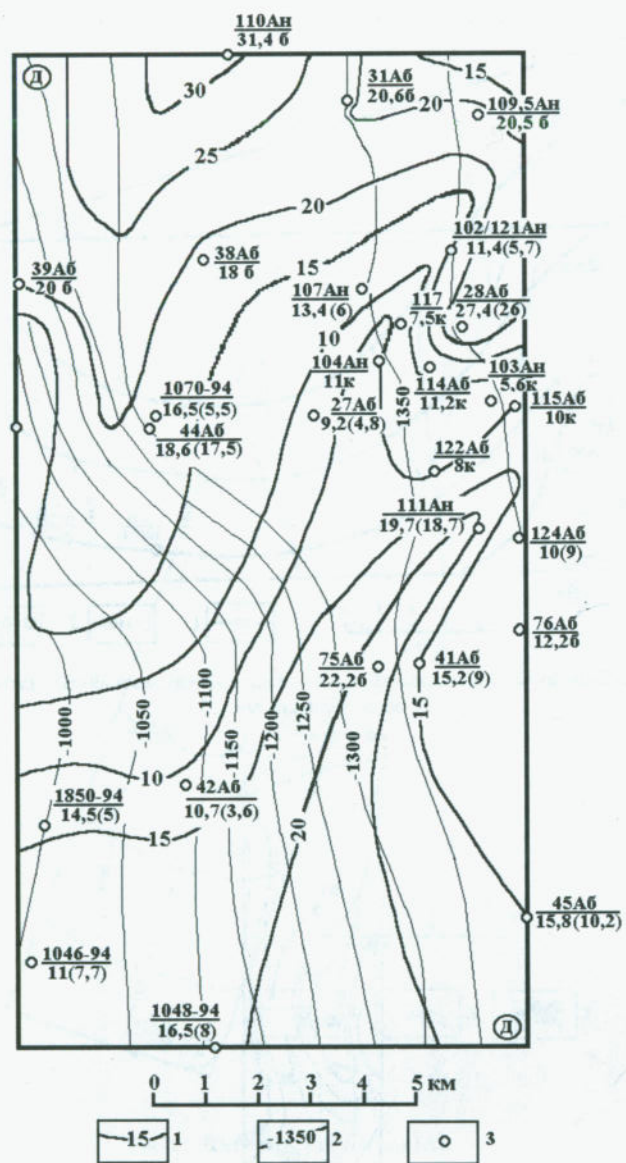


Рис. 38. Абрамовско-Антиповский участок. Условные обозначения на рис. 35.

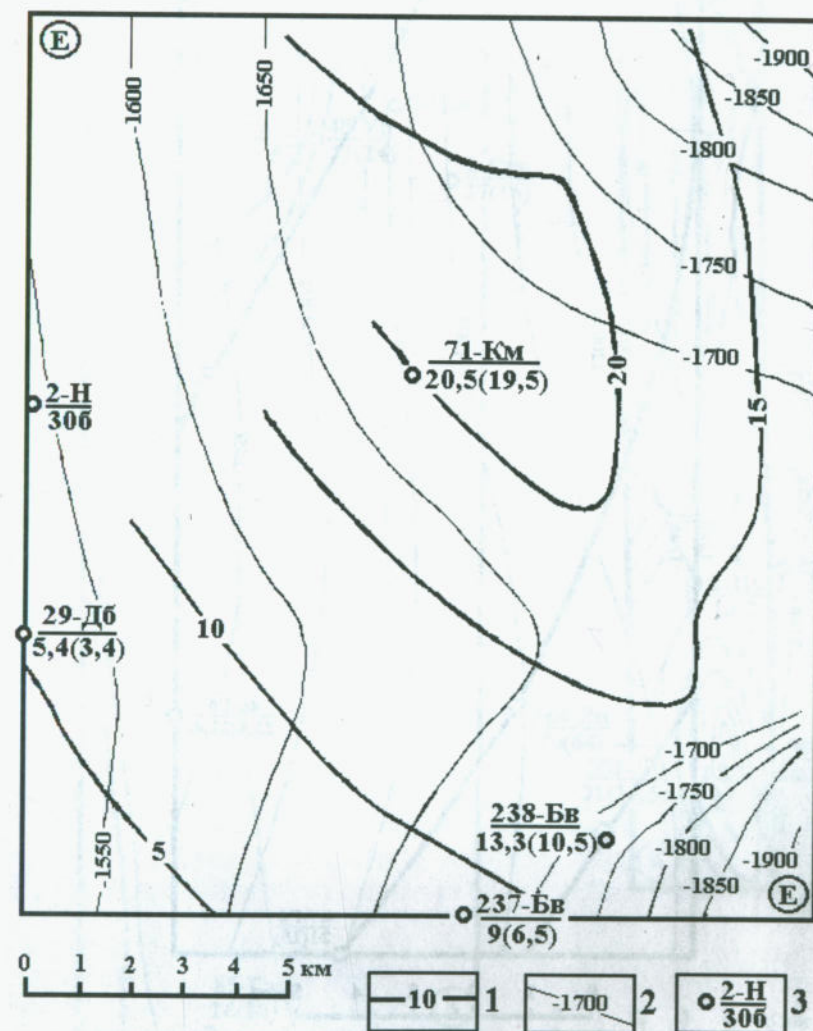


Рис.39. Камышинско-Быковский участок. Условные обозначения на рис. 35.

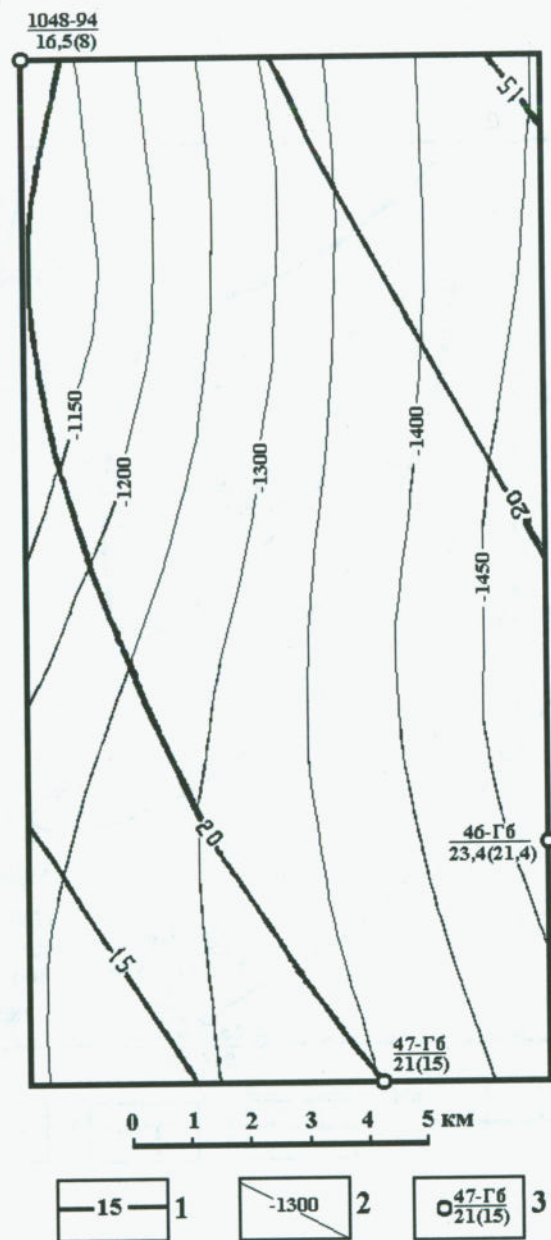


Рис. 40. Горно-Балыклейский участок. Условные обозначения на рис. 35.

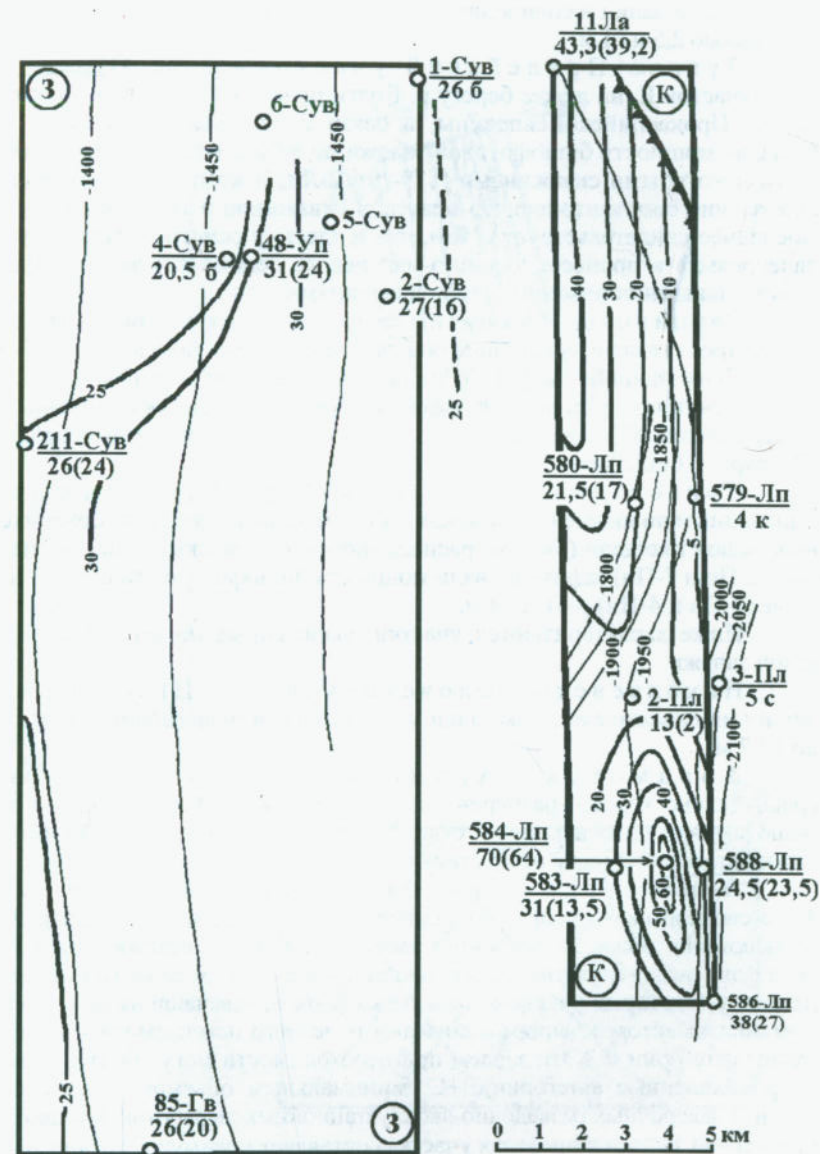


Рис. 41. Суводской (3) и Лугово-Пролейский (К) участки.
Условные обозначения на рис. 35.

Лозновско-Качалинский участок - И (рис. 42) выделен на основании наличия двух скважин, вскрывших бишофитовую залежь, мощностью 2,5 и 21 м.

Лугово-Пролейский участок - К (рис. 41) расположен, как и участок Е, на левом берегу р. Волги практически у самого бортового уступа Прикаспийской впадины, в связи с чем здесь отмечается самая большая мощность бишофитовой залежи до 64,6 м (скв. 584-Лп). Однако и здесь некоторыми скважинами (579-Лп, 2-Лп) вскрывается карналлитовое проявление бишофитового пласта, а скважиной 3 Пл – сильвинитовое. Последнее свидетельствует о том, что и здесь, у самого бортового уступа, палеорельеф в процессе калийно-магниевого седиментогенеза изобилует значительными понижениями и повышениями.

Сарпинско-Тингутинский участок - Л (рис. 42) выделен с учетом трех скважин, вскрывших бишофитовую залежь мощностью 6-23-33 м.

Примечание к табл. 2. Учитывая, что сведения о бишофитовости (пересечении продуктивных залежей скважинами) имеются примерно для 50 % перспективной площади, общий прогноз оценивается нами порядка 100-120 млрд. т. бишофита.

Привольнинский участок - М (рис. 42) является последним, выделенным по нижней (погожская – УГ) ритмопачке. Здесь, на сравнительно небольшой площади (5х3 км) располагаются четыре скважины, две из которых (2-Пн и 7-Пн) зафиксировали мощность бишофитовой залежи 10 и 13 м, и две (3-Пн и 4-Пн) – 41 и 54 м.

Ниже характеризуются участки, выделенные по верхней – антиповской залежи.

Николаевско-Быковский участок - Н (рис. 43) ограничен четырьмя скважинами, показавшим мощность бишофитовой залежи от 9,2 до 19,7 м.

Абрамовско-Антиповский участок - О (рис. 44) сравнительно хорошо разбурен. Здесь расположены 9 скважин. Мощность бишофитовой залежи изменяется от 9,2 до 23,9 м. По одной скважине (90-Бг) каротажные материалы отсутствуют.

Абрамовско-Горнобалыклейский участок - П (рис. 45) в северной своей части интенсивно разбурен. Здесь, на площади 9х6 км расположено более 20 скважин с расстоянием между скважинами 1-1,5 км. Этот факт может служить убедительным примером возможности выделения, в пределах некоторых участков, отдельных блоков, отвечающих по степени изученности месторождениям с запасами полезного ископаемого, соответствующим категории С₂. Эти запасы при необходимости могут быть переведены в промышленные категории В+С₁ минимальным объемом (1-2 скважины) бурения заверочных разведочно-эксплуатационных выработок. Мощность бишофитовой залежи в пределах участка составляет преимущественно 10-20 м.

Суводской участок - Р (рис. 46) выделен в пределах северной части одноименного участка (3, рис. 18), вмещающего ресурсы по нижней погожской ритмопачке. Соответственно, в приведенных здесь скважинах имеются в наличии и нижняя и верхняя залежи. Мощность верхней залежи в пределах рассматриваемого участка изменяется от 8 до 22 м.

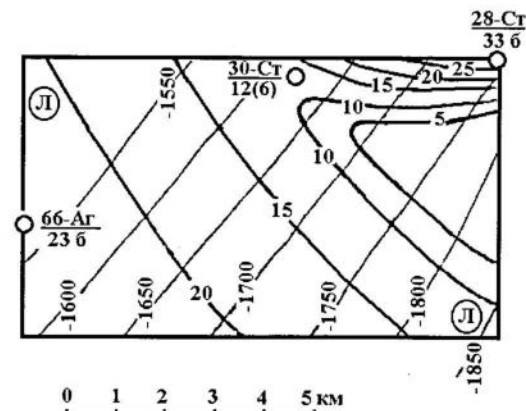
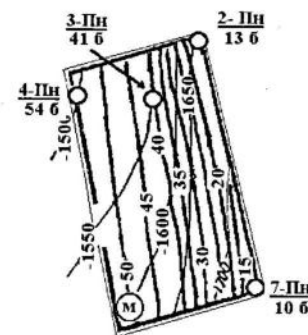
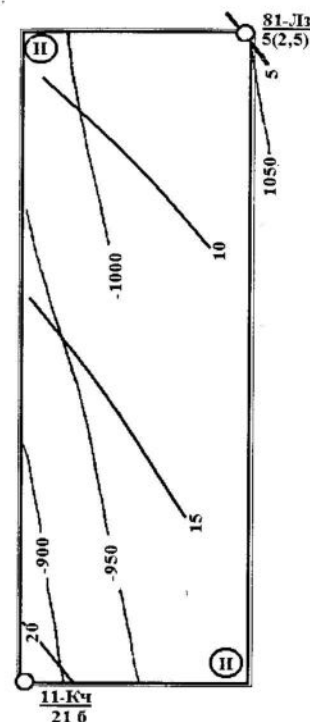


Рис. 42. Лозновско-Качалинский (И), Сарпинско-Тингутинский (Л) и Привольненский (М) участки. Условные обозначения на рис. 35.

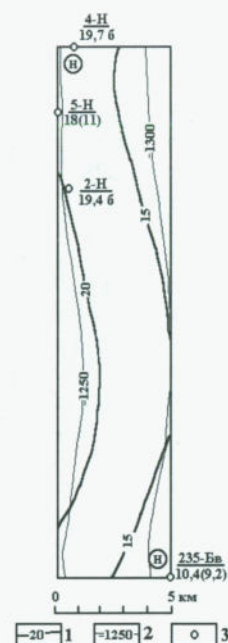


Рис.43. Николаевско-Быковский участок (Н).

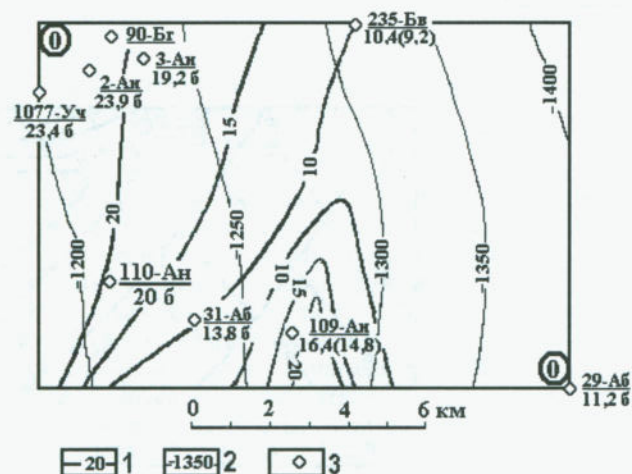


Рис. 44. Абрамовско-Антиповский участок (О). Условные обозначения см. рис. 35.

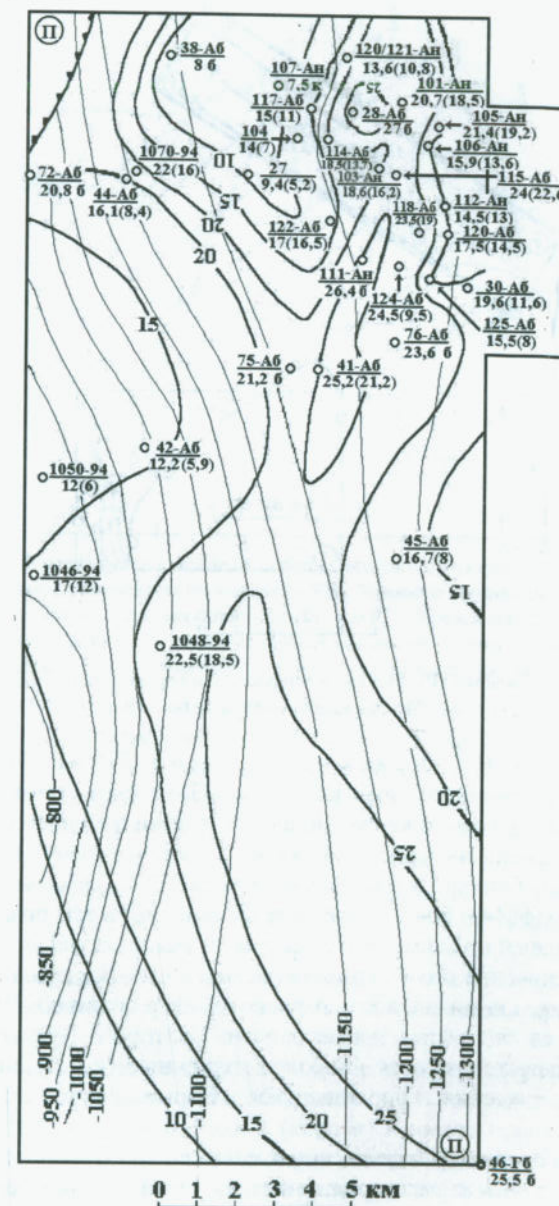


Рис.45. Абрамовско-Горнобалыклейский участок (II).
Условные обозначения на рис. 35.

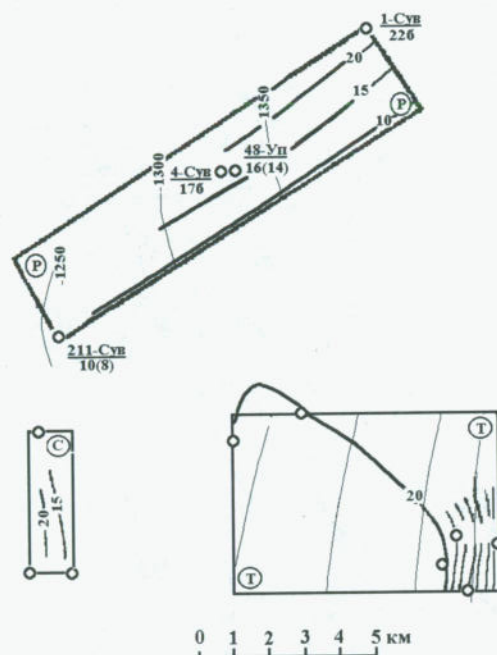


Рис.46. Суводской (Р), Луговопролейский (С) и Городищенский (Т) участки.
Условные обозначения на рис. 35.

Лугово-Пролейский участок - С (рис. 46) также выделен в пределах одноименного участка (К, рис. 33) по скважинам 2-Пл, 583-Лп и 584-Лп площадью всего 6 кв.км. Мощность залежи изменяется от 4 до 18,5 м.

Городищенский участок - Т (рис. 46). Кроме Городищенского месторождения бишофита (см. рис. 47 и раздел 2.2.3.) этот участок включает две скважины (6044 и 6045), пробуренные западнее месторождения в 6-7 км. Мощность залежи по этим двум скважинам составляет 11 м.

В заключение необходимо отметить, что Наримановский участок не выделяется, т.к. он полностью расположен в границах Наримановского месторождения бишофита, характеристика которого приведена в разделе 2.2.4. Ниже характеризуются наиболее изученные (на стадии разведочных работ) месторождения: Городищенское и Наримановское.

2.2.3. Городищенское месторождение

Городищенское месторождение расположено на северо-восточной окраине р.п. Городище Волгоградской области. Это месторождение, как и все остальные месторождения и участки в пределах Приволжской моноклинали, не имеет естественных границ; условные границы определяются поисково-

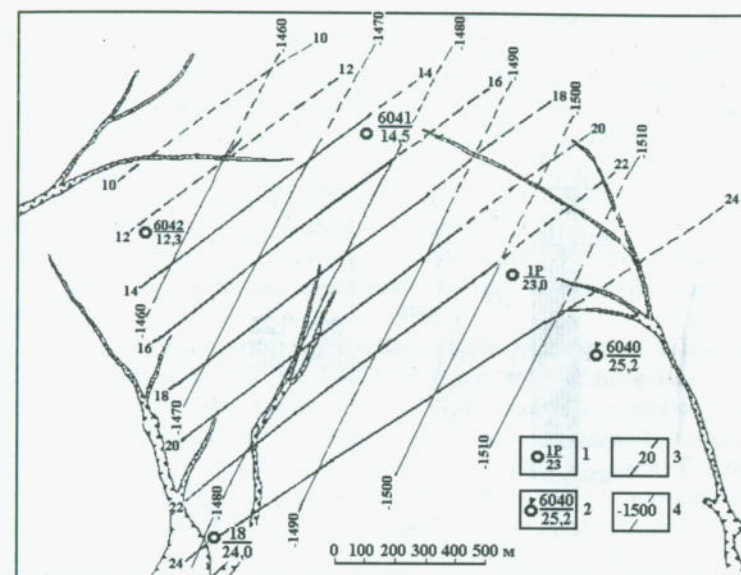


Рис. 47. Городищенское месторождение бишофита. Литолого-структурная карта верхней продуктивной залежи (антиповская ритмопачка - VII). Условные обозначения: 1 - буровая скважина и ее номер; в знаменателе - мощность залежи в м.; 2 - буровая скважина, обустроенная под расслодобычу бишофита; 3 - изолинии равных мощностей залежи и их значения в м.; 4 - изогипсы по подошве залежи и их значения в абсолютных отметках.

разведочными скважинами. Здесь, в процессе предварительной разведки объединением «Нижеволжскнефть» в 1971-1973 гг. пробурено 4 скважины (6040-6042, 18), расположенные по неправильному четырехугольнику с расстоянием между скважинами порядка 1 км (рис. 47). Детальная разведка месторождения осуществлялась Городищенской геологоразведочной партией ГП «Нижеволжскгеология» в 1990-1994 гг. При этом пробурена с полным отбором керна по галогенным образованиям одна разведочно-эксплуатационная скважина (1 Р) в профиле скважин 6040-6041, в 400 м от скважины 6040. В 1995 г. ГКЗ РФ утверждены запасы бишофита в количестве 50,3 млн.т по промышленным категориям В+С₁ и по категории С₂ - 10 млн.т (протокол № 316 от 21.04.95 г.). Средние содержания полезных компонентов сырья категории В+С₁ составляют: MgCl₂-44,75 %, Br-0,460 %; категории С₂ - соответственно 44,67 % и 0,466 %. Галогенная толща кунгурского яруса, к верхней части которой приурочены бишофитовые образования, располагается на глубинах 2150-2260 м (подошва) и 1405-1463 м (кровля) и имеет мощность порядка 680-850 м. Представлена она почти полным набором ритмопачек: от первой до восьмой включительно. Бишофитовая залежь развита в составе калийно-магниевого пласта только в верхней - антиповской ритмопачке (VII); в разрезе нижележащей погожской (VI) на стратиграфическом уровне бишофитовой залежи встречен сильвинитовый слой мощностью 3-5 м.

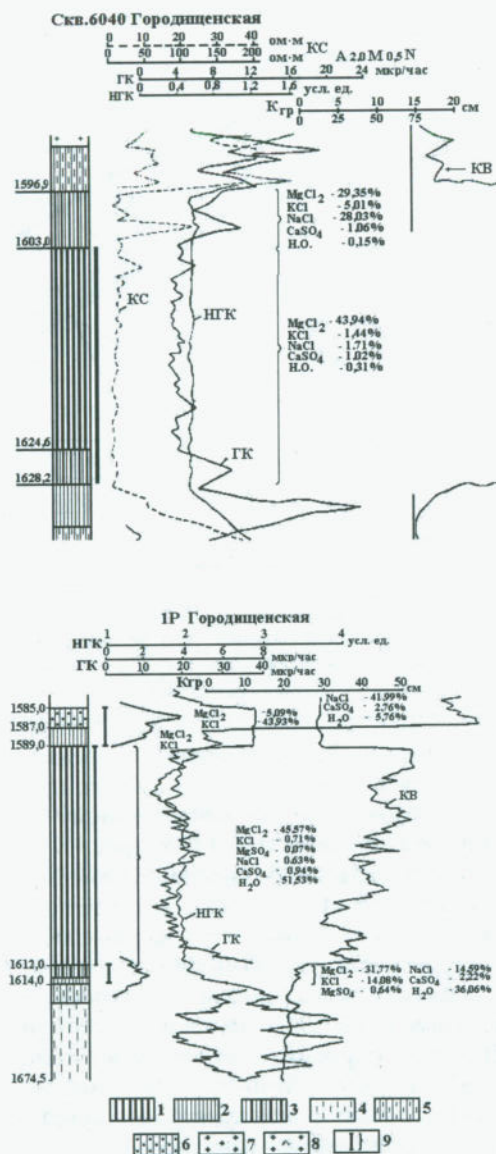


Рис.48. Городищенское месторождение бишофита. Геолого-геофизическая характеристика бишофитоносных интервалов по скважинам Городищенская 6040, и 1Р. Условные обозначения: 1 – бишофитовая, 2 – карналлит-галитовая, 3 – карналлит-бишофитовая, 4 – карналлитовая, 5 – галит-карналлитовая, 6 – карналлит-сильвинитовая, 7 – каменная соль, 8 – ангидрит-галитовая, 9 – интервал продуктивной залежи.

В разрезе верхнего пласта калийно-магниевых солей выделяется самостоятельный продуктивный бишофитовый слой с четкими границами (рис. 48). Залегание слоя простое пластовое субгоризонтальное с незначительным уклоном к юго-востоку – в сторону Прикаспийской впадины. Превышение по подошве пласта от скважины 6042 к скважине 6040 составляет 60 м на расстоянии порядка 1,5 км. В этом же направлении увеличивается мощность залежи от 12 до 25 м. Бишофитовый слой контактирует в кровле и подошве с карналлитовыми слоями, мощностью 3-6 м.

Для обустройства опытно-промышленного рассолопромысла была выбрана ранее пробуренная здесь (1971 г.) ПО «Нижеволжскнефть» скважина 6040.

По рекомендации специалистов отдела подземного выщелачивания ВНИИГалургия, в 1989 г. силами Волгоградской геологоразведочной экспедиции осуществлена расконсервация этой скважины и дооборудование ее двумя дополнительными (водоподводящей и рассолоподъемной) колоннами труб диаметром 114 и 73 мм. Существующая ранее колонна обсадных труб диаметром 168 мм была опрессована на герметичность с доведением давления до 100 атм. В интервале 1700-1750 м установлен цементный мост на базе смеси, затворенной на каустическом магнезите и бишофите.

Первоначально предусматривалось осуществлять размыв камеры растворения в режиме противотока с удержанием кровли при помощи нерастворителя (рис. 49 - слева). Однако, после спуска колонны труб диаметром 114 мм произошел ее прихват в интервале бишофитового пласта (1600-1625 м). Последнее заставило отказаться от этой схемы растворения. В качестве альтернативного варианта применена прямоточная схема размыва (рис. 49-справа). Удержание кровли камеры от растворения при таком способе происходит за счет того, что растворитель (вода), поднимаясь к башмаку рассолоподъемной колонны (114 мм), насыщается хлористым магнием и на входе под башмак этой колонны уже не способен растворять кровлю камеры, где располагаются менее растворимые соли: карналлит, сильвинит, каменная соль. Это предположение проверено многолетней (1989-2002 гг.) практикой и подтверждается стабильностью химического состава добываемого рассола.

Снабжение Городищенского рассолопромысла технической водой осуществлялось за счет сеноманского водоносного горизонта через скважину с глубины 500 м.

В процессе опытно-промышленной добычи возникали некоторые осложнения, требовавшие адекватных технико-технологических решений:

- сжатие водоподводящей колонны (73 мм) в интервале бишофитовой залежи ниже башмака колонны 114 мм при остановке добычи; прекратилось после несложной операции подъема свободного конца водоподводящей колонны (73 мм) в рассолоподъемную (114 мм) на время простоя;

- смятие рассолоподъемной колонны (114 мм) в интервале бишофитовой залежи (1600-1625 м); в 1992 г. осуществлен отстрел колонны в указанном интервале с помощью фугасных зарядов с последующим размывом затрубного пространства; отстрелянная часть трубы сместилась в отмытую камеру

растворения и не мешала дальнейшей добыче, которая осуществлялась уже на всю мощность бишофитовой залежи;

- с целью устранения пробок из кристаллического бишофита, возникающих в водоподающей колонне труб (73 мм) при вынужденном простое, производилась периодически прокачка этой колонны растворителем.

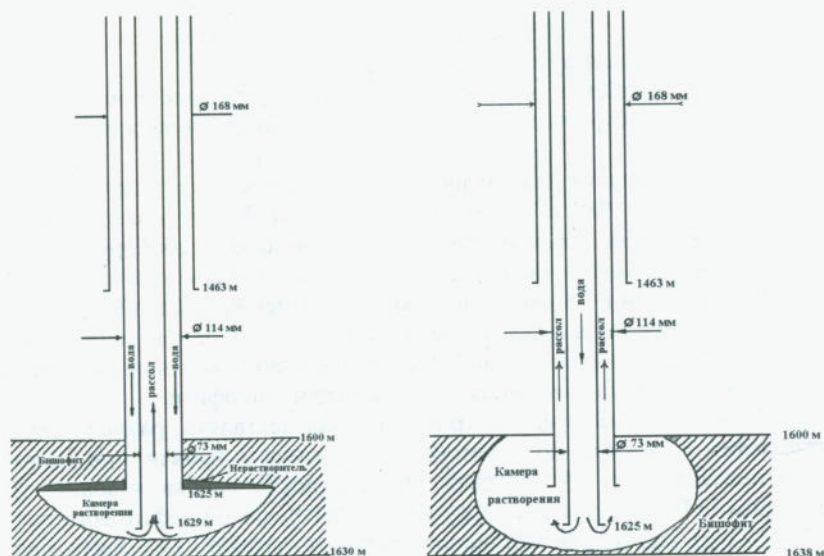


Рис. 49. Городищенское месторождение бишофита. Скважина 6040. Вариант размыва камеры в режиме противотока с применением нерастворителя (слева) и. вариант размыва камеры на всю мощность бишофитовой залежи после отстрела нижней части рассолоподъемной колонны (114 мм) - справа.

Отмеченные мероприятия позволили создать надежно функционирующую схему добычи бишофита на прерывистых режимах в рамках отдельной выемочной единицы – скважины 6040.

Опытно-промышленная добыча бишофита осуществлялась с сентября 1989 г. по декабрь 2004 г. По состоянию на 1 января 2004 г. добыто 17865 м³ рассола или 17347 т бишофита. Добываемый рассол характеризуется относительно стабильными концентрациями основных компонентов. Общая минерализация раствора изменялась в зависимости от степени его насыщения от 322 до 381 г/кг, плотность от 1,295 до 1,336 г/см³, при колебаниях содержания магния от 80 до 96 г/кг, брома – 3–4,8 г/кг. Средние значения качественных параметров бишофитового рассола (г/кг): общая минерализация – 354, MgCl₂ – 338,0, MgBr₂ – 4,3, NaCl – 0,8, KCl – 1,4, CaSO₄ – 1,0.

В настоящее время месторождение эксплуатируется фирмой «Русал» для целей переработки сырья на металлический магний.

2.2.4. Наримановское месторождение

Наримановское месторождение расположено в 80 км южнее г. Волгограда, на территории Светлоярского административного района в 2,5 км северо-западнее пос. Нариман.

Здесь, начиная с 1971 г. объединением «Нижневожскнефть» проводилось глубокое поисково-разведочное бурение для оценки перспектив нефтегазоносности подсолевых отложений. Пройдено 10 скважин (рис. 50), перебуривших галогенную толщу кунгура без подъема керна, однако с полной каротажной характеристикой разреза. Непосредственное – керновое подтверждение выделяемых по каротажным данным калийно-магниевых образований, было получено в процессе поисково-оценочного бурения (скважины 1п, 2п), проведенного здесь Волгоградской геологоразведочной экспедицией в 1985–1987 гг. В результате, ГКЗ СССР (протокол № 10815 от 23.03.1990 г.) были апробированы запасы бишофита по категории С₂ в объеме 259 млн. т сырых солей. В дальнейшем (1990–1993 гг.) Межотраслевым научно-производственным объединением «Бишофит» была проведена детальная разведка Наримановского месторождения. При этом пробурены 3 разведочно-эксплуатационные скважины (15, 16, 20) со сплошным отбором керна по галогенной толще. Результаты детальной разведки усложнили представление об условиях залегания продуктивных залежей, их выдержанности. В итоге общие запасы полезного ископаемого уменьшились более чем в 2 раза и составляют в авторском варианте (Свидзинский С.А.):

категория В + С ₁	- 38,9 млн.т
-»- С ₂	- 73,2 -»-

В 1972–1973 гг. в районе рассматриваемого месторождения одновременно с бурением нефтяных скважин, сейсмической партией № 13/72–73 треста «Волгограднефтегеофизика» проводилась рекогносцировочно-площадная съемка МОВ. На всех структурных картах в пределах Наримановской площади определяется моноклираль восточного падения, осложненная двумя слабо выраженными структурными «носами» и ограниченная с востока зоной разрывных нарушений субмеридионального простирания. Один из этих «структурных носов» довольно четко прослеживается в пределах месторождения на литолого-структурных картах бишофитоносных пластов (рис. 50, 51). Так, в обоих случаях в максимальном проявлении резкое повышение абсолютных отметок подошвы пластов фиксируется в районе скважин 1п, 4 и 14 с направлением этого условного «хребта» к северо-востоку в сторону скважины 9. Превышение между минимальными отметками (скв. 1п) и отметками у основания крутого склона (скв. 7) составляют: по подошве пласта У1 – 55 м, пласта УП – 25 м.

Соответственно, в наиболее пониженной части месторождения на момент образования продуктивных пластов (район скв. 2, 7, 20) отлагались калийно-магниевые породы максимальной мощности (пласт У1 – 55 м и пласт УП – 25 м), обусловившие максимальную мощность собственно бишофитовых залежей (50 м и 18 м).

ное с впадиной погружение, чем и объясняется фиксируемое в настоящее время по абсолютным отметкам спокойное поступательное понижение продуктивных залежей по направлению к впадине.

Таким образом, в разрезе галогенной толщи Наримановского месторождения выделяется две продуктивные бишофитовые залежи, располагающиеся в составе калийно-магниевого образования погожской (YI) и антиповской (YII) ритмопачек. Залегание бишофитовых слоев субгоризонтальное линзообразное, не выдержанное в площадном отношении. Максимальные мощности залежей приурочены к центральной части месторождения (скв. 2, 7, 15, 20) с постепенным сокращением к периферии до 5 м. Кроме сокращения мощности фиксируется литолого-фациальное замещение бишофита. Так, продуктивный пласт погожской (YI) ритмопачки в северной части месторождения представлен сильвинитом (скв. 10, 11) и карналлитом (скв. 14), а в южной (скв. 8, 2п) – карналлитовой породой; пласт антиповской (YII) ритмопачки в северной части месторождения представлен карналлитовой породой (скв. 9, 11), в западной части (скв. 1 п, 14, и, по видимому, 4) – карналлитовой и карналлит-бишофитовой породой и, совершенно неожиданно, в скважине 16 (юго-восточная часть месторождения) – также карналлитовой породой.

Выделяемые на месторождении собственно бишофитовые залежи зачастую и подстилаются и перекрываются маломощными (1-3 м) карналлитовыми слоями (пласт YI – скв. 2, 1, 15; пласт YII – скв. 8, 2п, 15); иногда только подстилаются карналлитом (пласт YI – скв. 7, 20, 16; пласт YII – скв. 1, 6, 7, 20) или только перекрываются карналлитовой породой (пласт YI – скв. 6, 2п); в одном случае (пласт YI скв. 9) бишофитовая залежь и в кровле и в подошве контактирует с каменной солью.

Бишофитовая порода Наримановского месторождения характеризуется следующими средними содержаниями основных компонентов в %:

Таблица 3

Пласт	MgCl ₂	KCl	NaCl	CaSO ₄	Br	н.о.	H ₂ O
Нижний - VI	43,85	0,92	3,60	1,74	0,82	0,56	49,55
Верхний - VII	45,44	0,52	1,16	1,12	0,43	0,08	51,58

Большая и значимая работа по изучению литолого-фациальных особенностей бишофитоносных горизонтов Наримановского месторождения проведена в 1992 г. профессором Жарковым М.А. (Институт литологии РАН). При этом детально исследовался керновый материал по разведочным скважинам 14, 15, 16 и 20. В расчленении и корреляции бишофитоносных ин-

тервалов принимали участие также сотрудники Института геологии СО РАН (Г.А.Мерзляков, С.Л.Осипов, Ю.И.Лагутин), Саратовского госуниверситета (Г.А.Московский) и ООО «Городищенская ГРП» (О.Д.Свидзинская).

В результате осуществлена детальная послойная характеристика бишофитоносных горизонтов, определена их литологическая зональность, а также силами Г.А.Мерзлякова и Ю.И.Лагутина изучена газонасыщенность и установлен состав газов бишофитосодержащих пород и вмещающих образований.

Последними из отмеченных авторов резюмируются следующие закономерности:

- изменение (возрастание) средних значений газонасыщенности по выделяемым разновидностям пород фиксируется в следующем порядке: бишофит-карналлитовые и галит-бишофит-карналлитовые породы – 3,3 %, галит-бишофитовые и бишофитовые породы – 3,6 %, галит-карналлитовые и карналлит-галитовые породы – 3,8 %, каменная соль – 4,7 %;

- преобладающим газом является азот, вторым по количеству фиксируется водород; редко на второе место выходит углекислый газ; средние содержания водорода в различных типах пород возрастают в такой же последовательности, как и газонасыщенность: от 15,8 % в бишофит-карналлитовых породах до 20,4 % в каменной соли;

- во всех типах пород отмечается наличие метана, количество которого составляет тысячные доли процента – от $24,9 \times 10^{-4}$ до 29×10^{-4} %;

- преобладающим во всех типах соляных пород является газ углеводородно-азотного состава, второе место занимает газ водородно-азотного состава, в единичных случаях в каменной соли и в галит-карналлитовых породах отмечен водородно-углекисло-азотный тип газа.

В заключение сделан вывод о том, что состав газов соляных пород, по всей видимости, непосредственно не связан с составом той или иной породы, а зависит от приуроченности к палеогеографическим и фациальным зонам солеродного бассейна или какой-то его части.

Для удовлетворения текущих потребностей народного хозяйства в бишофитовом рассоле, объединение «Нижневожжскнефть» расконсервировало в 1976 г. одну из скважин (7) и организовало добычу бишофитового рассола. Производительность скважины составляла 100 куб.м рассола в сутки. За период эксплуатации скважины (1976-1995 гг.) добыто порядка 20 тыс.м³ рассола.

Добываемый рассол характеризовался следующим средним составом (%): MgCl₂ – 45.27; MgSO₄ – 0.11; KCl – 0.78; CaSO₄ – 0.8; NaCl – 0.3; концентрация MgCl₂ – 465 кг/м³.

В 1995 году, в связи с технологическими просчетами, скважина 7 на Наримане была потеряна и рассолодобыча прекратилась.

Месторождение доразведано и эксплуатируется ООО «Авнгарт-бишофит».

2.3. Северо-западное обрамление Прикаспийской впадины. Саратовское Заволжье

2.3.1. Общие перспективы

Рассматриваемый структурный элемент является продолжением Приволжской моноклинали к северо-востоку в пределы Саратовской области. Предварительные выводы о перспективах промышленной бишофитоносности этой территории обосновываются прежде всего анализом материалов скважинной геофизики по глубоким буровым выработкам объединения «Саратовнефтегаз», пройденным здесь в значительном количестве однако без подъема керна по галогенным образованиям кунгура. Непосредственное подтверждение перспектив было получено по результатам бурения специальной опорной скважины 1 Краснокутской.

Прогнозные ресурсы бром-магниевого сырья – бишофита здесь определяются в размере 18,5 млрд.т. Так, на карте изомощностей нижней (погожская ритмопачка –VI) бишофитовой залежи, любезно предоставленной нам сотрудником Саратовского научно-исследовательского института геологии и геофизики (НИИГГ) Ю.А.Писаренко (рис 52), мы выделили две площади (А и Б), соответствующие в общих чертах двум линзам, вытянутым параллельно борту Прикаспийской впадины в северо-восточном направлении. Эти площади имеют размеры соответственно 66х5км и 50х5км или 330 млн.м² и 250 млн.м². Средняя мощность залежи составляет 20 м. Таким образом, для площади А прогнозный ресурс составляет:

$$330000000 \text{ м}^2 \times 20 \text{ м} \times 1,6 \text{ (объемная масса бишофита)} = 10,5 \text{ млрд.т}$$

для площади Б:

$$250000000 \text{ м}^2 \times 20 \text{ м} \times 1,6 = 8 \text{ млрд.т.}$$

2.3.2. Краснокутский участок

Расположен участок на левобережье р. Волги в 15 км севернее г. Красный Кут Саратовской области и в 8 км западнее ж.д.ст. Зорино. Вдоль северной границы участка проходит железная дорога Саратов-Уральск, а в восточной части с севера на юг – железная дорога Урбах – Астрахань. В 50 км западнее участка располагается русло р.Волги.

По рекомендации группы сотрудников НИИГеологии и геофизики (г. Саратов) Ю.А.Писаренко, В.С.Белоножко, В.А.Бурункова, С.Б.Файницкого, этот участок был выбран в качестве первоочередного для выявления месторождения калийных солей в северо-западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины. Здесь ранее объединением «Саратовнефтегаз» было пробурено несколько скважин, характеристика галогенных образований по которым основывалась исключительно на каротажной характеристике разрезов. Пробуренная Волгоградской геологоразведочной экспедицией в 1978-1979 гг. скважина 1К при непрерывном и полном (80-100%) выносе керна по соляной толще, позволила впервые получить литологическую, минералого-петрографическую и геохимическую характеристику разреза, рассмотренную выше в разделе 1.2. В интервале 1046 – 1059 м располагается пласт практически моно-

минеральной бишофитовой породы со средним содержанием MgCl_2 – 45,6%, NaCl – 1,1%, CaSO_4 – 0,7%, н.о. – 0,07%.

Столь высокое качество бишофита, значительная мощность пласта (13 м), установленное площадное его развитие и наличие скважин (41,66,45 и 7), ограничивающих площадь порядка 1,5 кв.км (рис 53), позволяет признать факт наличия месторождения с запасами бишофита порядка 70 млн.т:

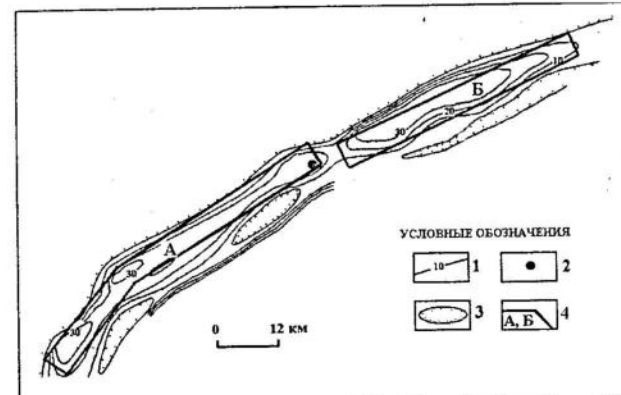


Рис. 52. Северо-западное обрамление Прикаспийской впадины. Саратовское заволжье. Структурный план бишофитовой залежи (погожская ритмопачка – VI). Условные обозначения: 1 – изолинии равных мощностей бишофитовой залежи, м.; 2 скважина Краснокутская (опорная); 3 – площадь отсутствия бишофитовой залежи; 4 – площади, выделенные для для определения прогнозных ресурсов бишофита (А, Б).

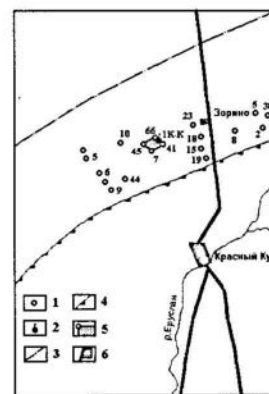


Рис. 53. Краснокутский участок. Карта фактического материала. Условные обозначения: 1 – буровая скважина и ее номер; 2 – скважина опорная 1-ая Краснокутская; 3 – граница распространения калийно-магниевого солей погожской ритмопачки –VI; 4 – граница Прикаспийской впадины; 5 – Краснокутское месторождение бишофита; 6 – железная дорога и железнодорожная станция.

- средняя мощность залежи в профиле скважин 41–1 К–66 составляет 20 м;
- данными по скважинам 45 и 7 мы не располагаем, однако условно принимаем по ним параметры аналогично вышеотмеченным;

- площадь, ограниченная пятью скважинами, составляет 2250000 кв.м;
- объем бишофита, заключенного на этой площади, составляет 45 млн. м³ или, с учетом объемной массы бишофитовой породы 1.6 – 72 млн.т.

Эти запасы без дополнительных буровых работ могут быть утверждены Госэкспертизой (ТКЗ или ГКЗ) по промышленным категориям В+С1.

2.4. Использование бишофитового рассола в народном хозяйстве.

В связи с тем, что бишофитовая порода в чистом виде и промышленном накоплении явление уникальное, использование её в народном хозяйстве не до конца исследовано. Успехи в этом направлении, полагаем, представляют научный и практический интерес.

Наиболее эффективное использование бишофита — его глубокая переработка с получением металлического магния, оксида магния и брома и, на базе этих производных, организация соответствующих предприятий по выпуску легких сплавов, широкого ассортимента бромпроизводных и т. п. Такое направление, мы полагаем, предопределяет безусловный экономический успех потенциальных производителей, т. к. современная выработка отмеченных продуктов из морской воды (Япония, Великобритания, США), озерных рассолов (США), рассолов Мертвого моря (Израиль, Иордания), сравнительно высокзатратна в связи с низким содержанием магния и брома во всех этих источниках сырья; производство же, основанное на переработке твердых полезных ископаемых, таких как магнезит, доломит, брусит и т. п. (Китай, Россия), не способно обеспечивать окись магния высокой чистоты. К сожалению техническая (глубокая) переработка бишофита рассматриваемого бассейна пока не организована.

В настоящее время бишофитовый рассол находит широкое применение в природном виде, на чем мы и остановимся ниже.

Здравоохранение

В 1984 г. Фармкомитетом Минздрава СССР была утверждена Инструкция по применению бишофитовых ванн, а следом вышел Приказ Минздрава № 306 от 18. 03. 1985 г. о разрешении применения бишофита в качестве бальнеологического средства при лечении целого ряда воспалительных заболеваний опорно-двигательной системы.

Этому предшествовал многолетний опыт применения бишофитового рассола самолечением — практически с началом его добычи, т. е. с 1976 г. Необходимо отметить большую роль Н. П. Гребенникова — сотрудника «ВолгоградНИПИ-нефть» в пропаганде лечебных свойств бишофита посредством стихийных лекций, составления и рассылки методических рекомендаций и т. п. К числу изначальных энтузиастов с полным правом можно отнести также Л. Н. Ростовщикова — главврача Волгоградской областной физиотерапевтической поликлиники. В условиях этого лечебного заведения,

при непосредственном ее участии в 1984-1985 гг. проводились клинические испытания нового по тем временам лекарственного средства. Общее руководство опытными работами осуществлялось академиком Зборовским А. Б. — директором НИИ клинической и экспериментальной ревматологии РАМН. В эти же годы под началом заведующего кафедрой фармакологии Волгоградской меакадемии профессора Спасова А. А. проведены всесторонние исследования качественных параметров бишофитового рассола. Было доказано отсутствие у бишофита канцерогенных, аллергизирующих свойств, патогенной микрофлоры, показана низкая его токсичность.

В качестве показателя целесообразности введения в организм человека солей магния служит иллюстрация, содержащаяся в докладе (статье) А. А. Спасова на научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области — путь устойчивого развития региона» (Спасов, 2001, с. 92). При этом указывается, что дефицит магния приводит к заболеваниям нервной, сердечнососудистой, желудочно-кишечной и гормональной систем. Далее автор отмечает, что в настоящее время Волгоградская меакадемия совместно с рядом предприятий Волгограда (МНПО «Бишофит», НИЦ «Химпром», ГП «Фармфабрика», ООО «Медек»), России (Пятигорская фармакадемия, Пермская фармакадемия, НИИ фармакология РАМН) и Украины (Днепропетровский медуниверситет) проводит разнонаправленные исследования по изучению биологических свойств бишофита. В частности, разработан метод очистки бишофитового рассола от технических примесей (соли железа, тяжелые металлы, лантаноиды, нефтепродукты и т. д.), попадающих в него при добыче.

Необходимо, в связи с этим, отметить, что классическая технология гидродобычи минеральных солей предусматривает подачу в камеру растворения т. н. нерастворителя (обычно нефтепродукты) с целью удержания кровли камеры от размыва. Соответственно добываемый рассол теряет первозданную природную чистоту. Это же относится и к применению в качестве растворителя воды поверхностных источников и к хранению рассола в обычных окисляющихся металлических емкостях. При эксплуатации скважины 6040 на Городищенском месторождении отмеченные неблагоприятные факторы были полностью устранены, добываемый бишофитовый рассол сохраняет свою природную чистоту, и с полным основанием применяется как в бальнеологической практике, так и в сельском хозяйстве.

А. Б. Зборовский (2001) отмечает, что «...многоплановое биологическое действие бишофита делает его применение одним из наиболее перспективных в медицине. Бишофит может широко использоваться при заболеваниях опорно-двигательного аппарата, при патологии центральной и периферической нервной системы, при заболеваниях кожи, болезнях уха, горла и носа, стоматологии и офтальмологии... Как физиотерапевтическое средство, бишофит не имеет аналогов в курортологической практике и требует широкого использования...» (с. 95).

Биофит применяется и как естественный рассол, и в качестве уже созданных препаратов: пасты «Бишаль», мази «Бишюлин», биофитового пластыря, раствора «Поликатан».

В заключение, мы должны предостеречь потенциальных пользователей биофита от реалий недобросовестного рынка. Практически невозможно визуально отличить природный биофитовый рассол Поволжского бассейна от технического хлористого магния, получаемого на калийных комбинатах при переработке смешанных калийно-магниевых солей. По содержанию хлористого магния этот продукт аналогичен биофиту, однако он не имеет того уникального набора микроэлементов, в частности брома, которым отличается природный биофит.

Мы можем лишь посоветовать иметь дело не с посредниками, обитающими в различных городах России, а с Волгоградскими фирмами, которым выгоднее использовать местное сырье, чем везти более дешевое, к примеру, с Березниковского калийного комбината.

Сельское хозяйство

Здесь биофитовый рассол используется в растениеводстве, садоводстве, животноводстве.

В растениеводстве его применяют при предпосевной обработке семян, вегетационной подкормке всех сельскохозяйственных растений, десикации поздних культур.

Коллектив ученых Волгоградского отделения Всероссийского научно-исследовательского и технологического института химизации сельского хозяйства (ВНИИПТИХИМ) под руководством Т. А. Королевой более 10 лет работал над реализацией проблем освоения нетрадиционных агрокультур, в т. ч. биофита.

Экспериментальные работы проводились на территории Волгоградской, Саратовской, Ростовской областей, Калмыкии, в Алтайском, Ставропольском, Краснодарском краях. Общая площадь производственного опыта в 1997 — 2000 гг. составила около 200 тыс. га. Исследования позволили обосновать и разработать новые технологии, подтверждающие, что даже в засушливых условиях биофит показал свою эффективность (Королева, 2001): «...повсеместно на всех сельскохозяйственных культурах отмечаются прибавки урожая от 2 до 7 ц/га (25—30 %), улучшается качество озимой пшеницы, практически все зерно было продовольственным. На 25-30 % повышается устойчивость сельскохозяйственных культур к вредителям и болезням. Заслуживает внимания технологический прием по вегетационной подкормке растений всех сельскохозяйственных культур, когда при борьбе с вредителями одновременно применяется для подкормки биофит... Исследования и производственная проверка применения биофита в качестве десиканта поздних культур проводились с 1990 г. Обработывались наземным способом и авиацией гречиха, кукуруза на зерно, суданская трава, люцерна, клевер (на семена), подсолнечник. Действие десиканта отмечается на 3-6-й день, а через 8—10 дней можно приступать к уборке. ...» (с. 75-76).

Результатам применения биофита в технологиях возделывания сельскохозяйственных культур посвящает свою работу В.И. Коробов (2001) — доцент Волгоградской сельхозакадемии. Он отмечает, что «... насыщенность природного минерала биофита химическими элементами делает его перспективным для десикации культур позднего посева и для биологического стимулирования развития и продуктивности растений... десикационные смеси на основе биофита способны высушивать зерно культур позднего сева до кондиционной влажности... и не уступают по своим качествам промышленным десикантам...» (с. 109). Перспективными, по мнению этого автора, являются исследования по синекции посевов, проводимой за 1 — 1,5 месяца до уборки и позволяющей укорачивать вегетационный период культур на 5—9 дней без заметного снижения урожайности.

Далее В. И. Коробов отмечает, что исследованиями 1990—1992 гг. выявлено: «...микроэлементный состав биофита оказывает индивидуальную положительную отзывчивость большинства испытываемых культур увеличением продуктивности фитомассы и зерна. Урожайность культур при некорневой обработке превышает урожайность контрольных вариантов в среднем: по яровой твердой пшенице на 14,6-31,0 %; по овсу на 27,0-49,6; по суданской траве на 38-45; по сорго на 45-105 %; по просу на 24-47 %. Общим у этих культур является их большая отзывчивость на ранние сроки и оптимальные дозы внесения. Установлено, что столовая свекла, морковь и лук на внесение биофита реагируют более сильной отзывчивостью, чем полевые культуры. У них выше биометрические показатели, количество листьев, размеры корнеплодов, величина и качество урожая. Средняя урожайность моркови в зависимости от доз и сроков внесения препарата выше контрольной на 28,7—86,8, товарная урожайность на 24,6-87,5 %, у свеклы соответственно на 4, 5-89,5 и 8, 1—93,5 %. Некоторое внесение биофита увеличивает средний диаметр луковиц. Урожайность опытных вариантов превышает контрольные в среднем на 2,0—2,9 % и улучшает его товарные качества. Увеличение урожайности лука имеет прямую связь с временем и оптимальной дозой внесения» (с. 110).

В работе А.А. Астахова — сотрудника Волгоградского отделения ВНИПТИХИМ (2001) описывается многолетний опыт применения биофита в агротехническом цикле возделывания подсолнечника.

Отмеченные полезные возможности биофита в растениеводстве далеко не исчерпаны. Изучение продолжается.

Садоводство. Исследованиями Волгоградского научно-исследовательского агролесомелиоративного института (ВНИАЛМИ) выявлена эффективность применения биофита в качестве средства для повышения продуктивности плодово-ягодных культур и устойчивости к вредителям и болезням. Предварительные результаты исследований в виде Инструкции были опубликованы в местном печатном органе — газете «Сад-огород» № 5 (39) за 1997 г.

Согласно этой информации обработка плодово-ягодных культур проводится в ранне-весенний период покоя растений и две летние — в период вегетации: в марте-апреле до распускания почек осуществляется обработка

плодовых деревьев для уничтожения вредителей и инфекции возбудителей болезней 10%-й концентрацией (1,0 л на 10 л воды), против щитовок — 15-20% концентрацией; в весенне-летний период (после цветения) проводят опрыскивание раствором 2,5 % концентрации для повышения устойчивости к вредителям и болезням семечковых (яблонной моли, листогрызущих, цветоедов, парши, тли и др.) и косточковых (монилиоз сливы, коккомйоз черешни, класстероспориоз абрикоса, слизистый пилильщик, минирующая моль, долгоносик и др.). Обработка вишни проводится в 5 % концентрации, более чувствительные деревья и ягодники (персик, смородина, крыжовник, клубника) — в 2% концентрации. Вторая обработка осуществляется на всех породах деревьев и кустарников через 12—15 дней после первой в соответствующих концентрациях.

При использовании бишофита повышается урожайность, содержание сахара, улучшаются вкусовые качества. Полученная с обработанных деревьев продукция не содержит остаточных токсических веществ (табл. 4). Более высокие концентрации приводят к ожогам листьев.

Таблица 4

Нормы обработки растений раствором бишофита

Порода, вид	Сроки	Концентрация, %
Деревья и кустарники	До распускания почек	10% (1,0 л на 10 л воды)
Деревья (яблоня, груша, слива, абрикос, черешня)	При температуре не ниже 4° 1 обр. — после цветения 2 обр. — через 12-15 дней после первой	15-20 % против щитовки
		2,5%
		2,5%
Вишня	То же	5 %
Ягодники	То же	2 %

В заключение следует отметить, что садоводы Волгоградской области с успехом применяют бишофитовый раствор, спрос на который растет с каждым годом.

Животноводство. Исследования по использованию природного бишофита в животноводстве проводят ученые кафедры кормления и разведения сельскохозяйственных животных Волгоградской сельскохозяйственной академии начиная с 1979 г. Результаты многочисленных опытов и производственные испытания свидетельствуют о положительном влиянии бишофита на продуктивность крупного рогатого скота, овец, свиней и птицы. В 1981 г. на применение бишофита в качестве минеральной подкормки животных получено авторское свидетельство, а с 1993 г. — патент (В.М. Куликов, Н.П. Гребенников, А.А. Найда, В.В. Саломатин, В.А. Ермаков, А.М. Епринцев). Бишофит экспонировался на ВДНХ в павильоне «Животноводство», занесен в каталог первой специализированной выставки — ярмарки «Комбикорма — 92». Эффективность использования бишофита в кормлении была доказана

в опытных хозяйствах Волгоградской области практически для всех видов сельскохозяйственных животных: для телят — в учхозе «Горная Поляна», для коров — в бывших совхозах «Пролетарий», «Искра», для свиней — в ЗАО «Краснодонское» и бывшем совхозе «Искра», для цыплят-бройлеров — на птицефабрике им. 62-й Армии.

Изучение использования бишофита в рационах пушных зверей проводилось: в Институте пушного звероводства — для норок, в Саратовском зооветинституте и зверосовхозе «Анисовский» Саратовской области — для кроликов.

По результатам научных исследований и производственных опытов Волгоградской Сельхозакадемии разработаны «Рекомендации по применению природного бишофита в животноводстве», одобренные Ветфармсоветом 16. 11. 89 г. и утвержденные в установленном порядке.

Вышеозначенные сведения и конкретная информация об эффективности применения бишофита в животноводстве содержатся в материалах научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области...» от 15—16 декабря 2001 г., в частности, в сообщении сотрудников Волгоградской сельскохозяйственной академии В.М. Куликова, С.И. Николаева и В.В. Саломатина (2001).

Нефтегазовая промышленность

Здесь бишофитовые рассолы применяются для приготовления буровых растворов, особенно эффективных при работах в суровых климатических условиях Севера. Используются также бишофитовые растворы:

- для повышения коэффициента охвата пласта заводнения с целью повышения нефтеотдачи на поздних стадиях разработки месторождений;
- для приготовления незамерзающей антикоррозийной смеси с широким диапазоном плотностей (1100—1300 кг/м³), применяемых при консервации скважин;
- для изготовления антифризных растворов с целью борьбы с гидратообразованием на нефтегазовых объектах;
- для глушения скважин с целью предотвращения снижения продуктивности нефтегазонаосного пласта.

Исследования по использованию бишофита в нефтегазовой промышленности осуществляются Волгоградским государственным научно-исследовательским и проектным институтом нефтяной и газовой промышленности (ВолгоградНИПИнефть, ООО НПП «Буртас-БТ»).

Топливо-энергетическая сфера

Использованию бишофитовых рассолов в топливо-энергетической сфере посвящен доклад сотрудников ОАО «ВолгоградНИПИморнефть» Н. И. Юркина и И. Ш. Салеха (2001). Приводим без изменений: «На основе полученных результатов исследований физико-химических и каталитических свойств волгоградского бишофита была разработана и в дальнейшем внедрена в Жирновском НГДУ ОАО «ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть» экономически эффективная, технически надежная и экологически безопасная технология по подготовке и очистке углеводородных горючих газов от

сероводорода, состав поглотительного раствора которой разработан на основе волгоградского бишофита. Разработанный поглотительный раствор обладает высокой способностью нейтрализации сероводорода (степень очистки выше 98%), при этом процесс очистки протекает в широком температурном режиме от минус 20 до плюс 50°C, где расход энергии незначителен, что немаловажно в условиях дефицита энергоносителей. Кроме природоохранных мероприятий, технология очистки характеризуется высокой экономичностью, простотой в эксплуатации и заключается в нейтрализации сероводорода поглотительным бишофитовым раствором, который, в свою очередь, регенерируется с получением очищенного горючего газа в соответствии с требованиями отечественных стандартов. Очищенный горючий газ можно использовать не только для промышленных и коммунально-бытовых нужд, но и в случае неэкономичности его транспортировки для получения более стабильных горючих энергоносителей. Для этой цели предлагается не менее важная технология комплексной переработки углеводородных газов для получения жидкого топлива (синтетический бензин) или органических растворителей, применение которых позволяет дополнительно извлечь из нефтегазоносных пластов до 40% остаточных запасов на поздней стадии разработки месторождений.

Кроме того, разработан высокоэффективный, низкотемпературный, ингибированный водно-минерализованный раствор для применения в качестве промежуточного хладоносителя и высокотемпературного теплоносителя в различных теплообменных установках и системах. Новый антифризный раствор позволяет существенно сократить расход горючего топлива (более чем на 20%). Раствор обладает низкой температурой замерзания (минус 40°), малой коррозионной агрессивностью к различным конструкционным металлам (сталь, алюминий, медь), которая в 3–4 раза ниже, чем у пресной воды, а также обладает антинакипными свойствами. Применение такого антифризного раствора не только повышает тепловую производительность установки, но и позволяет постоянно и максимально получить тепловую энергию с минимально необходимым расходом топлива, при этом резко снижаются непроизводительные затраты на очистку, ремонт и т. п. По гигиеническим, токсикологическим и экологическим требованиям безопасности растворы, приготовленные на основе волгоградского бишофита, относятся к малоопасным химическим препаратам и являются пожаро- и взрывобезопасными, а также оказывают преимущественно благоприятное влияние на окружающую среду...» (с. 114–115).

Бишофит применяется также в качестве эффективной присадки при сжигании сернистых мазутов на тепловых электростанциях. Добавка рассола в количестве 1 — 1,5 кг на тонну мазута позволяет в значительной степени уменьшить загрязнение поверхностей нагрева котлов продуктами сгорания и облегчить процесс их чистки, за счет чего увеличивается теплоотдача топлива, экономится 0,5 % мазута. Кроме того, добавки рассола снижают скорость сернистой коррозии поверхностей нагрева котлов, тем самым увеличивая безремонтный период их работы примерно в 3 раза (Деревагин и др., 1989).

Цементное производство

Небольшая добавка рассола бишофита в цементное сырье позволяет перевести заводы на технологию низкотемпературного синтеза. Низкотемпературная технология производства цемента с использованием бишофита была разработана НИИ стройпроект (г. Ташкент) еще до 1988 г. и прошла испытание на Састюбинском цементном заводе. Новая технология позволяет за счет снижения температуры обжига цементного сырья на 300° и более легкого размола клинкера увеличить производительность цементных печей и сократить расход топлива на 30%, а электроэнергии — на 20%. Приготовление магнезиальных цементов для заливки полов на элеваторах и других объектах пищевой промышленности, как правило, ведется с использованием бишофитового рассола.

Антиобледенительное средство

При температурах до минус 30–33°C поверхность каких-либо объектов, политая рассолом бишофита, не замерзает. Это его свойство используется для борьбы с гололедом, облегчения уборки снега и предотвращения смерзания грузов (руда, флюсы, инертные материалы, уголь).

Общезвестно, что применение поваренной соли в качестве морозозащитного средства на дорогах приводит к засолению придорожной почвы и угнетению растительности, износу авторезины, обуви и коррозии металла. В этом отношении рассол хлористого магния является менее агрессивным.

В зимний период 1986–1987 гг. Минчермет СССР успешно использовал рассол бишофита для поливки дорог в карьерах Костомукшского комбината и обработки отгружаемой руды на Михайловском горно-обогатительном комбинате объединения «КМА-Руда». При этом значительно уменьшались затраты времени и средств при разгрузке руды на металлургических заводах.

Сотрудники ОАО «ВолгоградНИПИмор-нефть» Н.И. Юрков и И.Ш. Салех разработали антиобледенительный раствор «Биодор» для полива автодорог и тротуаров в городах.

Пылезащитное средство

Способность бишофита поглощать атмосферную влагу используется в противопыльных целях. Поверхность, смоченная рассолом бишофита, остается влажной в самое жаркое время года. Применение рассолов при производстве землеройных работ (котлованы под сооружения, траншеи) на городских стройках позволяет уменьшить запыленность воздуха; ими можно смачивать и улицы, не имеющие твердого покрытия. Особенно эффективно применение бишофитового раствора на проселочных дорогах в страдную пору жатвы, когда интенсивность движения автотранспорта резко возрастает. При этом не только улучшаются условия труда водителей, но и создается возможность более эффективной и безаварийной работы. Рассол бишофита или составы на его основе используются для борьбы с пылью как в открытых, так и в закрытых горных выработках. Перспективно их применение для предотвращения пылеуноса ряда грузов с открытых железнодорожных платформ.

Прочие направления использования

На многих машиностроительных предприятиях внедрена технология закалки металлических деталей в водном растворе природного бишофита. В отличие от традиционно применяемых закалочных средств (например масла) раствор бишофита не горит в процессе закалки, не выделяются дым и вредные испарения.

На Волгоградском судостроительном заводе проведены опыты по применению водного раствора бишофита в качестве комплексного катализатора для изготовления литейных стержней и форм горячего отвердения, что дало дополнительное увеличение прочности стержней и форм на 10 — 15%. Снижена трудоемкость приготовления литейных форм и смесей.

Опробован бишофит и в качестве компонента в средствах для тушения пожаров. Испытания показали, что 5-7% раствор бишофита производит такой же эффект при тушении пожаров (особенно лесных), как 20% водный раствор гораздо более дефицитного антиперена. Замена последнего на дешевый продукт природного происхождения снижает его расход при тушении пожаров в 3-4 раза.

На Волгоградском мачтозаводе рассолом бишофита пропитывают древесину для придания ей огнестойкости. А энергетики используют такой же прием для предохранения от гниения деревянных опор линий электропередач напряжением до 6 киловольт.

ОАО «Гидрометаллург» (г. Нальчик) использует бишофитовый рассол в качестве катализатора при переработке вольфрамовой руды. Мы полагаем, что описанные в настоящем разделе полезные качества бишофитового рассола не исчерпывают всех его потенциальных возможностей. Учеными-энтузиастами преимущественно Волгоградских научно-исследовательских и учебных заведений продолжают работы по выявлению новых качеств этого уникального полезного ископаемого и расширению, углублению уже известных направлений его применения.

В заключение следует выразить сожаление по поводу ликвидации скважины 6040 на Городищенском месторождении — единственной скважине, снабжавшей все отмеченные направления чистым природным бишофитовым рассолом.

2.5. История открытия и изучения Поволжского бишофитоносного бассейна

Галогенные образования, в том числе и бишофитовые залежи, располагаются в Поволжском бишофитоносном бассейне на значительных глубинах. Отсутствие каких-либо прямых поисковых признаков и предпосылок, наряду с укоренившимися в научной литературе представлениями о невозможности накопления продуктивных залежей бишофитовых пород, надежно скрывали этот природный дар от исследователей. Однако по счастливым обстоятельствам в пределах бассейна в послевоенные годы начались интенсивные поисково-разведочные работы на нефть и газ в каменноугольных и девонских

отложениях, проводившиеся рядом организаций («Нижневожскнефть», «Саратовнефтегаз», «Нижневожскгеология», «Прикаспийбурнефть», «Калмнефтегазразведка»). В результате кунгурская галогенная толща здесь пройдена большим количеством скважин. Скважины бурились сплошным забоем без подъема керна, но с комплексом каротажных исследований, в числе которых присутствовали виды (ГК, НГК, кавернометрия), используемые в настоящее время для однозначного установления минеральных разновидностей солей.

Первооткрывателем бассейна по праву считается В.А. Ермаков («Нижневожскнефть»). В середине 70-х годов, интерпретируя каротажные диаграммы по скважинам, он не только обосновал имевшиеся уже на то время предположения о наличии бишофитовых залежей в разрезе галогенной толщи Приволжской моноклинали, но и проследил их площадное развитие, тем самым доказав потенциальное промышленное значение открытия (Ермаков и др., 1968). Однако, показанное при этом сплошное распространение бишофитовой породы на столь обширной территории (15-20 тыс. км²) вызвало сомнение у специалистов и не объяснялось основами общепризнанной теории галогенеза.

В это же время коллега и сподвижник В.А. Ермакова — Н.П. Гребенников занимался решением одной из важнейших задач — поиском способов подъема керна при перебурке интервалов сверхгигроскопичной бишофитовой породы, что не удавалось осуществить ранее, кроме редких удачных попыток получения отдельных образцов. Его усилия увенчались успехом и в 1966 г. при бурении скважины № 1 Суводской впервые было отобрано непрерывно 18 м искомой породы. Кроме этого, Н. П. Гребенников останется в доброй памяти многих, кто поверил и испытал целительные свойства бишофита, горячо пропагандируемые этим энтузиастом.

Первые целенаправленные поисково-разведочные работы на бишофит были проведены по инициативе В.А. Ермакова объединением «Нижневожскнефть» в 1971-1973 гг. на Городищенской площади. Пробурены три разведочные скважины (6040—6042), которые вместе с ранее пройденной глубокой нефтяной скважиной (18) располагались по углам четырехугольника со сторонами около одного километра. Выход керна по разведочным скважинам в бишофитоносном интервале составил порядка 90%, что позволило петрографу В. В. Кольцовой (ВолгоградНИПИнефть) впервые осуществить детальное минералого-петрографическое описание этих пород (Кольцова, Яржемский, 1969; Кольцова, 1974). Результаты этих работ, а также выявленная попутно при изучении Светлоярского месторождения каменной соли (1963-1966 гг.) мощная бишофитовая залежь, были представлены (В.Г. Тупикова, В.А. Ермаков, Н.П. Гребенников, Е.И. Гетманова) на ГКЗ СССР для защиты запасов полезного ископаемого по промышленным категориям. Запасы на остальной территории Приволжской моноклинали оценивались по категории С₂. Однако по Городищенскому и Светлоярскому месторождениям запасы были приняты по категории С₂, а на остальной площади — в качестве прогнозных ресурсов (протокол ГКЗ СССР № 6918 от 02. 06. 73 г.).

В 1976 г. на Наримановской площади объединением «Нижеволжскнефть» была расконсервирована и оборудована под рассолодобычу одна из пробуренных здесь ранее (1972-1973 гг.) нефтяных скважин (№ 7). Добыча бишофита осуществлялась для удовлетворения собственных нужд — приготовления буровых растворов и для проведения исследовательских работ по установлению направлений использования этого нового вида сырья. Успешная добыча велась здесь вплоть до 1995 года, когда скважина была потеряна по технологическим и техническим причинам.

В соответствии с постановлением Государственного комитета по науке и технике (ГКНТ СССР) и Госплана СССР № 516/271 от 29. 12. 81 г. «ввести в эксплуатацию... опытно-промышленный рассолопромысел для добычи хлормagneйных рассолов методом подземного выщелачивания бишофита производительностью 150 тыс. куб. м рассола в год...», ПО «Каустик» в 1984 г. приступил к организации такого рассолопромысла на Светлоярском месторождении, где были пробурены 2 скважины, одна из которых (1 Бр) должным образом оборудована и до настоящего времени находится в рабочем состоянии.

Планомерное изучение бишофитоносности Приволжской моноклинали начинается с конца 80-х годов прошлого столетия работами Волгоградской геологоразведочной экспедиции ПГО «Нижеволжскгеология». Проектом, составленным в 1978 г. (С.А. Свидзинский С.А., Л.В. Аношин) «Поиски калийных и магниевых солей на Приволжской моноклинали», предусматривалось бурение трех опорных скважин с неперменным сплошным отбором керна по галогенным образованиям. Две скважины намечались в самой южной (Сафроновская площадь) и северной (Краснокутский участок) частях моноклинали и одна — в ее центре (Городищенский или Наримановский участки). При этом учитывалось, что проведение комплекса каротажных работ в скважинах позволит четко увязать вещественный состав вскрытых образований с их каротажной характеристикой, что даст возможность привести к единому знаменателю огромный геофизический материал по всем скважинам нефтяников, пробуренным на перспективной территории. В итоге:

— в 1979 г. пройдена скважина 1 Краснокутская. При выборе ее местоположения были учтены рекомендации группы сотрудников Нижне-Волжского НИИ ГГ (Ю.А. Писаренко, В.С. Белоножко, В.А. Бурунков, С.Б. Файницкий) и главного геолога ПГО «Нижеволжскгеология» Ф.И. Ковальского (Писаренко и др., 1984). Скважина перебурила галогенную толщу кунгура почти полностью, до третьей снизу *приволжской* ритмопачки. Трудно переоценить значение этого события: впервые была получена непосредственная литологическая, химическая, минералого-петрографическая и геохимическая характеристика этой толщи. Кроме того, в разрезе *погожской* ритмопачки вскрыт 20-метро-

вый пласт калийно-магниевых солей, включающий 13-метровый слой чистой бишофитовой породы (Свидзинский и др., 1983).

В 1984-1986 гг. осуществлено бурение двух скважин (1п, 2п) на Наримановской площади. Поднятый по этим скважинам керн в интервале продуктивной толщи позволил использовать, при определении здесь запасов сырья, каротажные данные по 10-ти пробуренным ранее скважинам нефтяников и представить (С. А. Свидзинский, Д. И. Цимберг, В. П. Бордюгов, О. Д. Свидзинская, В. А. Ермаков) на ГКЗ СССР Наримановское месторождение бишофита с запасами, апробированными по категории C_2 (протокол ГКЗ СССР № 10815 от 23. 03. 90 г.).

Полученный в результате отмеченных работ геологический материал, а также опыт изучения галогенной толщи, в том числе бишофитоносных и собственно бишофитовых пород Эльтонского месторождения калийных солей (1964-1976 г. г.), позволил (Свидзинский, 1991) осуществить надежную интерпретацию каротажных данных по всем нефтяным скважинам, пробуренным на территории Приволжской моноклинали. При этом были отстроены структурные и литолого-фациальные карты по бишофитоносным пластам и установлены общие закономерности взаиморасположения в пластах сильвинита, карналлитовых и бишофитовых пород. Эти карты являются основой при определении перспектив территории на калийные и магниевые соли, а также оценке ресурсов сырья и планировании геологоразведочных работ.

В 1989 г. на Городищенском месторождении Волгоградской ГРЭ расконсервирована и оборудована под опытно-промышленную добычу одна из поисково-разведочных скважин 1972 г. (6040). При этом впервые была внедрена (Ю.В. Романов, А.А. Салмин) новая оригинальная технологическая схема, позволяющая получать особо чистый рассол природного бишофита, используемый в бальнеологии, подкормке животных и т. п. С 1990 г. работы на Городищенском месторождении осуществляет Городищенская геологоразведочная партия, выделившаяся из состава Волгоградской ГРЭ в самостоятельное структурное подразделение. В 1991-1994 г. г. проведена детальная разведка месторождения и впервые защищены (С.А. Свидзинский, М. П. Толмачев, В.П. Бордюгов, А.А. Салмин, О.Д. Свидзинская) запасы бишофита по промышленным категориям $B+C_2$ в размере 50,3 млн. т (протокол ГКЗ РФ № 316 от 21. 04. 1995 г.).

В 1990-1992 г. г. Межотраслевым научно-производственным объединением «Бишофит» проведена детальная разведка Наримановского месторождения. Объединением «Нижеволжскнефть» пробурены три разведочно-эксплуатационные скважины (15, 16, 20), позволяющие определенное количество запасов бишофита категории C_2 перевести в промышленные категории $B+C_1$ (около 40 млн. т). Геологическое обслуживание осуществлялось специалистами Городищенской партии (С.А. Свидзинский, В.П. Бордюгов, О.Д. Свидзинская).

Для глубокой расшифровки вещественного состава и своеобразия пород, слагающих галогенную толщу Поволжского бишофитоносного бассейна, а также познания условий образования продуктивных горизонтов, при проведении всех вышеотмеченных работ привлекались ведущие специалисты в области соляной геологии некоторых научно-исследовательских организаций и высших учебных заведений. Так, классические геохимические исследования под руководством проф. М.Г. Валяшко осуществлялись сотрудниками кафедры геохимии Московского госуниверситета И. К. Жеребцовой, В. И. Борисенковым, О. Д. Пантелеевой (Свидзинской), В. А. Золотаревой (Валяшко и др., 1976, 1978, 1979; Жеребцова и др., 1979, 1983, 1986). Специфические геохимические работы на основе термобарометрического изучения газовой-жидких включений в кристаллах солей выполняли специалисты НИИ геологии при Саратовском госуниверситете Г.А. Московский, О.П. Румянцева (Гончаренко), К.М. Сиротин (Московский, Сиротин, 1981; Московский и др., 1984; Гончаренко, Московский, 1988; Московский, Гончаренко, 1989). Литологические и минералогическо-петрографические исследования проводились сотрудниками Института литосферы РАН и Института геологии СО РАН М.А. Жарковым, Г.А. Мерзляковым, Т.М. Жарковой, Л.Л. Аксеновым, С.Л. Осиповым, Ю.И. Лагутиным, а также Ростовского госуниверситета В.С. Деревягиным, Н.М. Седлецкой, Л.А. Решитько, А.С. Макаровым, О.М. Кисиленко (Жарков и др., 1979, 1980; Макаров и др., 1988; Свидзинский и др., 1988; Решитько, 1988).

Перспективам освоения месторождений бишофита и рекомендациям по решению связанных с этим проблем посвящены работы В. И. Седлецкого, И. Н. Тихвинского, Ф. И. Ковальского, М. М. Музалевского, С.А.Свидзинского, В. А. Ермакова, Н. П. Гребенникова, А. С. Макарова (Седлецкий и др., 1979, 1985; Ковальский и др., 1979; Свидзинский, 2000, 2001; Баталин, Свидзинский, 2001).

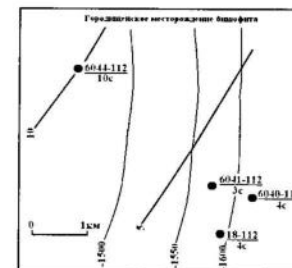
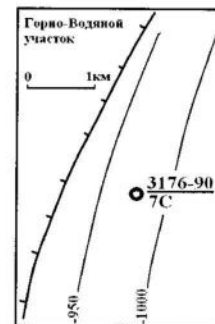
Большой вклад в организацию поисково-разведочных работ на бишофит внесли ген. директор объединения «Нижевожскнефть» Ф. И. Шейкин, ген. директор ПО «Каустик» О. Г. Болотин, начальник Волгоградской ГРЭ М. М. Музалевский, директор Городищенской ГРП И. И. Афонкин, ген. директор МНПО «Бишофит» В. Е. Соловьев.

3. КАЛИЙНЫЕ СОЛИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Рассмотренное в предыдущем разделе широкомасштабное накопление на рассматриваемой территории конечных стадий галогенного седиментогенеза – бишофитовой породы предопределяет обязательное соседствующее наличие предваряющих этапов – стадий образования калийно–магниевого и калийных залежей. К настоящему времени выявлено и предварительно изучено два крупных месторождения калийных солей – Эльтонское и Гремячинское. Проявления калийно-магниевого (карналлитовые породы) и калийных (сильвиниты) солей прослеживаются по всей Приволжской моноклинали и связаны генетически с образованием бишофитовых пород. Самостоятельные мономинеральные залежи сильвинита имеют здесь весьма ограниченное развитие, отличаются сравнительно малыми мощностями и значительными глубинами залегания. На рис. 54, 55 показаны проявления сильвинита на этой территории как в погожской (VI), так и в антиповской (VII) ритмопачках. В погожской ритмопачке выделяется 4 участка в пределах площадей Горно-Водяной, Горно-Балыклейской, Камышинско-Быковской и на территории Городищенского месторождения бишофита.

Горно-Водяной участок расположен у зоны выклинивания погожской ритмопачки; калиенность характеризуется здесь единственной скважиной №3176-90. По неполному комплексу каротажных данных (отсутствует НГК) предполагается 7-метровый пласт сильвинита на абсолютных отметках порядка – 970 м. Перспективы этого участка не ясны.

Камышинско-Быковский участок показывает наличие более выдержанного сильвинитового пласта по трем скважинам №№2-Юкс, 3-Фед и 5067-108 (мощности соответственно 45,3 и 4 м), однако большие глубины залегания (абс. отм. -1750 – (-1900 м) не позволяют рассматривать его в качестве перспективного.



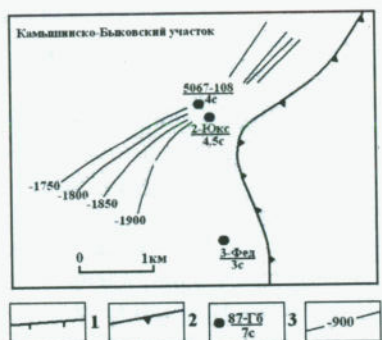
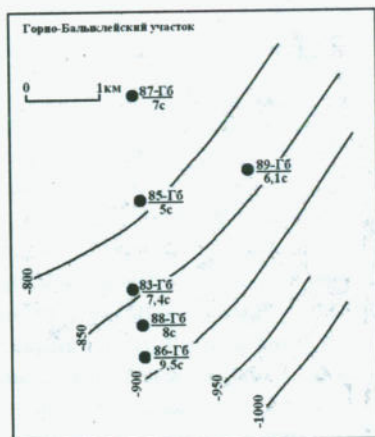


Рис. 54. Проявления калийных солей на территории Приволжской моноклинали. Пожогская ритмопачка – VI. Условные обозначения: 1 – западная граница распространения галогенных образований кунгура; 2 – бортовой уступ Прикаспийской впадины; 3 – буровая скважина, вскрывшая карналлитовый (к) или сильвинитовый (с) слой: в числителе – номер скважины и площадь, в знаменателе – мощность слоя; 4 – изогипсы по подошве пласта в абсолютных отметках.

В пределах Горно-Балыклейского участка пробурено 6 скважин (№№ 83, 85-89), вскрывших сильвинитовый пласт в интервале глубин 886,6 м – 964 м. Расстояние между скважинами изменяется от 0,5 до 1,5 км; Мощность залежи – от 4 до 9 м (средняя 7 м).

В нижеследующей таблице 5 приводятся характеристики вскрытых калийных пластов по скважинам.

Таблица 5
Характеристика калийных залежей

№№ скв	Глубина залегания, м.			Минеральный состав
	от	до	Итого	
83	886,6	894	7,4	Сильвинит
85	912,0	917,0	5,0	Сильвинит
	917,0	921,0	4,0	Карналлит
86	954,5	964,0	9,5	Сильвинит
	964,0	975,0	11,0	Карналлит
87	922,0	929,0	7,0	Сильвинит
88	902,0	910,0	8,0	Сильвинит
	910,0	917,0	7,0	Карналлит
89	929,0	935,1	6,1	Сильвинит
	935,1	939,9	4,8	Карналлит

Учитывая выдержанность сильвинитовой залежи на площади порядка 15 км² и экстраполируя эту площадь до 20 км², ожидаемые запасы могут составить 300 – 500 тыс. тонн высококачественного калийного сырья.

Городищенское месторождение бишофита характеризуется наличием выдержанной сильвинитовой залежи мощностью от 3-4 до 10 м. Однако эта залежь располагается ниже мощного бишофитового пласта антиповской ритмопачки, что позволяет сомневаться в возможности добычи сильвинита вообще.

В антиповской ритмопачке выделено три участка: Семеновский, Горно-Балыклейский и Луго-Пролейский. В первом из них сильвинитовая залежь вскрыта двумя скважинами (65-См и 66-См) мощностью 1,5 и 1,7 м. На втором – одиночной скважиной №82-Гб, мощностью 3,2 м. На Луго-Пролейском участке пробурено 4 скважины, показывающие хорошую площадную выдержанность сильвинитовой залежи от 3 до 4,5 м. Однако расположение этого участка близ границы с Прикаспийской впадиной обуславливает весьма значительные глубины залегания сильвинитового пласта (абс. отм. от -1850 до -2050 м.).

3.1 Эльтонское солянокупольное месторождение

Эльтонское месторождение располагается на площади листа М-38-XXIX, в северо-западной части Прикаспийской низменности, в окрестностях озера Эльтон. В административном отношении оно входит в состав Палласовского района Волгоградской области. Географические координаты 49010'' – 49015''' с.ш.; 46040'' – 46055'' в.д. Месторождение приурочено к Эльтонской солянокупольной структуре, которая относится наравне с Индерским, Челкарским и Баскунчакским куполами к так называемым «куполам-гигантам». По результатам электроразведочных работ 1966г. приподнятое залегание галогенной толщи кунгура фиксируется в 3 блоках, располагающихся непосредственно к северу, востоку и юго-западу от озера и соответствующих выделенным здесь трём поисковым участкам: Северному, Улаганскому и Южному (рис. 56). Размеры Северного и Улаганского участков по абсолютной отметке сводовой части соляного массива – 350 м определяются величинами 9х5 и 12х6 км. Размер Южного участка до аналогичных глубин ориентировочно равняется 13х7 км. Соляное зеркало структуры располагается на глубинах 275-300 м. Гипс-ангидритовая толща кепрока отличается значительными колебаниями мощности: от 1 до 104 м в пределах Северного участка и от 8 до 196 м – Улаганского.

Поисково-разведочные работы на калийные соли осуществлялись здесь с 1964 по 1979 г. При этом на Южном участке пройдено несколько рекогносцировочных скважин, на Северном – проведена поисково-оценочная стадия работ, на Улаганском – завершена предварительная разведка. В итоге выявлено крупное месторождение высококачественных калийных солей.

В процессе изучения месторождения отрабатывалась оптимальная эффективная методика работ, позволившая впервые для условий солянокупольных структур Северного Прикаспия установить необходимые параметры его геологического строения, отвечающие отмеченным выше стадиям

(Свидзинский, Московский, 2008). В методическом отношении изучение Эльтонского солянокупольного месторождения подразделяется на 4 этапа.

На первом этапе (1964-1965 гг.) пробурено 5 одиночных поисковых скважин глубиной около 650 м в различных частях Северного блока (см. рис. 56). В результате в толще каменной соли у юго-западных границ участка (скважина 03) были обнаружены карналлитовые слои, а на северо-востоке (скважина 07) — продуктивная сильвинитовая залежь.

На втором этапе (1965-1967 гг.) в практике буровых работ была внедрена кернометрия, т.е. ориентированный подъём керна из скважин и определение по этим образцам элементов залегания складчатых систем.

Одним из важнейших результатов опытно-методических работ рассмотренного периода явилось составление в общих чертах сводной нормальной колонки изученной части разреза соляной толщи купола на основании визуального выделения некоторых разностей галогенных пород и увязки их по скважинам (Паукер, Свидзинский, 1970). В самом начале полевых работ было обращено внимание на почти повсеместное в галогенной толще чётких, преимущественно слабо нарушенных будинажом сезонных слоёв ангидрита, отражающих первичную слоистость пород. В связи с этим при описании керна скважин тщательно замерялись углы слоистости с фиксированием изменения их значений по всем перебуренным интервалам. Указанные данные использовались при построении разрезов по скважинам методом биссектрис. Этот метод разработан В.И.Скоком (1933) для складчатых пластовых месторождений и впервые в условиях солянокупольных массивов применён на Эльтоне (Свидзинский, 1969). Он позволил восстанавливать элементы складок, вскрываемых каждой из скважин и определять местоположение последующих скважин в профилях с целью непрерывного наращивания перекрывающих разрезов.

Получение перекрываемых разрезов по посково-разведочным профилям, ориентированным с помощью кернометрии вкост простирания внутренних структур, позволило целенаправленно изучать разрез галогенной толщи, устанавливать и проследить характерные разновидности солей и порядок их напластования. В полной мере эти методические приёмы были использованы и на следующих этапах изучения месторождения.

На 3-ем этапе (1968-1975 гг.) работы проводились в основном на Улаганском участке. Буровые скважины располагались в профилях, ориентированных вкост простирания внешней формы соляного массива и его внутренних структур (рис. 16, 19). Расстояния между профилями выбирались около 2 км. Расстояния между скважинами в профилях определялись в каждом конкретном случае в зависимости от устанавливаемых при бурении структурных условий галогенной толщи и изменялось от 50-100 до 400-500 м. Глубины скважин составляли 1000-1200 м, иногда увеличиваясь до 1300-1400 м.

При выборе подобной методики поисково-разведочных работ соблюдались следующие условия: с одной стороны — минимально возможная прорча месторождения, а с другой — получение необходимой информации о

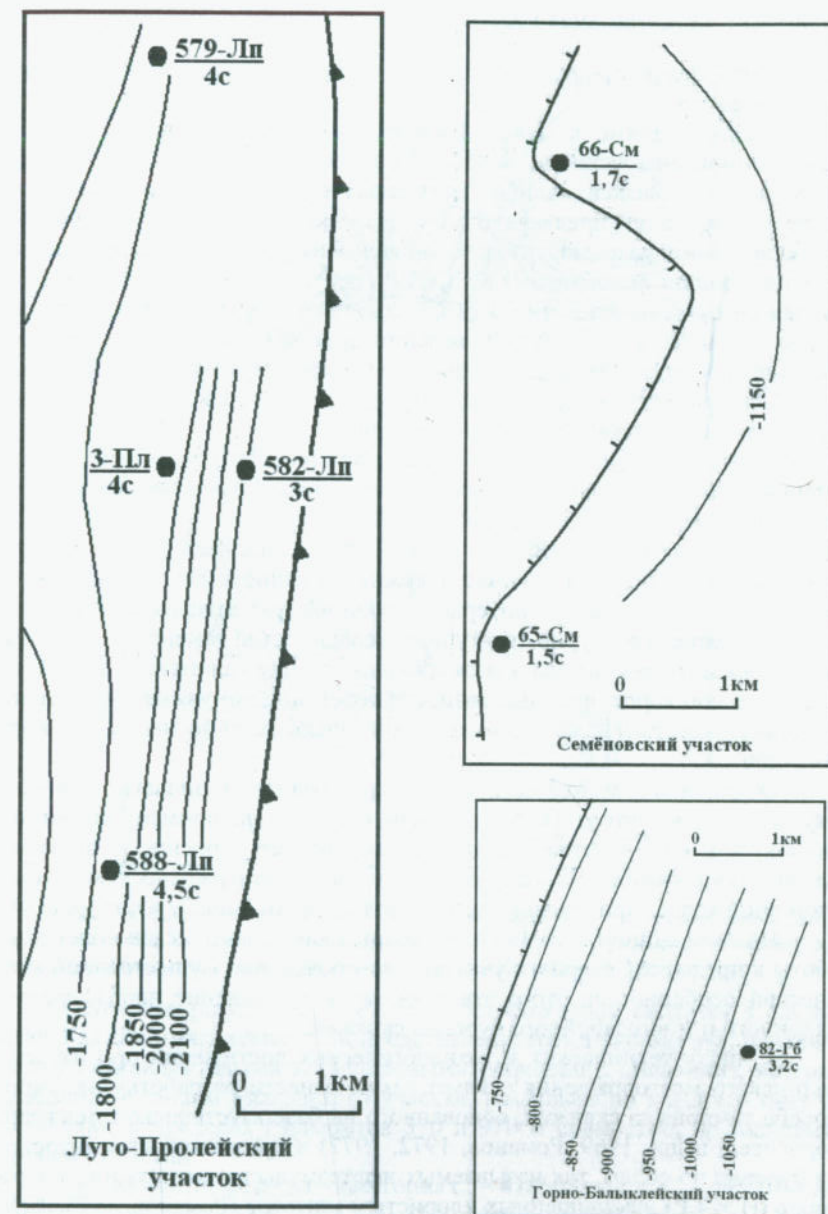


Рис. 55. Проявления калийных солей на территории Приволжской моноклинали. Антиповская ритмопачка – VII. Условные обозначения см. на рис. 54.

внутреннем строении соляного массива и об условиях залегания полезной толщи. Первое из этих условий обеспечивалось выбранным оптимальным расстоянием между профилями, а второе — необходимым количеством скважин в профилях.

Таким образом, к концу 1975 г. в пределах Улаганского участка были установлены условия залегания галогенной толщи и, в частности, продуктивных залежей калийно-магниевых солей с детальностью, соответствующей стадии предварительной разведки. Геологические материалы предварительной разведки с подсчётом калийно-магниевых солей в начале 1976 г.ю прошли апробацию ГКЗ СССР (протокол № 7582 от 18.02.76 г.), которая рекомендовала Мингео СССР совместно Минхимпромом решить вопрос о сроках и методике проведения детальных разведочных работ в увязке со сроком вовлечения Эльтонского месторождения в эксплуатацию.

Основной результат работ третьего этапа состоял в установлении двух закономерностей строения галогенной толщи:

а) интенсивный, однако не диссгармоничный, а подобный характер дислоцированности солей с преимущественным развитием крутых изоклинальных опрокинутых складок (рис. 18, 20);

б) хорошая выдержанность на площади установленных разновидностей галогенных пород и наличие надёжно коррелируемых горизонтов, пачек, пластов, слоёв по всему интервалу сводной стратиграфической колонки.

Изучение структурно-текстурных особенностей каменной соли позволило расчленить всю вскрытую скважинами толщу галогенных пород, выделить хорошо коррелируемые разности солей и чётко увязать идентичные по возрасту пласты и даже отдельные слои, числе калийно-магниевых пород и ангидритов.

Отмеченные методические приёмы позволили впервые для солянокупольных объектов Прикаспийской впадины на пример Эльтонского солянокупольного массива установить внутреннее строение и построить надёжно обоснованную сводную нормальную стратиграфическую колонку галогенной толщи при сравнительно небольших объёмах бурения (рис. 4).

На 4-ом этапе (1976-1979 гг.) были проведены поисково-оценочные работы в пределах Северного участка месторождения. Существенной методической особенностью этого этапа является применение направленного наклонного и многозабойного бурения скважин.

К числу технических и технологических достижений при изучении Эльтонского месторождения следует также отнести разработку надёжного способа тампонажа скважин, основанного на базе каустического магнезита (Борисовец, и др., 1969, Романов, 1972, 1977) и промывочных жидкостей для бурения по солям, так называемых нефтемulsionных глинистых растворов (НЭСР), насыщенных хлористым магнием (Романов, 1973, 1974). Использование НЭСР позволило полностью ликвидировать потерю керна и образование каверн в интервалах легкорастворимых солей (карналлиты, бишофиты) а также устранить шламообразование при бурении в галогенных породах.

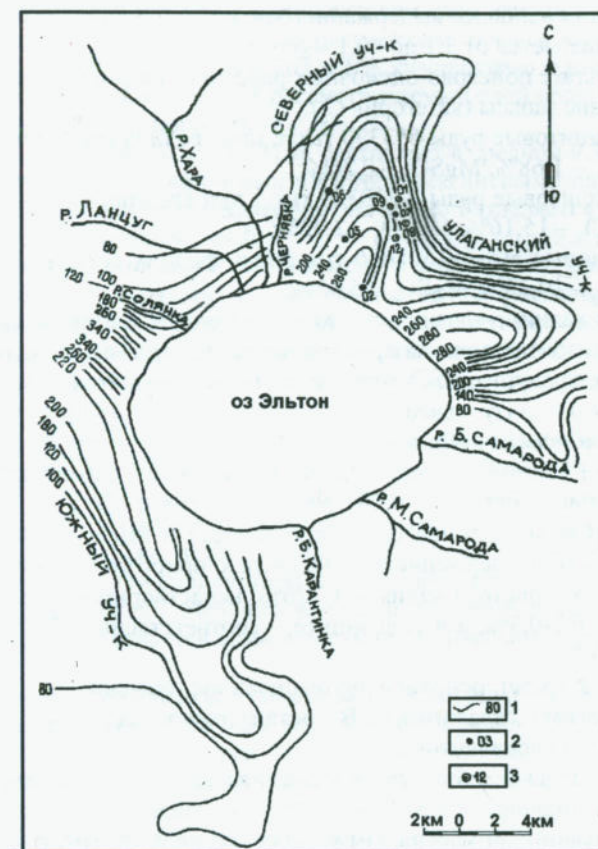


Рис. 56. Эльтонская структура. Условные обозначения: 1 — изолинии напряженности теллурических токов в условных единицах (электроразведка); 2-3 — буровая скважина и ее номер: 2 — пройденная на первом этапе и 3 — в начале второго этапа работ (см. текст).

Основные результаты изучения месторождения сводятся к следующему. Калийно-магниевые соли представлены тремя типами руд: сильвинитовыми, карналлитовыми и смешанными (карналлит, сильвинит, кизерит). Разведанные запасы Улаганского участка, раздельно по каждому типу руд составляют в пределах горизонтов 370 и 970 м совместно, по нижнему и верхнему пластам:

- сильвинитовые руды — категория C_1 — 418608 тыс.т., C_2 — 595916 тыс.т., при средних содержаниях: KCl — 43,81%; $MgCl_2$ — 0,74%; $MgSO_4$ — 0,82%;
- карналлитовые руды — категория C_1 — 206293 тыс.т., C_2 — 288180 тыс.т., при средних содержаниях: KCl — 21,75%; $MgCl_2$ — 19,91%; $MgSO_4$ — 6,35%;
- смешанные соли — категория C_1 — 345963 тыс.т., C_2 — 362918 тыс.т., при средних содержаниях: KCl — 33,25%; $MgCl_2$ — 10,58%; $MgSO_4$ — 7,47%;

Мощность наиболее выдержанного по площади нижнего сильвинитового пласта колеблется от 3,1 до 40,1 м (средняя – 18,5 м).

В результате поисково-оценочных работ на Северном участке определены следующие запасы (категория C_2):

- сильвинитовые руды 653390 тыс.т. при средних содержаниях: KCl – 33,77%; $MgCl_2$ – 1,68%; $MgSO_4$ – 0,86%;
- карналлитовые руды – 210320 тыс.т. при средних содержаниях: KCl – 25,98%; $MgCl_2$ – 15,16%; $MgSO_4$ – 2,92%;
- смешанные руды – 508636 тыс.т. при средних содержаниях: KCl – 30,69%; $MgCl_2$ – 10,15%; $MgSO_4$ – 5,62%;

Пласты калийно-магневых солей заключены в продуктивном и калиеносном горизонтах, причем промышленные (2-й и 3-й) – приурочены исключительно к продуктивному горизонту. Ниже приводятся характеристики пластов в порядке снизу – вверх:

Продуктивный горизонт

Пласт 1 состоит из двух слоёв: нижнего (а), сложенного карналлитовой породой мощностью 0,96-7,96 м и верхнего (б), представленного сильвинитом. Сильвинитовый слой не выдержан и имеет незначительную мощность (до 1 м). Содержание в карналлите хлористого магния колеблется от 14 до 27%, хлористого калия – 17-26%, нерастворимого остатка – 0,5-2,5%, брома – 0,2-0,3%, а в сильвините – соответственно 22-51%, 1-1,2%, 0,2-0,4%, 0,1-0,2%.

Пласт 2 имеет основное промышленное значение. Он полностью пересечен многими скважинами. В составе пласта выделяется два слоя: сильвинитовый и карналлитовый.

Сильвинитовый слой (2а) прослеживается в разрезе пачки повсеместно, меняя мощность от 3,09 до 30,69 м (средняя 18,5 м). Сложен он, в основном, сильвинитом массивным и массивно-полосчатым, разнокристаллическим. В подошве слоя иногда залегает слоистый сильвинит. По некоторым скважинам в разрезе слоя отмечаются маломощные неясно выраженные прослои и вкрапленность карналлита. В юго-восточной части Улаганского участка (скв. 168) сильвинит замещается карналлит-сильвинитовой и сильвин-карналлитовой породой.

Во всех вскрытых разрезах сильвинитового слоя отмечена весьма незначительная примесь водонерастворимого сульфатного (в основном ангидрит-гипсового) материала. Лишь в скважине 145 в сильвините установлено повышенное (до 15 – 20%) содержание ангидрита.

Карналлитовый слой (2б) развит в кровле пласта. Он сложен чистым, почти мономинеральным крупнокристаллическим карналлитом, массивной, редко массивно-брекчевидной текстуры, преимущественно розового, оранжево-красного, реже лилового, бледно-зелёного, матово-белого или вишнёво-красного цветов.

Встречаются также бесцветные и полупрозрачные разности карналлитовой породы.

В скважинах 169 и 170 в карналлитовом слое имеются прослои (0,5-4,7 м) бишофитовой и бишофит-карналлитовой породы с включениями кизерита, а в скважинах 164, 158, 167 и 168 кизеритовые и карналлит-кизеритовые прослои. В скважине 138 рассматриваемый слой полностью сложен карналлит-кизеритовой породой.

Мощность слоя 2б от 1 до 21 м, составляет в среднем 9,3 м.

Пласт 3 сложен калийными и калийно-магнелиевыми породами и так же, как пласт 2 имеет промышленное значение. Разделяется на два слоя: сильвинитовый и карналлитовый.

Сильвинитовый слой «а» сложен, в отличие от сильвинитового слоя нижележащего пласта 2, преимущественно ритмично-слоистыми сильвинитами. Однако, в ряде случаев он представлен также массивными или массивно-полосчатыми разностями, располагающимися обычно в верхней части слоя. В некоторых пересечениях этот слой полностью состоит из сильвинита массивного.

Иногда сильвинитовый слой выпадает из разреза и тогда весь пласт целиком представлен карналлитовым слоем или замещён метасильвинитом. Для последнего случая отмечена следующая закономерность: чем меньше мощность сильвинитового слоя или пласта в целом, тем больше мощность располагающегося ниже метасильвинитового слоя. Это свидетельствует о фациальном замещении сильвинитов метасильвинитами.

Учитывая степень дислоцированности галогенных пород на Эльтонском куполе, не исключается возможность тектонического разлинзовывания залежи.

Мощность слоя изменяется от 0,2 до 8,1 м, составляя в среднем 2,6 м.

Карналлитовый слой «б» залегает, как правило, в кровле пласта. Литологический характер пород здесь более изменчив, чем в слое 2б. В большинстве случаев, этот слой сложен карналлитовой породой массивной оранжево-красного цвета.

Во многих скважинах рассматриваемый слой представлен перемежающимися прослоями карналлитовой, кизеритовой или карналлит-кизеритовой пород, причём основная часть кизерита тяготеет к кровле слоя.

В разрезе карналлитового слоя встречены прослои (0,5-10 м и, даже до 32 м), сложенные массивной бишофитовой, кизерит-бишофитовой, карналлит-бишофитовой и бишофит-карналлитовой породами, обычно содержащими в своём составе примесь кизерита.

Следует отметить, что акцессорная борная минерализация (примесь ашарита), установленная химическим и минералогическим анализами, обнаружена в основном, в породах, содержащих кизерит, и приурочена почти исключительно к описываемому карналлитовому слою.

Калиеносный горизонт (IV).

Пласт 4. В его составе выделяется 19 прослоев, из которых чётные сложены каменной солью, а нечётные – сильвин-галитовой и карналлит-галитовой породой.

Средний химический состав по пласту в целом следующий: $NaCl$ – 85-92%, KCl – 0,4-3,9%, $MgCl_2$ – 0,2-0,8%, $CaSO_4$ – 6-8%, H_2O – 0,6-1,8%, бром – 0,02-0,04%.

Мощность пласта изменяется от 12,5 до 94,4 м, в среднем составляет 43,7 м. Исключительная выдержанность пласта в разрезе, его характерный литологический и минералого-петрографический состав, а также неповторимый облик гамма-каратажной диаграммы, позволяет отнести его к надёжным маркирующим пластам.

Пласт 5 сложен характерной молочно-белой каменной солью мелкокристаллической, слоистой с незначительным содержанием сульфатного материала. По всему слою присутствует вкрапленность карналлита в виде отдельных ксеноморфных кристаллов, приуроченных к подошве слоев ангидрита.

Описываемый пласт отличается абсолютной выдержанностью, строгой стратиграфической приуроченностью и весьма характерным обликом гамма-каратажной кривой. Это позволяет, так же как и для пласта 4, чётко определять его структурное положение в разрезе (нормальное или опрокинутое).

Средний химический состав пласта по основным компонентам следующий: NaCl – 88-92%, KCl – 0,4-1,5%, MgCl₂ – 0,2-0,7%, MgSO₄ – 6-8%, Н.О. – 0,5-8%, бром – 0,02-0,06%.

Общая мощность пласта изменяется от 2,4 до 30,3 м, составляя в среднем 13,1 м.

Пласт 6 венчает калиеносный горизонт. Он сложен преимущественно слоистой галит-карналлитовой породой, представляющей собой чередование прослоев карналлита крупнокристаллического, бледно-розового и оранжевого и каменной соли светло-серой, мелкокристаллической. Пласт 6 отличается характерной кривой ГК и служит надёжным репером.

Мощность пласта изменяется от 2,9 до 17,8 м, составляя 7,6 м.

В строении Эльтонского месторождения выделяются: надсолевой свод, кепрок и соляной массив. Надсолевой свод характеризуется субгоризонтальным залеганием перекрывающих соль отложений триасовой, юрской и меловой систем, представленных в основном глинами, реже алевролитом с прослоями известняков, а также неогеновой и четвертичной систем (глины с прослоями песков и суглинка).

Кепрок представляет собой остаточный гипергенный продукт размытия верхней части соляного массива.

Самый нижний комплекс - соляной массив - образован галогенной серией осадков, среди которых основное место принадлежит каменной соли, вмещающей сравнительно маломощные слои калийных и калийно-магниевых солей, ангидритов, доломитов и глин. Эти образования, находящиеся в интенсивно дислоцированном состоянии, срезаются соляным зеркалом, образующим свод купола на глубинах 275-300 м. Борта соляного массива до глубины 700-800 м погружаются под углами 15-50°, переходя далее в глубокие межкупольные депрессии.

Технологические свойства калийных руд Эльтонского месторождения изучались Всесоюзным научно-исследовательским институтом Галургии в период разработки ТЭДа о целесообразности промышленного освоения месторождения (1971 год) и в 1978 году.

На первом этапе (1971г.) технологические испытания обогатимости солей, проведены на двух пробах сильвинита, отобранных из скважин №№ 07 и 106. По скважине № 07 проба отобрана в интервале 307,0-360,6 м с содержанием KCl – 43,51% и Н.О. – 0,4%, весом 64,5 кг, а по скважине № 106 – в интервале 433,9-482,8 м с содержанием KCl – 50,28%, MgCl₂ – 0,23%, Н.О. – 0,4%, весом 50,6 кг.

Технологическое изучение проб осуществлено двумя методами: флотационным и по схеме растворения – кристаллизация. Флотационный метод показал возможность получения мелкозернистого черного концентрата, содержащего 92% KCl (без перечистки) при извлечении 95% хлористого калия и крупнозернистого концентрата с содержанием KCl свыше 95% при высоком его извлечении (с применением реагента – гидрофобизатора – гипосульфата натрия в кислой среде или других гидрофобизаторов). Руды являются легкообогатимыми, позволяют разработать простую схему (без узлов обесшламливания и обработки шламовых отходов), а низкое содержание шлама даёт возможность флотировать сильвинит с содержанием хлористого магния до 2-3%. Получение высококачественного хлористого калия с содержанием 95-98% KCl при высоком его извлечении возможно и при методе растворения – кристаллизации.

Как показали исследования, сырьё характеризуется, прежде всего, высоким содержанием хлористого калия и низким содержанием глинистых и карбонатных примесей. В зависимости от способа выемки из недр в руде присутствует большее или меньшее количество карналлита. Заметны примеси кизерита и сингенита.

Ниже приводится химический состав перерабатываемой руды (табл. 6).

Таблица 6

Компонент	При сильвинитовой выемке		При выемке смешанных солей	
	В натуре	На безводное сухое	В натуре	На безводное сухое
1	2	3	4	5
KCl	41,79	42,62	34,12	37,93
MgCl ₂	1,12	1,14	8,11	9,01
NaCl	51,78	52,78	42,38	47,11
CaSO ₄	1,26	1,29	1,50	1,67
MgSO ₄	0,87	0,89	2,84	3,16
K ₂ SO ₄	0,48	0,49	0,20	0,22
NaBr	0,12	0,12	0,15	0,17
Н.О.	0,66	0,67	0,66	0,73
H ₂ O	1,92	0,00	10,04	0,00
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

Вода находится главным образом в кристаллогидратах руды.

Обогатимость руды изучалась в лаборатории ВНИИГалургии. Руда отличается тонкой вкрапленностью сильвинита, поэтому изучалась главным образом флотация мелкозернистых фракций. При этом был изучен черновой концентрат (без перечистки) с содержанием 92% KCl при высоком (95%) извлечении от операции.

При высоком содержании KCl и низком содержании нерастворимых примесей в сильвините Эльтонского месторождения флотационное обогащение представляется наиболее экономичным при переработке на удобрение.

В дополнение к вышеприведенным результатам технологических исследований (1971 г.) приводятся результаты технологических исследований 7 керновых проб Эльтонского месторождения: сильвинитовых; сильвинит-карналлитовых и смешанных руд с целью переработки их на высококачественные продукты: хлористый калий, сульфат калия, калимагнезию и др., проведенных ВНИИГалургии в 1978 г.

Исследования проводились по специально разработанным методикам. Кроме основных технологических испытаний детально изучалась кинетика растворения кизерита в широком интервале температур, а также других солей. Это позволило установить оптимальный режим переработки смешанных руд, содержащих кизерит, которые представляют особый интерес, учитывая реальную возможность использования этого компонента в производстве бесхлорных удобрений – сульфата калия и калимагнезии.

Характеристика технологических проб Эльтонского месторождения.

Проба № 1 (кизеритовая).

Основная масса породы – зёрна, одиночные кристаллы и агрегаты кизерита, примесь таблитчатого и призматического ангидрита, комочки, сложенные микроагрегатным (сотые-тысячные доли миллиметра) ангидритом (CaSO_4); отдельные зёрна карналлита.

Проба № 2 (карналлитовая).

Карналлитовая порода с небольшой примесью галита и единичными зёрнами ангидрита.

Проба № 3

1) Каменная соль с мелкими включениями сильвина, полигалита и единичными зёрнами карналлита и кизерита.

2) Бледно-розовый сильвинит с небольшой примесью галита, полигалита и единичными зёрнами карналлита.

Проба № 4 (сильвинит).

Основная масса породы – сильвин и галит. Примесь – широко-таблетчатые, призматические кристаллы ангидрита размером от 0,06 до 0,6 мм (CaSO_4) и небольшое количество (приблизительно 1%) скоплений агрегатов полигалита (размером от тысячных долей мм до 0,15-0,2 мм).

Проба № 5.

Помимо сильвина и галита содержится примесь мелкоагрегатного, тонкопризматического, таблитчатого полигалита.

Проба № 6 (кизерит-карналлитовая порода).

Прозрачные, розовые, медово-жёлтые, коричневатые зёрна, агрегаты зёрен кизерита, примесь призматических и таблитчатых кристаллов ангидрита (CaSO_4), комочки микроагрегатных скоплений ангидрита.

Проба № 7 (сильвин-карналлитовая порода).

Помимо галита, сильвина и карналлита содержится примесь микроагрегатного, призматического, таблитчатого, изредка игольчатого ангидрита и небольшую примесь полигалита (мелкозернистого, таблитчатого).

Результаты анализа приведены в таблице 7.

Таблица 7

пп	I	II	KCl	K ₂ SO ₄	NaCl	MgCl ₂	MgSO ₄	CaSO ₄	H ₂ O [*]	H ₂ O	Сумма
1	1	1	2,61	-	18,29	2,79	57,29	3,04	3,95	11,78	99,74
		2	1,34	-	25,08	2,99	40,71	10,16	5,71	14,01	100,00
2	2	1	23,09	-	17,39	26,08	0,93	2,15	0,48	29,75	98,82
		2	22,71	-	16,92	26,24	0,12	0,98	0,11	30,92	100,00
3	3	1	41,46	-	48,70	2,98	1,23	0,87	0,88	3,56	99,68
		2	43,64	-	53,69	-	0,89	0,98	0,12	0,68	100,00
4	4	1	48,85	0,16*	46,77	0,07	1,14	1,90	0,43	0,10	99,42
5	5	1	30,00	0,65*	64,89	-	1,22	2,09	0,55	0,43	99,83
6	3	2	45,19	0,27	50,82	-	0,74	1,36	0,19	1,43	100,00
7	6	1	19,14	-	14,73	20,00	0,43	5,38	7,04	24,12	100,00
		2	6,62	-	15,94	23,67	5,61	5,66	1,28	28,22	100,00
8	7	1	34,09	-	32,38	13,18	1,48	2,50	0,58	15,29	99,78
		2	18,15	-	51,22	12,69	0,65	2,04	0,24	15,01	100,00
9	8	2	28,98	-	40,26	4,03	10,89	5,30	0,62	9,92	100,00
		2	30,96	-	39,63	4,23	9,86	4,69	1,18	9,45	100,00

Примечания: I – Типы пород: 1 – кизеритовая, 2 – карналлитовая, 3 – сильвинит, 4 – сильвинит массивно-полосчатый, 5 – сильвинит ритмически слоистый, 6 – карналлит с кизеритом, 7 – сильвинит-карналлитовая порода, 8 – шихта. II – лаборатории: 1 – Волгоградской геологоразведочной экспедиции, 2 – Нижневолжского института геологии и геофизики.

* – указано содержание Na_2SO_4 .

Результаты исследований сильвинитовых руд (пробы 3, 4+5) показали, что они могут перерабатываться на высокопроцентный хлористый калий (99%) с высокими технико-экономическими показателями.

Испытания пробы № 2 (карналлитовая руда) показали, что по предложенной технологической схеме вполне возможно получение продукта с высоким содержанием KCl (98% сух.).

Продукт мелкокристаллический и поэтому может быть успешно использован при получении K_2SO_4 конверсионным методом.

Степень извлечения KCl в продукт в процессе холодного разложения равна ~75%. Остальная часть калия – в твёрдом остатке (около 8% KCl) и в побочном продукте $MgCl_2$ – щелоке. Доизвлечение KCl из остатка возможно методом горячего растворения.

Результаты испытания смешанной сильвин-карналлитовой руды (проба № 7) можно сформулировать следующим образом:

- процесс разложения карналлита протекает нормально (совершенно аналогично процессу разложения карналлита, содержащегося в рудах Верхнекамского месторождения).

Продуктом разложения является сырой сильвинит с содержанием 0,23% $MgCl_2$ и 25% KCl;

- сырой сильвинит полученного состава легко может быть переработан на 98-ми процентный хлоркалий;

- избыточный щелок от разложения (23% $MgCl_2$) может быть подвергнут выпариванию с целью повышения степени извлечения KCl в сырой сильвинит;

- можно считать, что для смешанных сильвин-карналлитовых руд Эльтона может быть рекомендована аппаратурно-технологическая система, разработанная для условий Верхнекамского месторождения.

Переработка смешанной карналлит-кизеритовой руды (проба № 6) по схеме с предварительным холодным разложением позволяет получать продукт KCl высокого качества с содержанием ~99% в твёрдой фазе. При этом потери калия с отходами производства находятся практически на нормальном уровне (потери KCl с твёрдой фазой отвала 48%).

Однако, при переработке по этой схеме основная масса кизерита переходит в растворы, в особенности, при горячем растворении. Таким образом, в галитовой отвал переходит около 16% $MgSO_4$ из сырого сильвинита после холодного разложения; извлечение $MgSO_4$ в галитовый отвал от исходной руды составляет 13%.

Таким образом, по описанной схеме из карналлит-кизеритовых руд вполне возможно получение высококачественного хлористого калия. Однако, постепенное повышение концентрации $MgSO_4$ в оборотном щелоке неизбежно должно привести к выпадению в твёрдую фазу лангбейнита ($K_2SO_4 \cdot 2 MgSO_4$) и, следовательно, к резкому снижению извлечения калия в товарный продукт.

Учитывая сказанное, при дальнейших испытаниях кизерит-содержащих проб за основу может быть принята принципиальная технологическая схема переработки кизеритового хартзальца, осуществлённая на калийных заводах Германии. По этой принципиальной схеме процесс горячего растворения сильвина ведётся при максимально высоких концентрациях $MgCl_2$. При этом предотвращается образование лангбейнита, но кристаллизат получается низкого качества (<80% KCl).

Из всех изученных солей кизерит растворяется особо медленно.

При комнатной температуре скорость растворения его в воде приблизительно равна 0,1 микрона в минуту. При повышении температуры до ~100°C скорость растворения возрастает почти в 40 раз. На этом свойстве кизерита должен основываться оптимальный режим его переработки на эпсомит и сульфат калия.

Технологические испытания пробы № 8 – шихты (сильвин-карналлит-кизеритовая руда) осуществлялись путём смешивания проб №3, № 6, № 1 из расчёта получения смеси около 3,5% $MgCl_2$ и 10% $MgSO_4$. Испытания показали, что руды этого наиболее сложного состава могут перерабатываться с устойчивыми технологическими показателями с получением хлоркалия (78-80% KCl в кристаллизате).

Кизерит при принятом режиме практически полностью переходит в галитовый остаток, откуда может быть извлечён путём отмывки галита холодной водой. Отмечено, что некоторая часть сульфат-иона содержится в галитовом остатке в виде лангбейнита.

Качество хлоркалия может быть легко повышено (до 96-98%) путём перекристаллизации.

Степень извлечения KCl в товарный продукт равна 90-93%.

Выполненные в работе опыты по получению эпсомита, шенита и сульфата калия конверсионным методом показали, что:

- эпсомит и хлоркалий, нарабатанные из руд Эльтонского месторождения, безусловно могут перерабатываться на шенит и сульфат калия высокого качества;

- содержание примесей в этих продуктах очень незначительное. Основной продукт сульфат калия – содержит 98,5% K_2SO_4 (в сух.);

- технология производства сульфата калия освоена на калийных предприятиях Германии, где перерабатываются кизеритовые хартзальцы.

Основные выводы по технологическим испытаниям калийных руд Эльтонского месторождения.

1. Проведённые экспериментальные исследования и расчёты показали, что все представленные пробы руд Эльтонского калийного месторождения являются, безусловно, кондиционными. Рассмотренные способы (технологические схемы и режимы ведения процессов переработки этих видов сырья позволяют получать продукты исключительно высокого качества: хлоркалий крупнозернистый с содержанием 98-99% KCl, сульфат калия (более 98% K_2SO_4), калимагнезию с крайне низким содержанием NaCl. Отмечается особо высокое качество сильвинитов (>40% KCl при низком содержании Н.О. – нерастворимого в воде, глинистого вещества).

2. Особую ценность представляют кизерит-содержащие руды, так как именно на основе извлекаемого кизерита возможна организация производства сульфатных солей конверсионным методом (принципиальная схема переработки кизеритового хартзальца в Германии).

Применительно к условиям Эльтона технологическая схема улучшена, в результате чего на конверсию подаётся высокопроцентный хлористый калий. Это позволяет вести конверсионные процессы более эффективно.

3. Эльтонское месторождение калийных солей заслуживает самого серьёзного и интенсивного доизучения. Главные мотивы для такой рекомендации сводятся к следующему:

- огромные запасы калийных руд чрезвычайно ценного состава – при комплексной переработке их абсолютно реально получение высококачественных продуктов: хлористого калия и сульфата калия, калимагнезии и т.д., при высокой рентабельности производства;
- близость транспортных путей и главных районов потребления калийных удобрений;
- обеспеченность этого района электроэнергией, топливом и водой (при оборотном водоснабжении расход свежей воды незначителен);
- возможность простого сброса жидких отходов производства (NaCl – рассолов и MgCl_2 – щелоков) в искусственные обвалованные накопительные бассейны, учитывая аридный климат. Не исключается возможность временного сброса части рассолов в оз. Эльтон, так как предлагаемой технологией не предусматривается использование каких-либо токсичных реагентов (как, например, при флотационном обогащении). В этом смысле предлагаемые технологические схемы являются «чистыми» – загрязнение окружающей среды исключено. Этот фактор при освоении месторождения должен непременно учитываться.

3.2. Гремячинское месторождение

Гремячинское месторождение расположено в пределах Сафоновской площади Приволжской моноклинали и в административном отношении относится к Котельниковскому району Волгоградской области. Сафоновская площадь приурочена к так называемой Преднадвиговой зоне — 20 — 25-километровой полосе, условно выделяемой в южном окончании моноклинали к северо-востоку от Северо-Котельниковского надвига (рис. 57). Галогенные образования кунгура, вмещающие пласты калийно-магниевого пород, развиты в Преднадвиговой зоне и севернее, практически на всей территории Приволжской моноклинали. Южнее, уже в пределах Межнадвиговой зоны, эти образования отсутствуют. При движении на северо-запад галогенная толща постепенно сокращается в мощности и выклинивается; в юго-восточном направлении, в сторону Прикаспийской впадины она погружается на глубины более 1200 м, одновременно увеличиваясь в мощности.

Гремячинское месторождение выявлено и изучено на стадии детальных поисков Волгоградской геологоразведочной экспедицией ПГО «Нижневолжскгеология» в 1979 — 1983 г.г. Основанием для проведения поисковых работ явилось установление по данным гамма-каротажа высоких радиоактивных показателей в разрезе галогенной толщи структурных скважин, пробуренных здесь ПО «Нижневолжскнефть» в 1966-1975 г.г. (№№ 3301, 3304, 3307, 3308, 6015, 6024) — см. рис. 57.

В результате поисковых работ пройдено 6 скважин с полным отбором керна и выявлено месторождение высококачественных сильвинитов прогнозной оценкой 1,2 млрд. т.

Начиная с 2006 г. месторождение изучается на стадии разведки фирмой ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», учрежденной минерально-химической компанией «ЕвроХим». По состоянию на начало 2010 г. разведанные запасы сырья составляют порядка 1,6 млрд. т. по категории В+С₁+С₂. В настоящее время осуществляется подготовка к промышленному освоению месторождения (рис. 58) подземным (шахтным) способом.

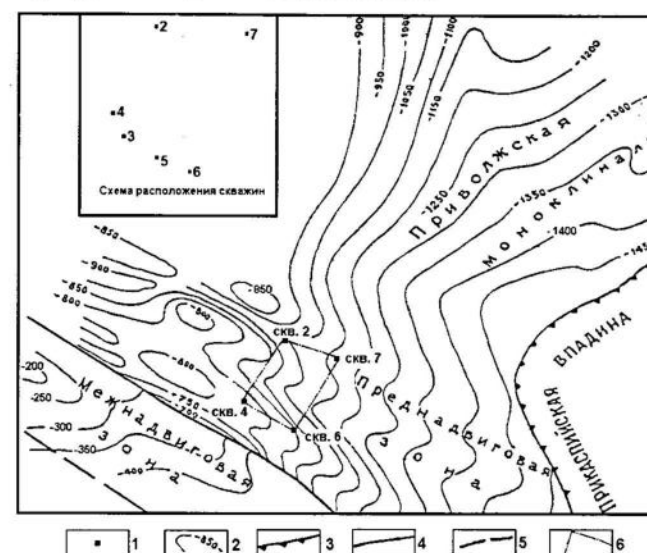


Рис. 57. Схема расположения Гремячинского месторождения. Условные обозначения: 1 — поисковые скважины 1979-1982 г.г., 2 — изолинии кровли галогенных отложений, 3 — бортовой уступ Прикаспийской впадины, 4 разрывные нарушения установленные, 5 — разрывные нарушения предполагаемые.

В геологическом строении месторождения принимают участие отложения от пермских до четвертичных. В естественных обнажениях вскрываются палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования; более древние породы установлены глубокими буровыми скважинами. Галогенная толща кунгурского яруса нижней перми развита в интервале глубин 1400 — 900 м. Верхняя граница яруса устанавливается по смене гидрохимических осадков пестроцветными терригенными породами перми-триаса. Между стратиграфическими подразделениями по керну фиксируется перерыв в осадконакоплении по появлению в разрезе брекчий из обломков кунгурских ангидритов, сцементированных песчано-глинистым материалом. Нижняя граница яруса принимается по смене солей и ангидритовых пород доломитами.

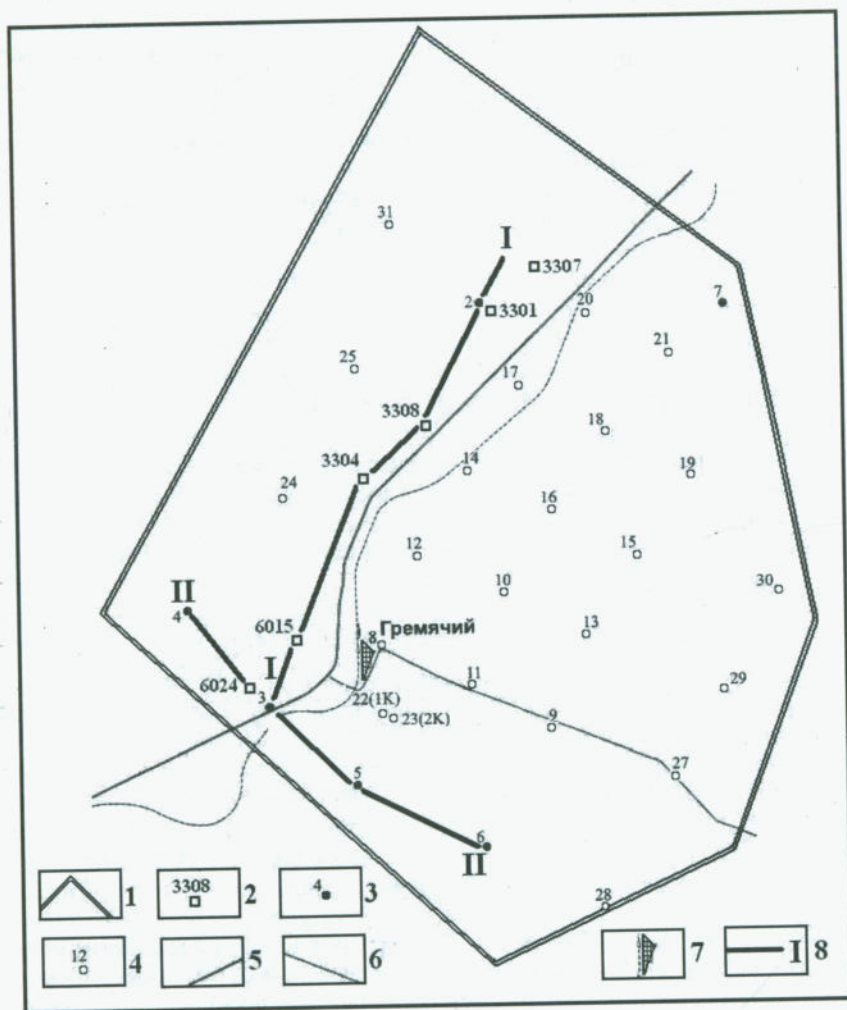


Рис. 58. Гремячинское месторождение калийных солей. Карта фактического материала. Условные обозначения: 1 – граница лицензионного участка; 2 – 4 – буровые скважины и их номера: 2 – структурные, 3 – поисковые, 4 – разведочные; 5 – автомобильные дороги; 6 – железная дорога; 7 – жилой посёлок и железнодорожная станция, 8 – геологический разрез по скважинам и его номер.

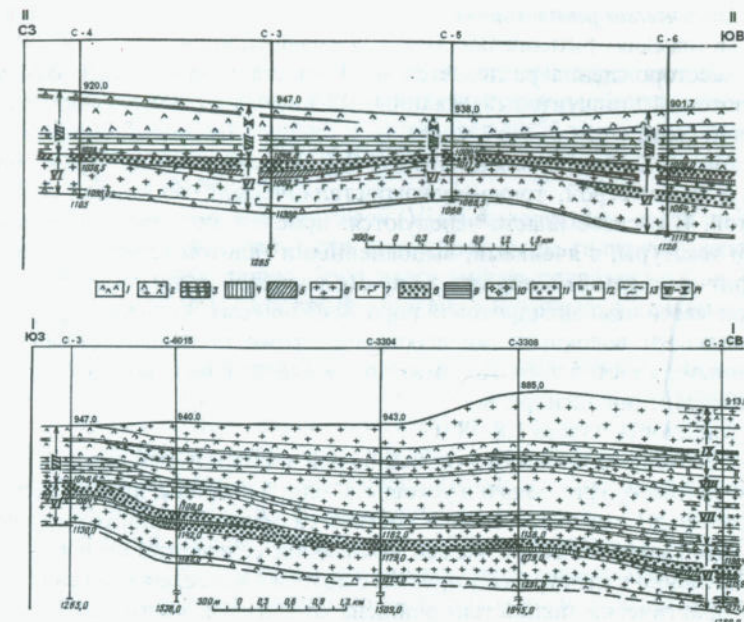


Рис. 59. Гремячинское месторождение. Геологические разрезы по скважинам. Условные обозначения: 1-9 – породы: 1 – ангидритовая, 2 – галит-ангидритовая, 3 – доломитовая, 4 – карналлитовая, 5 – сильвин-галитовая, 6 – каменная соль, 7 – галитит (каменная соль без примеси ангидрита), 8 – сильвинит, 9 – глина; 10-13 – примесь: 10 – борных минералов, 11 – сильвина, 12 – карналлита, 13 – глины; 14 – ритмопачки: VI – погожская, VII – антиповская, VIII – пигаревская, IX – долинная, X – ерусланская.

Крайнее в регионе прибортовое положение месторождения обусловило неполноту разреза галогенной толщи, особенно в нижней ее части. Так, геологические колонки по всем пробуренным здесь скважинам начинаются с погожской ритмопачки (VI), т.е. со средней части сводного разреза Приволжской моноклинали (рис. 2). Состав вышележащих соленосных пород свидетельствует о резкой дифференцированности условий соленакопления в пределах месторождения: в северной его части, начиная от профиля скважин 22 – 23 – 28) вскрыты образования всех последующих ритмопачек вплоть до ерусланской (X); на южной окраине (скважины 3 – 6) перебурена лишь мощная (порядка 100 м) толща ангидрит-доломитовых пород, т.е. базальный горизонт перекрывающей антиповской ритмопачки.

В скважинах, пробуренных в 2010 г. на восточном продолжении месторождения были вскрыты породы самой нижней – луговской ритмопачки мощностью более 100 м с 30-40-метровым пластом карналлита и карналлит-галитовых пород.

Рассмотрим строение и литологический состав галогенной толщи:

Погожская ритмопачка

Погожская ритмопачка (Р,к-VI), начинающая разрез галогенной толщи месторождения разделяется на 4 пласта (снизу-вверх): базальный ангидритовый, галититовый, калийно-магниевых солей, перекрывающей каменной соли.

Базальный ангидритовый пласт (VI-1) сложен ангидритовой породой серой и темно-серой, тонко-мелкокристаллической, массивной и неясно-слоистой. В составе пласта чередуются: прослои ангидрита ячеисто-сотовидной текстуры, с ячейками, выполненными галитом (20-50 см), прослои ангидрит-доломитовой породы волнисто-слоистой текстуры (10-20 см) и прослои массивной ангидритовой породы (30-60 см). Ангидрит представлен пучковидными волокнистыми агрегатами, реже призматическими и изометричными кристаллами. Доломит присутствует в виде комочков и каёмок вокруг выделений ангидрита.

Мощность пласта 1,8-18 м.

Необходимо отметить, что базальный ангидритовый пласт выделен в составе погожской ритмопачки условно. С одной стороны, нижележащие под ангидритом доломитовые слои в составе сакмарско-артинских отложений могут являться начальным звеном галогенной седиментации и относиться соответственно к кунгурскому ярусу, а с другой – вышележащая галититовая толща практически полностью очищена от ангидритового материала, что свидетельствует о подготовленности седиментирующих рассолов, внедрившихся с соседних участков (по всей видимости, Прикаспийской впадины) на эту территорию. Во втором случае рассматриваемый базальный ангидритовый пласт может относиться, что предпочтительнее, к сакмаро-артинским отложениям, а к кунгурским – только весьма маломощный (0,5-1,5 м) слой ячеистого ангидрита с галитом. Непосредственно в основной части месторождения породы нижележащей луговской ритмопачки, вскрытой восточнее, видимо полностью выклиниваются.

Пласт галититов (VI-2) представлен каменной солью светло-серой, розовой, реже – темно-серой, средне-крупнокристаллической, массивной. Темно-серый цвет обусловлен тонкорассеянной примесью глинистого материала. Ангидрит образует каемки (до 1 мм) вокруг кристаллов галита; на отдельных участках толщина каёмок неравномерно увеличивается до 0,3–1, реже – 3 см; порода приобретает брекчиевидную или дендритовидную текстуру.

Иногда в средней части пласта прослеживаются прослои (0,5-0,7 см) ангидрита серого, микрозернистого, микрослоистого. По всему пласту отмечаются прожилки и мелкие гнезда карналлита.

Под микроскопом основная масса каменной соли сложена кубическими, реже неправильной формы кристаллами галита размером от 5 до 40 мм, преимущественно 15-20 мм; многие кристаллы сохраняют следы первичных структур и газово-жидкие включения. На разных участках примесь представлена ангидритом, галопелитовым веществом, полигалитом. Ангидрит (до 15%) развит в виде включений в кристаллах галита, каёмок

вокруг кристаллов, микрозернистых скоплений, сноповидных, радиально-лучистых и пучковидных образований, растущих в галите. Полигалит отмечается редко, он образует каемки вокруг галитовых зерен или скопления зерен шестоватой формы, часто с полисинтетическим двойникованием.

Мощность пласта в основном составляет 40-55 м; в отдельных скважинах она уменьшается до 22,7-35,5 м (№№ 3,8, 16, 24, 25) или увеличивается до 74,9-98,4 м (№№ 15, 18).

Пласт калийно-магниевых солей (VI-3) выделяется в связи со значительной примесью в верхней части описанных выше галититов карналлитовых и сильвинитовых пород. Этот пласт можно подразделить на 3 слоя (снизу-вверх): карналлит-галитовый, сильвин-галитовый и сильвинитовый (продуктивный).

1. *Карналлит-галитовый слой*. За исключением нескольких скважин (№№ 4, 6, 15, 18) прослеживается повсеместно. Состоит из переслаивающихся между собой карналлит-галитовых, галит-карналлитовых и галитовых с примесью карналлита прослоев, мощностями от 1-2 до 3-7 м; карналлит-галитовые и галит-карналлитовые разности представлены смесью карналлита и галита; разновеликие (от 1-2 до 6-17 см) включения галита как бы сцементированы карналлитом (конгломератовидная текстура); включения галита светло-серого до серого цвета, разнокристаллические, иногда с тонкорассеянной примесью ангидритового материала; карналлит средне-крупнокристаллический, розоватый, мясо-красный. В карналлит-галитовых породах содержание карналлита 20-30%, в галит-карналлитовых – до 40-50%.

Редко встречаются карналлитовые прослои мощностью до 10-50 см, в которых карналлит составляет порядка 60% породы.

Общая мощность слоя изменяется от 2,5-3 до 10-20 м, иногда (скв. №№ 11, 12, 17, 24, 25, 27) мощность слоя увеличивается до 27-60 м.

2. *Сильвин-галитовый слой* располагается в подошве продуктивной сильвинитовой залежи и развит примерно в 50% случаев (разрезов по скважинам). Мощность слоя изменяется от 1,2-1,7 до 7,2-9,9 м. В отсутствие рассматриваемого слоя сильвинитовая залежь подстилается непосредственно карналлит-галитовым слоем.

Представлен сильвин-галитовый слой переслаиванием каменной соли светло-серой мелко-среднезернистой, массивной, на сколе сахаровидной с редкими нитевидными прослоями ангидрита и сильвинита розовато-светло-серого, иногда белого мелко-среднезернистого, редко крупнозернистого массивного или ритмично-слоистого, неясно-ритмично-слоистого, иногда загрязненного ангидритовым материалом. Каменная соль в слое преобладает и порода в целом по содержанию хлористого калия находится ниже предусмотренного кондиция для продуктивного пласта.

3. *Сильвинитовый слой* (продуктивная залежь). Представлен сильвинитом светло-серым, серым, розовато-серым, мелко-среднекристаллическим, редко-прослоями крупнокристаллическим; текстура породы в основном массивная и неясно-слоистая, реже – слоистая; в общем выделяются

две разновидности: светло-серая чистая и серая, розовато-серая, розоватая с примесью глинистого и ангидритового материала. Чистые разновидности с массивной или неяснослоистой текстурой встречаются в редких прослоях (3-5 см). Преобладают сильвиниты второй разновидности, которые характеризуются ритмичным чередованием прослоев (3-7 см) сильвинита розового и розовато-серого, массивного с весьма незначительной примесью ангидрита, рассеянного между кристаллами сильвина и прослоев (10-15, реже 3-5 см) сильвинита серого и розовато-серого со значительной примесью глинистого и ангидритового материала.

Практически повсеместно в сильвинитах присутствуют нитевидные, иногда до 1-4 мм слои ангидрита. Значительная примесь ангидрита отмечается в отдельных интервалах (2-10 см), приобретающих характерный синеватый оттенок.

Особенностью сильвинитовой залежи является её разделение в разрезе по качеству: верхняя часть (4-5 м) показывает содержание KCl 40-50%; ниже, за счёт появления прослоев (0,3-0,7 м) каменной соли с примесью сильвинита, содержание KCl снижается до 35-25%; дальнейшее увеличение мощности прослоев каменной соли и их частоты переводит породу в описанный выше сильвин-галитовый слой, характеризующийся некондиционным качеством (KCl – 10-15%).

Некоторые скважины (№№ 5, 8, 12, 24, 25) выпадают из этой характеристики; качество вскрытого ими сильвинита остается высоким по всему разрезу и средневзвешенное содержание хлористого калия по этим пересечениям составляет 41-54%.

Мощность сильвинитовой залежи изменяется от 2,0 до 20,7 м. Минимальные мощности (2-4 м) приурочены к южной части месторождения (скважины №№ 22, 23, 3Д, 8) и к крайней северо-западной части (скв. № 31). Максимальные мощности (12-20 м) фиксируются в центральной части месторождения (скв. №№ 14, 15, 16, 18). На остальной площади мощность залежи составляет от 6-7 до 10-11 м.

Продуктивный сильвинитовый слой располагается в галогенной толще субгоризонтально, углы залегания отмечены только в пересечении по скважине 15 и составляют 45 - 50°. Это, по нашему мнению, связано с расположением скважины 15 на склоне локальной малоамплитудной моноклинали.

Особой неповторимой характеристикой отличается сильвиновая минерализация по скважине № 6, располагающейся на юго-восточном краю лицензионного участка. В интервале 1006-1064,2 м залегает несколько сильвинитосодержащих пластов, которые можно учитывать в качестве продуктивных залежей:

1006-1020 м (KCl – 33,18%);
1025-1031,5 м (KCl – 23,42%);
1045,5-1064,2 м (KCl – 26,15%).

Первый интервал представлен сильвинитом серым с розовым оттенком, средне-кристаллическим, ритмично-слоистым; микроритмы состоят из слоев ангидрита (1-5 мм), каменной соли (0,5-3 см) и сильвина (0,3 - 2-3 см); к подошве слоя мощность прослоев каменной соли увеличивается до 20-30 см.

Второй интервал сложен сильвинитом серым с буроватым оттенком, разнокристаллическим с плохо выраженной ритмичностью: ангидритовая ячеистая порода (0,5 – 2-3 см), каменная соль серая средне-мелкокристаллическая (1-3 см) и сильвинит оранжевый, среднекристаллический с включением мелких зёрен галита и ангидрита (0,7 – 1,5-3 см).

Третий интервал подразделяется на три прослоя. Первый (верхний) прослой мощностью 4,7 м представлен сильвин-галитовой породой (бедный сильвинит) светло-серой с оранжевым оттенком, разнотекстурной, массивной, участками с плохо выраженной слоистостью; в основной массе порода имеет ячеистый облик с включениями ангидрита; в подошве (1,2 м) располагается каменная соль мелкокристаллическая с включениями кристаллов сильвина.

Ниже располагаются прослои каменной соли с незначительной примесью карналлита (2,5 м).

Завершает разрез рассматриваемого интервала слой (11,7 м) сильвинита светло-серого с оранжевым оттенком, разнокристаллического, ритмично-слоистого за счет чередования слоев (0,3-0,5 см) ангидрита, каменной соли светло-серой, мелкокристаллической и сильвинита оранжевого, среднекристаллического. В подошве (4,2 м) мощность слоев галита увеличивается.

Подобный разрез сильвинитового слоя больше не вскрыла ни одна скважина, пробуренная на лицензионном участке.

Пласт перекрывающей каменной соли (VI-4). Этот пласт развит повсеместно и служит как бы прокладкой между сильвинитовым продуктивным слоем погожской ритмопачки и базальным ангидрит-доломитовым пластом вышележащей антиповской ритмопачки. Мощность рассматриваемого пласта изменяется от 0,5-0,9 до 3-5 метров.

Представлен пласт каменной солью светло-серой, серой, тёмно-серой, иногда с розоватым оттенком; в основном мелко- и среднетекстурной, отдельными прослоями крупотекстурной; массивной, слоистой и неяснослоистой; залегание преимущественно горизонтальное, иногда отмечаются углы до 5-10° (скважина № 16), 20° (скв. № 10) и даже 50° (скв. № 15); практически повсеместно отмечается ангидритовый и глинистый материал в виде тонко-рассеянной примеси или отдельных прослоев до 5-15 см мощностью.

Общая мощность отложений погожской ритмопачки колеблется от 67- 68 м (скв. №№ 23, 24, 29) до 100-144м (скв. №№ 19, 27, 28, 15).

Антиповская ритмопачка

В составе антиповской ритмопачки (P_k – VII) выделяется 2 пласта: базальный доломит-ангидрит-галитовый и каменной соли.

Базальный доломит-ангидрит-галитовый пласт (VII – I) подразделяется на четыре слоя: ангидритовый, магнезит-доломит-ангидритовый, ангидрит-галитовый и доломит-ангидритовый.

1. Ангидритовый слой развит практически повсеместно, фиксируя резкое опреснение рапы седиментирующего бассейна. Мощность его изменяется от 1,5 м (скв. 28) до 8 м (скв. 2), сохраняя преимущественно 2,5-3,5 м. В скважинах №№ 9, 12, 22, 23, 24 ангидритовый слой отсутствует и вышележащий магнезит-доломит-ангидритовый слой непосредственно контактирует с перекрывающей каменной солью погожской ритмопачки.

Представлен рассматриваемый ангидритовый слой преимущественно ангидритовой пород серой, тёмно-серой, скрытокристаллической, массивной, неяснослоистой, слоистой с прослоями доломита тёмно-серого, коричневатого-серого, скрытокристаллического, массивного; часто в ангидритовой породе отмечены линзочки, прожилки, прослойки (0,1-0,4 см) галита светло-серого мелко-среднезернистого; редко имеет место переслаивание ангидрита и каменной соли (0,1-30 см), загрязнённой сульфатным материалом.

2. Магнезит-доломит-ангидритовый слой. Разлит этот своеобразный слой не повсеместно. Скважинами 1979-82 годов (№№ 3-6) он впервые был вскрыт в южной части месторождения, где отсутствовали галогенные образования всех вышележащих по отношению к калиеносному погожскому пласту ритмопачек. Именно в связи с этим нами был сделан вывод о том, что рассматриваемый слой является стратиграфическим аналогом переработанных галогенных пород антиповской, пигаревской, долинной и ерусланской ритмопачек, развитых севернее (скв. №№ 2, 7).

Буровыми работами 2007-09 гг. магнезит-доломит-ангидритовый слой прослежен рядом скважин (№№ 8, 9, 10, 12, 19, 22, 23, 24, 25, 28) и в северной части месторождения, где наличествует набор ритмопачек от антиповской до ерусланской. Соответственно в настоящее время принимается единственно обоснованная позиция, что рассматриваемый своеобразный слой является полноправным членом галогенной формации в пределах базального пласта антиповской ритмопачки. Располагается этот слой или непосредственно на породах перекрывающей каменной соли погожской ритмопачки (скв. №№ 9, 12, 22, 23, 24), или на ангидритовом слое антиповской ритмопачки (скв. №№ 8, 10, 19, 25, 28). Мощность слоя изменяется от 2 м (скв. № 12) до 20 м (скв. №№ 10, 28).

Представлен слой серо-белой, коричневатой-серой, светло-серой скрытокристаллической породой, массивной, плотной, крепкой, местами рыхлой, мелкаячеистой и пятнистой текстуры с примесью (гнезда и линзы) целестина светло-серого и борных минералов. Ячейки выполнены галитом светло-серым, серым, прозрачным; содержание В₂O₃ варьирует в отдельных прослоях от 0,4 до 1,2%. Самостоятельного значения в качестве полезного ископаемого на бор рассматриваемый слой не имеет в связи с низким со-

держанием этого элемента и резкой невыдержанностью боросодержащих прослоев.

Минералого-петрографическое и геохимическое изучение рассматриваемых образований, проведенное специалистами Саратовского госуниверситета показывает, что исходным материалом для этих образований были водорослевые известняки типа строматолитов, замещенных призматическим зернистым ангидритом. Существенная роль также принадлежит скоплениям пелитоморфного доломита и магнезита, их перекристаллизованным разностям, а также агрегатам кристаллов галита, обрамлённого крустификационными каёмками ангидрита (0,5-1 мм) и крупными таблитчатыми кристаллами целестина, реже – борных минералов (сульфоборит, гидроборацит, колеманит, витчит, пробертит).

Результаты изучения шлифов и аншлифов позволили процесс минералообразования в этой породе представить как метасоматическое замещение первичной карбонатной породы под влиянием нескольких стадий взаимодействия с растворами разного генезиса. С одной стороны, образующиеся на стадии опреснения в краевой части бассейна, карбонатные породы подверглись воздействию рапы солеродного бассейна, находящейся на эвтонической стадии; с другой – во время длительного перерыва в седиментации, после садки калийных пород, эта зона седиментогенеза находилась под влиянием вод хлоридно-кальциевого состава, имевших либо глубинное происхождение, либо представлявших ожидаемые при диагенезе растворы калиеносного горизонта.

И, наконец, на третьем этапе преобразования эти породы подверглись существенной переработке за счёт рапы солеродного бассейна, находящейся на сульфатной или начале хлоридной стадии, что связано с формированием залегающих выше пород антиповской ритмопачки.

3. Ангидрит-галитовый слой представлен двумя разновидностями пород:

1) каменной солью от светло- до тёмно-серой мелко-среднекристаллической, иногда крупнокристаллической до шпатовой, сезонно-слоистой с частыми прослойками (1-5 см) ангидрита синевато-серого скрытокристаллического; иногда отмечаются углы залегания до 30-50°;

2) переслаиванием каменной соли и ангидрита; каменная соль светло-серая до серой мелко-среднекристаллическая, большей частью сильно загрязнена рассеянной примесью ангидрита; мощность этих прослоев до 7 см; прослой ангидрита (3-4 см) серые, скрытокристаллические, плотные с гнездообразными включениями галита.

Отмеченные разновидности пород развиты в слое самостоятельными прослоями мощностью 5-17 м (разновидность 1) и 8 – 14 м (разновидность 2). Характерно, что взаиморасположение этих разновидностей не постоянно: в одних случаях (скважины №№ 14, 15, 29) ангидрит-галитовый прослой расположен в нижней части слоя, в других (скважины №№ 20, 21, 30) – в верхней.

В некоторых скважинах (№№ 17, 27, 2, 5) рассматриваемый слой представлен исключительно каменной солью, а в некоторых (скв. №№ 7, 12, 13, 16, 23) - исключительно галит-ангидритовой слоистой породой.

В значительном количестве скважин (№№ 3, 5, 6, 9, 11, 19, 22, 23, 24, 25, 28) ангидрит-галитовый слой отсутствует и вышележащий доломит-ангидритовый слой располагается либо на ангидритовом слое (скв. №№ 5, 6, 28), либо на магнезит-доломит-ангидритовом (скв. №№ 3, 10, 19, 22, 23, 24, 25).

4. Доломит-ангидритовый слой развит практически повсеместно; мощность его изменяется от 12,5 (скв. 15) до 37,4 (скв. 2); представлен слой переслаиванием доломита тёмно-серого участками с коричневатым оттенком пелитоморфно-микрозернистого (0,1-0,4 см) и ангидрита светло-серого, пелитоморфно-микрозернистого; доломитовые слои содержат тонкорассеянную примесь глины и редкие угловато-окатанные зёрна кварца (до 0,04 мм); ангидритовые слои представляют собой скопления призматических, шестоватых, таблитчатых зёрен (0,2-0,3 мм); встречаются поры, выполненные железисто-глинистым материалом, и таблитчатые зерна целестина.

Пласт каменной соли (VII-2). Каменная соль светло-серая, серая, разномзернистая (от мелко- до крупнокристаллической), ритмично-слоистая; в нижней части пласта прослеживаются прослойки (1-8 см) доломита скрытокристаллического; выше – прослойки (от 0,5 до 20 см) ангидрита синевато-серого, тонкозернистого, массивного. Прослойки доломита и ангидрита часто смяты в микроскладки или будинированы, углы залегания по керну изменяются от субгоризонтальных до 20-70°.

За исключением нескольких пересечений (скв. 12, 14, 24, 25, 27), в прикровельной части пласта прослеживаются прослои (от 2 до 11,5 м) каменной соли с примесью карналлита.

Мощность пласта каменной соли изменяется от 38 м (скв. 11, 12) до 114 и 139 м (скв. 21, 29), преимущественная мощность отмечается в пределах 68-88 м.

Пигаревская ритмопачка

В составе пигаревской ритмопачки (P_k-VIII) выделяются два пласта: базальный доломит-ангидритовый (VIII-1) и каменной соли (VIII-2).

Базальный доломит-ангидритовый пласт (VIII-1) развит повсеместно; мощность его изменяется от 5 до 13,5 м, сохраняя преимущественно 8-9 м; только по одной скважине (№ 25) мощность резко увеличена до 33,9 м. Некоторыми скважинами (№№ 22, 23, 24, 28), тяготеющими к южной части месторождения, рассматриваемый пласт венчает галогенные образования и контактирует непосредственно с перекрывающими терригенными породами пермо-триаса. Мы полагаем, что именно в связи с этим мощность доломит-ангидритового пласта пигаревской ритмопачки в этих случаях увеличена и составляет 35,5-39,8 м.

Рассматриваемый пласт VIII-1 сложен преимущественно ангидритовой породой микро- мелкозернистой, неяснослоистой, иногда на интервалах 2-5 см мелкоячеистой с включением кубических кристаллов галита (0,02-0,6

мм); доломит развит как в рассеянной примеси в ангидрите, так и в самостоятельных пропластках (0,4-2,2 м); в некоторых скважинах (№№ 20, 27) тонкослоистый доломит полностью составляет описываемый пласт.

Пласт каменной соли (VIII-2) светло-серой и серой, разномзернистой (средне-крупнокристаллической), ритмично-слоистой за счёт прослоев ангидрита (от 0,2-0,3 см до 1-2 см); при увеличении мощности сульфатных прослоев до 3-6 см порода переходит в ангидрит-галитовую. В прослоях ангидрит находится в виде сплошной микрозернистой массы с примесью мелкого глинистого материала. Мощность пласта каменной соли изменяется от 20 до 30 м; в скважине № 25 аналогично увеличенной мощности вышеописанного базального доломит-ангидритового пласта, резко увеличивается мощность пласта каменной соли (порядка 100 м).

Общая мощность пигаревской ритмопачки изменяется от 27 до 39 м; по скважине № 25 она составляет 133 м.

Долинная ритмопачка

Отложения долинной ритмопачки (P_k-IX) также подразделяются на два пласта: базальный доломит-ангидритовый и глинисто-ангидрит-галитовый.

Доломит-ангидритовый пласт (IX-1) представлен доломитом, ангидритом и тонким переслаиванием ангидрита и доломита.

Доломит светло-серый с коричневатым оттенком, скрытокристаллический, массивный или тонкослоистый, плотный, тяготеет к нижней части пласта.

Ангидритовая порода синевато-серая до тёмно-серой, скрытокристаллическая от массивной до неяснослоистой и ячеистой, иногда со слоями глины, галита, также выполняющего ячейки.

В верхней части пласта прослеживается ангидрит-доломитовая порода глинистая тёмно-серая с зеленоватым оттенком, массивная или тонкослоистая за счёт чередования слоёв ангидрита (0,05-0,6 мм) и доломита (0,1-0,7 мм, иногда до 6 мм).

Мощность пласта изменяется от 26 до 49 м.

Глинисто-ангидрит-галитовый пласт (IX-2) представлен каменной солью серой, коричневатой-тёмно-серой, разномзернистой, ритмично-слоистой; ангидритовый материал развит как в рассеянной примеси, так и прослоями от 2-3 мм, до 0,5-2,5 см. Верхняя часть пласта сильно загрязнена глинистым материалом как в рассеянной примеси, так и прослойками (2-3 мм).

Мощность пласта изменяется от 39 до 67 м. Общая мощность долинной ритмопачки 57-108 м. Отсутствует рассматриваемая ритмопачка в разрезах по скважинам 21-24.

Во вновь пробуренных скважинах на восточном продолжении месторождения в долинной ритмопачке на значительном интервале разреза установлены карналлитовые карналлит-сильвинитовые породы, которые могут представлять несомненный практический интерес.

Ерусланская ритмопачка

Отложения ерусланской ритмопачки (Р₁k-X) завершают разрез галогенной толщи месторождения. Пачка разделяется на два пласта: базальный доломит-ангидритовый и каменной соли.

Базальный доломит-ангидритовый пласт (X-1) сложен ангидритовой (скв. 17, 28), доломитовой (скв. 15, 19, 21, 25) и доломит-ангидритовой (скв. 14, 18, 20, 29) породами. В случае доломит-ангидритового состава доломит располагается в нижней его части. Мощность пласта изменяется от 1 до 4,8 м, в некоторых случаях (скв. 18) – до 9,5 м и (скв. 15) – до 32,7 м.

Пласт каменной соли (X-2) представлен каменной солью светло-серой, молочно-белой, мелкозернистой ритмично-слоистой за счёт прослоев ангидрита ячеистого, мощностью от 1 – 2 мм до 5 см. В подошве пласта преимущественно развита глинистая каменная соль буровато-серая и оранжево-бурая, средне-крупнокристаллическая, массивная брекчиевидная; глинистый материал развит в виде сгустков (1-3 мм) или тонкорассеянной примеси между кристаллами галита и внутри кристаллов по зонам их роста; глина монтмориллонит-гидрослюдистого состава содержит незначительную примесь (25-30%) доломита пелитоморфно-микрозернистого.

Мощность пласта изменяется от 15 (скв. 28) до 70 м (скв. 15).

В верхней части пласта иногда прослеживается маломощный – (1-1,5 м) слой ангидритовой и ангидрит-доломитовой породы; чаще каменная соль ерусланской ритмопачки непосредственно контактирует с вышележащими породами верхней перми.

Общая мощность ерусланской ритмопачки изменяется от 18 до 67 м. В скважинах 22-24, 16 рассматриваемая ритмопачка отсутствует.

Общая мощность галогенной толщи месторождения составляет 200-400 м.

Условия залегания и морфология рудного тела

Условия залегания продуктивных залежей на месторождениях ископаемых солей определяются их глубиной, выдержанностью мощности и результатами проявления внешней и внутренней соляной тектоники.

В пределах рассматриваемого месторождения выделяется один продуктивный пласт, приуроченный к кровле разреза погожской ритмопачки. Характер его залегания полностью определяется особенностями тектонической структуры нижней части палеозойско-триасового комплекса, рассмотренными в предыдущем разделе. В соответствии с ними залежь погружается с юго-запада на северо-восток от глубин 1108 - 1115 м (скважины 6015, 23) до 1295 м (скважина 7). Погружение носит спокойный характер на флангах месторождения, однако в центральной его части наблюдаются довольно значительные локальные вздутия (рис. 60). Так, в скважине 12 кровля залежи располагается на глубине, превышающей отметки по соседствующим скважинам (№№ 8, 10, 14, 3304) на 60-70 м. В скважине №15 превышение составляет 30-50 м по отношению к соседствующим скважинам №№ 10, 13, 16.

Применительно к этой же центральной неустойчивой территории приурочено поднятие галогенной толщи в целом.

Отмеченные примеры свидетельствуют о факторах внешней соляной тектоники, спровоцировавшей проявление внутренней соляной тектоники.

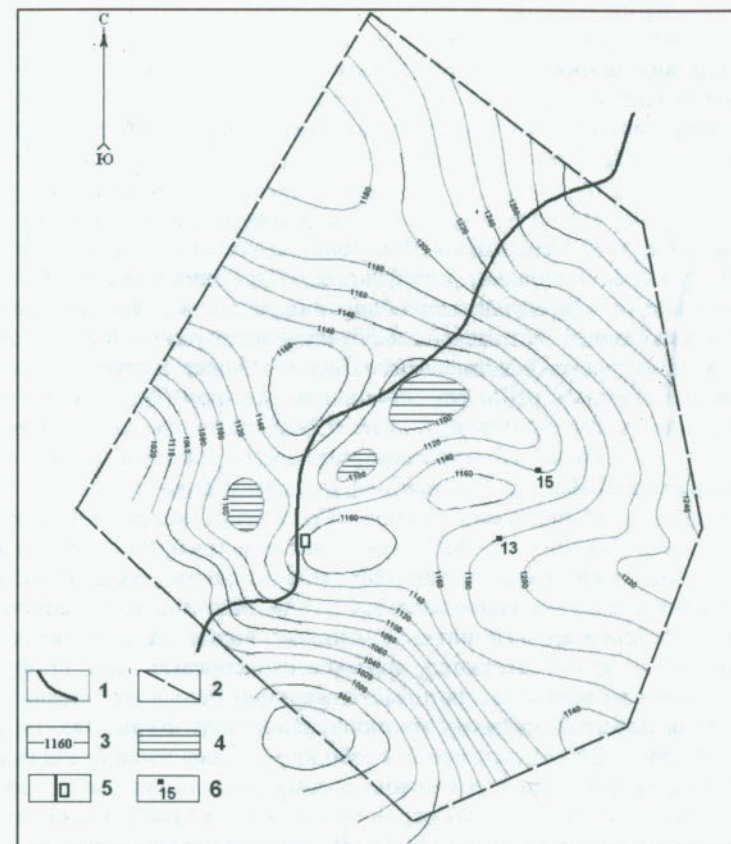


Рис. 60. Гремячинское месторождение калийных солей. План поверхности продуктивной сильвинитовой залежи. Условные обозначения: 1 — граница лицензионного участка; 2 — железная дорога; 3 — железнодорожная станция Гремячая; 4 — изолинии глубин залегания продуктивного сильвинитового пласта; 5 — своды малоамплитудных соляных антиклиналей; 6 — скважина и её номер.

Внешняя соляная тектоника создает внешние формы соляных структур, сформировавшихся в зависимости от совокупности внешних условий, к которым, прежде всего, относятся региональные тектонические движения. Местоположение Гремячинского месторождения в пределах южной части Приволжской моноклинали – краевой зоны Русской платформы, предопределяет субгоризонтальную пластовую форму галогенной толщи и, в частности, продуктивной залежи.

Однако, граничащие крупные структуры: с запада - Воронежская антеклиз, с востока – Прикаспийская впадина, с юга – восточное продолжение складчатой зоны Донбасса - создало, по всей видимости, условия для

возникновения напряжений по сдавливанию сформировавшейся галогенной толщи и проявлению внутренней соляной тектоники.

Под **внутренней соляной тектоникой** подразумевается (Косыгин, 1958) возникновение деформаций внутри соляной толщи. Проявляется она прежде всего развитием будинажа. Впервые явление тектонического разлизывания первоначально единого геологического тела было названо будинажом в 1909 г. М. Лозстом. (Милеев, 1992). В.Н.Данилович (1949) ввел понятие о «жестких» слоях, т.е. таких, вещество которых практически неспособно течь, когда вмещающая их порода находится в состоянии течения.

По его представлениям, в результате растяжения при складкообразовании жесткие слои разделяются на блоки посредством трещин скалывания и трещин растяжения. Этот механизм обуславливает удлинение слоя, неспособного к пластическому вытягиванию. Будинаж хорошо изучен в процессе поисково-разведочных работ на Эльтонском солянокупольном месторождении калийных солей. (Свидзинский, 1992). С явлением будинажа мы встретились и на Гремячинском месторождении. Однако, в данном случае устанавливается новый тип будинажа – **будинаж сжатия**.

Механизм будинажа сжатия заключается в следующем: слои каменной соли и, особенно, калийных и калийно-магнелиевых солей мягко реагируют на горизонтальные напряжения путем деформации кристаллов или созданием пологой пликвативной складчатости без разрывов сплошности слоев. При этом жесткие слои ангидрит-доломитовых пород на некоторых, способствующих участках ломаются, дробятся и располагаются под крутыми углами внутри самого слоя, который синхронно со всеми вмещающими галогенными породами образует антиклинальные структуры. Так, по керну скважин №№13 и 31 зафиксировано особо яркое проявление будинажа сжатия. Здесь в базальном ангидрит-доломитовом слое антиповской ритмопачки в интервалах 1040-1073 м (скважина №13) и 1110-1160 (скважина №31) отмечены углы залегания от 70 до 90°. Выше этих интервалов в каменной соли сезонные слои ангидрита смяты в микроскладки, а ниже - резко выполаживаются до 5-10°, а в интервале продуктивной залежи – до 0°. И только скважиной №15 перебурен продуктивный сильвинитовый пласт, в котором углы залегания прослоев составляют 45-50°.

Таким образом, возвращаясь к условиям залегания рудного тела Гремячинского месторождения, мы определяем, что при общем субгоризонтальном расположении залежи с уклоном к северо-востоку, в центральной части месторождения сформировались пологие антиклинальные структуры с превышением в апикальных частях складок до 50-70 м. Очевидно, что скважина №15 перебурила продуктивную залежь на крыле такой антиклинали.

Вполне вероятно, что и на флангах месторождения при эксплуатационной разведке и подземной отработке сырья будет прослеживаться малоамплитудная волновая складчатость.

Мощность продуктивного слоя на основной части месторождения составляет 6-10 м.; в центральной части она увеличивается до 15-20 м.; на северо-восточной окраине и в юго-западной части отмечается уменьшение

мощности до 2,5-4,0 м. Внутренних безрудных участков в пределах месторождения не выявлено.

Продуктивные сильвинитовые залежи имеют четкую верхнюю границу, контактируя с перекрывающим слоем каменной соли. Нижняя граница менее четкая, проводится либо по контакту с карналлитсодержащими породами, либо по смене качества ниже предусмотренного кондициями (сильвинит-галитовая порода).

Генезис месторождения

В период накопления кунгурской галогенной формации район Гремячинского месторождения и, в целом, Приволжской моноклинали, принадлежал к западной краевой части крупнейшего Северо-Прикаспийского солеродного бассейна, в котором накопились соленосные отложения мощностью в несколько километров. В пределах Приволжской моноклинали - краевой части Русской платформы, мощность соленосных пород составляет 0,8-1,0 км, а на Гремячинском месторождении – 200-400 м.

Район Гремячинского месторождения калийных солей представлял залив тупиковой части солеродного бассейна с глубинами на калийной стадии едва ли превышающими 25-30м. Это подтверждено определениями газонасыщенности растворов включений в солях.

Формирование галогенной толщи на территории месторождения происходило в обстановке неоднократного изменения физико-химических свойств седиментирующих рассолов, в результате чего возникло многократное чередование пластов и слоев различных пород.

Литологические и минералогические особенности галогенных образований являются следствием сложных закономерных условий седиментогенеза соляных пород из равновесных гидрохимических систем солеродных бассейнов. Накопление осадков в этих системах происходило, как правило, в порядке повышения их растворимости от доломитов, ангидритов, каменной соли до конечных эвтонических стадий концентрации рассолов - отложений калийных и калийно-магнелиевых солей (сильвинит - карналлит - кизерит - бишофит). Любое нарушение режима прогрессирующей концентрации рассолов разбавлением четко сказывается на особенностях минерального состава галогенных отложений, поэтому нередко отмечаются случаи обратного – регрессивного соотношения калийно-магнелиевых солей, когда менее растворимые минералы залегают выше более растворимых. Это свойственно и калиеносной толще Гремячинского месторождения, разрез которой завершается сильвинитами.

Специальные исследования, направленные на выяснение генезиса калийных солей месторождения ранее (1979-82 гг.) выполнялись сотрудниками Московского и Саратовского госуниверситетов по керну скважины №2 с применением методов анализа бромхлорных отношений и термобарометрии газово-жидких включений в кристаллах солей (Московский, 1983). В продолжение этих исследований в рамках проводимых геологоразведочных работ, сотрудниками СГУ в 2007-2009 гг. выполнены дополнительные исследования калийно-магнелиевых солей по скважинам №№ 10, 17 и 28 методами

термобарометрии, ультрамикрoхимического анализа включений, рентгенофазового анализа и обычными петрографическими методами.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы о гидрохимических условиях образования кунгурской галогенной толщи Гремячинского месторождения.

Каменная соль нижней части погожской ритмопачки начала отлагаться сразу же из рапы высокой концентрации, однако начальная стадия соленакопления не сопровождалась значительным возрастанием содержания калия.

Калиеносная часть разреза состоит из двух принципиально различных литолого-фациальных образований. В нижней части располагается каменная соль, в различной степени обогащенная карналлитом, в верхней – сильвинсодержащая каменная соль, в которой калийная (сильвиновая) составляющая постоянно увеличивается к кровле, с образованием в конечном итоге высококачественной сильвинитовой залежи.

Отложения сильвинсодержащей части разреза над карналлитсодержащей свидетельствует о регрессивной стадии осаждения сильвин-галитовых пород, сильвинитовой залежи и перекрывающего пласта каменной соли погожской ритмопачки.

Форма нахождения основных породообразующих минералов (галита, сильвина, карналлита) и их взаимоотношения в породах показывают, что минералы являются синседиментационными и образовались в результате осаждения из рапы. Для большинства разновидностей солей характерна массивная текстура, дополненная неяснослоистой, микрополосчатой, пятнистой, что обусловлено характером распределения примесей, связанным с процессами перекристаллизации, выщелачивания и собирательной кристаллизации. Текстурные и структурные особенности, свойственные каждому типу солей, сохраняются неизменными на протяжении всего разреза калиеносной толщи.

Вместе с тем, для пород характерны признаки эпигенетического преобразования минералов с изменением их структурных взаимоотношений (преобразование галита, сильвина, карналлита; гидратация ангидрита и дегидратация гипса; замещение ангидрита доломитом).

В регионе, во время отложения калийных солей галогенная седиментация дополнялась поступлением терригенного материала с окружающей суши. Отличия в масштабе поступления терригенного материала на отдельные моменты калийной седиментации для разных участков месторождения, показывают на значительную дифференциацию дна солеродного бассейна региона.

Рапа бассейна на весь период калийной седиментации оставалась сгущенной до уровня эвтонической стадии. Это подтверждается данными изучения состава рапы включений в эвтоническом галите и сильвине. К началу садки калийных солей концентрация магния в составе рапы включений приближалась или даже соответствовала карналлитовой стадии.

Влияние вод поверхностного стока можно было предполагать существенной, но много факторов указывает на возможно большую роль золотого заноса вещества, а перетотложение материала в бассейне могло происходить за счет его внутренней гидродинамики.

В составе рапы (или поровых вод солевого осадка) существенная роль принадлежала хлоркальциевым водам с достаточно высокой степенью концентрации магния и кальция.

Условия соленакопления на южной окраине Гремячинского месторождения существенно отличались от таковых на основной его территории, расположенной севернее.

Начало галогенной седиментации для всего месторождения являлось однозначным и представлено сформировавшейся породой средней – галититовой части погожской ритмопачки (VI-1). Базальная доломит-ангидритовая и галит-ангидритовая части ритмопачки отсутствуют. В подошве галититов прослеживается обычно маломощный (1,5-2,0 м) слой пористого ангидрита с ячейками выполненными галитом.

Таким образом, в исследуемый район внедрились с востока рассолы, уже освободившиеся от труднорастворимых компонентов – доломитов и ангидритов. Сгущение этих рассолов привело к формированию рассмотренного выше калиеносного горизонта и продуктивной сильвинитовой залежи.

Резкое опреснение рассолов в связи с вторжением на рассматриваемую территорию слабоминерализованных вод приостановило формирование пласта перекрывающей каменной соли погожской ритмопачки (VI-4) и привело к накоплению мощной толщи (40-90 м) галит-ангидритовых, ангидритовых и доломит-ангидритовых пород базального пласта располагающейся выше антиповской ритмопачки (VII-1). В составе этого пласта выделяется весьма характерный магнезит-доломит-ангидритовый слой с примесью борных минералов и целестина.

Уже первые результаты изучения его состава, предпринимавшегося геологами Волгоградской экспедиции (Свидзинским С.А., Аношиным, Морозовым Л.Н. а так же Г.А. Московским (Саратовский госуниверситет), В.И. Борисенковым и др. (Московский госуниверситет) показали, что установление условий его формирования, **во-первых** позволит более полно охарактеризовать генезис всего комплекса галогенной толщи региона и, **во-вторых**, подойти к решению вопроса источника вещества, являвшегося основой минерализации сопутствующей калиеносной залежи, которая потенциально может рассматриваться как полезное ископаемое.

Эти отложения изучены Г.А.Московским в образцах из скважин №№ 9, 10 и 28. Первые данные об этих породах позволили утверждать, что исходным материалом для них были водорослевые известняки типа строматолитов, замещенных призматически-зернистым ангидритом. Существенная роль в составе этих пород принадлежит скоплениям пелитоморфного доломита и магнезита, их перекристаллизованными разностями, а так же агрегатами кристаллов галита, обрамленного крустификационными каемками ангидрита (размером до 0,5-1,0 мм) и крупными таблитчатыми кристаллами целестина,

реже — борных минералов. Рентгеновским фазовым анализом в этой породе здесь установлены: целестин (SrSO_4), сульфоборит ($\text{Mg}_6\text{B}_4\text{O}_{10}(\text{SO}_4)_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$), барит (BaSO_4), гидроборацит ($\text{CaMgB}_6\text{O}_{17}(\text{OH})_8$), колеманит ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), витчит ($\text{SrB}_6\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), проберит ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) и, в одном образце — крайне редкий говлит $\text{Ca}_2\text{B}_5\text{SiO}_9(\text{OH})_5$.

В шлифах, в гнездообразных скоплениях установлены сульфоборит, гидроборацит, ашарит.

Определения содержания B_2O_3 в этих породах, по данным лаборатории Волгоградской ГРЭ составляет 0,8-1,5%, при повышенных содержаниях лития. Столь высокое содержание бора, при наличии относительно редкой вкрапленности борных минералов, позволяет предполагать его вхождение в виде примеси в пелитоморфных агрегатах породы и в виде изоморфной примеси в других минералах. Это отражается, например, в оптических аномалиях в ангидрите. Следует сказать, что с процессом, обусловившим появление борной минерализации в этой породе, связано, видимо, её появление (а так же целестина и барита) в виде аксессуаров и в ангидрит-галитовых породах вышележащего слоя и в самих сильвинитах.

Завершается разрез антиповской ритмопачки пластом каменной соли, мощностью от 40 до 140 м.

Выше по разрезу прослежен набор остальных ритмопачек галогенной толщи: пигаревской (VIII), долинной (IX) и ерусланской (X), устроенных аналогично антиповской, т.е. в нижней части залегает базальный доломит-ангидритовый пласт, в верхней — каменная соль.

Характерной особенностью этих ритмопачек является их сравнительно малая мощность и значительно большая примесь в пластах каменной соли ангидритового материала. Перекрывается галогенная серия осадков или непосредственно терригенными образованиями верхней перми, или маломощными (1,0-1,5 м) слоями ангидрита.

4. ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ И БОРА.

В настоящее время в мире производство соды базируется на четырех способах ее получения: аммиачный (из хлорида натрия), из природной соды, из нефелинов, карбонатизацией гидроксида натрия.

Аммиачному способу получения соды присущи серьезные недостатки, главными из которых являются:

- низкая степень использования исходного сырья (натрий используется всего на 2/3, а хлор и кальций вообще не используется);
- весьма значительное количество жидких и твердых отходов, требующих утилизации;
- значительный расход энергетических ресурсов;
- большие удельные капиталовложения, необходимые для создания содового производства.

Получение кальцинированной соды из природного содосодержащего сырья — отрасль содовой промышленности, получившее бурное развитие в связи с открытием в 1938г. в США богатейших залежей троны ($\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Позже в США были открыты также залежи нахколита (NaHCO_3) и даусонит ($\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$). Минералогические свойства нахколита таковы, что его можно непосредственно смешивать с песком для получения кальцево-натриевого стекла. Даусонит — комплексное сырье, из которого можно одновременно получать и соду и глинозем.

Источники природной соды, но с несравненно меньшими запасами, чем в США, имеются в ряде стран: Бельгии, Бразилии, Венесуэле, Мексике, Индии, Пакистане, Китае, Турции, Канаде, ЮАР, Кении.

Поисковые критерии и основы прогнозирования месторождений природной соды на территории России получили научное обоснование в трудах сотрудников ЦНИИГеолнеруд (Баталин и др. 1971, 1973; Станкевича, Баталин, 1974 и др.). Западная часть Прикаспийской впадины, согласно разработанным представлениям, в связи с ее длительной приуроченностью к зоне устойчивого аридного климата рассматривается как перспективная территория, в пределах которой могло протекать озерно-континентальное содоотложение осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения. Кроме того, по нашим представлениям, значительный интерес в отношении обнаружения месторождений природной соды представляют галогенные образования кунгурского яруса нижней перми, широко развитые на рассматриваемой территории.

Преимущественно хлоридный, в меньшей степени сульфатно-хлоридный тип отложений формации казалось бы исключает возможность образования содовых минералов. В целом это так. Однако существует точка зрения, разделяемая нами, что галогенез в Северном Прикаспии, особенно на эвтонических стадиях, происходил не в едином седиментирующем бассейне, а в системе изолированных или полуизолированных, локальных бассейнов или «ванн» (Буялов, 1937, Тхоржевский, 1970, Деревягин и др. 1981, Свидзинский,

1992). Соответственно можно допустить, что условия соленакопления в разных частях огромной территории Северного Прикаспия могли существенно различаться. Показательным в этом отношении является образование залежей полигалита в Актюбинском Приуралье, бишофита на Приволжской моноклинали, кизерита в Эльтоне и, наконец, тенардита в галогенной толще структуры Западной Азгир.

Сульфат натрия-тенардит считается одним из соляных минералов содоносных отложений, хотя сам по себе он не рассматривается в качестве генетически определяющего, так как может формироваться в соляных озерах другого гидroxимического типа. Однако, наряду с залежами тенардита в разрезе соляных образований Западной Азгир обнаружен ряд других фациально-литологических признаков, свидетельствующих в пользу содового типа солеродной «ванны» в этой части Северо-Прикаспийского бассейна.

Соленая толща Западной Азгир изучалась петрографом В.В. Лобановой (1960) по керну мелких скважин (до 150 м), пройденных здесь Прикаспийской ГРП (Коробов С.С. и др.) в 1954-1956 гг. Основными признаками щелочной среды существовавшей здесь при галогенном осадконакоплении являются:

- полное отсутствие в толще каменной соли сульфата кальция (ангидрид, гипс);
- наличие в солях значительной карбонатно-туфогенной примеси, состоящей в основной массе из тонкозернистых карбонатов и туфогенного материала с примесью щелочных полевых шпатов и, в меньшей степени, кварца и кальция;
- обнаружение в некоторых водных вытяжках из соленосных пород карбонатов и бикарбонатов натрия;
- установление в туфогенных образованиях своеобразного комплекса аутигенных минералов, совершенно несвойственных галогенным отложениям хлоридного и сульфатно-хлоридного типов: сирлезита, барита, гиллебрандита и минерала из группы цеолитов.

Боросиликат сирлезит - минерал очень редкий. Он известен лишь в парагенезисе с минералами содового состава и широко развит в содоносной формации Грин-Ривен (США). Кстати, сирлезит обнаружен в последние годы на южном окончании Приволжской моноклинали в магнезит-доломитовой толще галогенной части разреза Гремячинского месторождения калийных солей (Гончаренко, 2004).

Барит, по мнению В.В. Лобановой (1960), мог привноситься в бассейн лишь вместе с пирокластическим материалом. Присутствие кальциевого силиката-гиллебрандита и минерала группы цеолита совершенно необычно для галогенных отложений и может объясняться также привносом продуктов вулканической деятельности.

Таким образом, по своим фациально-литологическим особенностям изученная часть разреза галогенных образований Западной Азгир во многом напоминает содоносную формацию Грин-Ривер (США). Подобная аналогия позволяет надеяться, что при более тщательном изучении галогенных образо-

ваний Западной Азгир и других, близрасположенных соляных куполов будут обнаружены продуктивные залежи содовых минералов.

Структура Западный Азгир расположена в Денгизском районе Гурьевской области (Казахстан) примерно в 80 км восточнее ст. Харабали Астраханской ж.д. и немногим более 100 км юго-восточнее Баскунчакского расслопромысла (рис. 60). Поднятия Западный Азгир или гора Чапчачи выражено в рельефе возвышенностью, приподнятой над окружающей равниной на 25-30 м. Размеры сводовой части соляного массива 3,5 x 1,5 км.

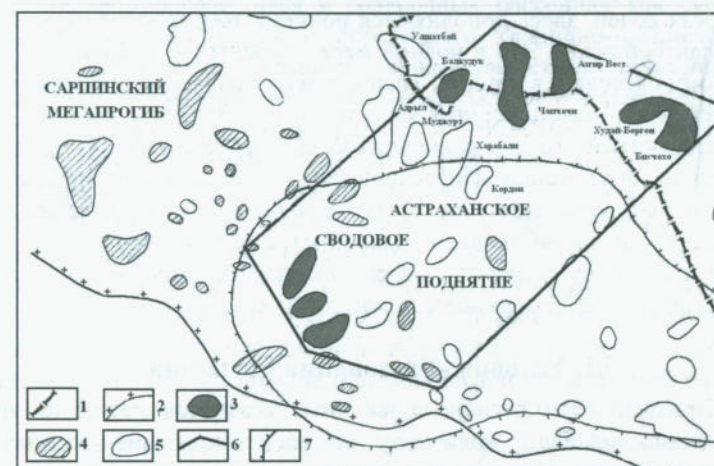


Рис. 61. Юго-западная часть Северо-Прикаспийского солеродного бассейна, перспективная на обнаружение месторождений природной соды, тенардита и борных минералов. Условные обозначения: 1 - Государственная граница Российской Федерации и Казахстана; 2 - Граница распространения галогенных образований кунгура, 3-5 - соляные структуры с глубиной залегания галогенной толщи: 3 - до 500 м, 4 - глубже 500 м, 5 - с невыясненным характером погружения; 6 - Граница участка, перспективного на соду, тенардит, борные минералы; 7 - Граница Астраханского сводового поднятия.

Кроме рассматриваемой структуры, в данном районе развиты поднятия Восточный Азгир (глубина залегания соляного зеркала 300 м), Биш-Чохо и Худай-Берген (гипс-ангидритовая толща кепрока мощностью 27-35 м выходит на поверхность), Балкудук (по сведениям С.С. Коробова, структура неглубокого залегания - порядка 200 м). Все эти поднятия, а также площадь развития галагенного комплекса к югу на территории Астраханской области представляют, по вашему мнению, большой практический интерес в отношении содоносности, т. к. могут быть расположены в единой структурно-фациальной зоне Прикаспийской впадины, где в период кунгурского галогенеза, в связи с мощной вулканической деятельностью образовался изолированный бассейн, гидroxимический режим которого резко отличался от режима солеродного бассейна остальной территории впадины.

5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ СТАДИЙ ГАЛОГЕНЕЗА

В истории галогенной седиментации Земли пермский период характеризуется первым резким расширением спектра парагенетических ассоциаций солей за счет сульфатно-магниевого компонента рапы. Типично хлоридные галит-сильвин-карналлитовые парагенезисы, характерные для девонских и кембрийских солей, здесь дополняются полигалитом, кизеритом, каинитом и, реже, лангбейнитом. Это в полной мере относится и к Прикаспийскому солеродному бассейну, в котором распределение парагенетических ассоциаций солей имеет закономерный характер и определяется, видимо, более всего, морфологией его дна и динамикой его перестроения. Последняя, в свою очередь, диктовалась направленностью и последовательностью развития основных элементов геоструктур впадины и ее обрамления. Ниже обсуждаются условия образования калийных и калийно-магниевого солей, в составе которых преобладает сильвин, карналлит, бишофит, а так же полиминеральные соли, содержащие полигалит и кизерит.

5.1. Условия образования сильвина.

В Прикаспийском регионе сильвиниты и сильвинсодержащие калийные и калийно-магневые соли получили распространение в отложениях трех ритмопачек галогенной толщи кунгура: карпенской (структуры Эльтон, Индер, Челкар, Кыз и др.), погожской и антиповской (прибортовая зона северо-западного обрамления впадины, Приволжская моноклиналь) (Деревягин и др., 1981, Свидзинский и др., 1986, Московский, 2000, Московский, Гончаренко, 2004 и др.). Но, нередко, калийно-магневые соли в существенных количествах присутствуют в балыклейской и в пигаревской ритмопачках. Эти образования можно рассматривать как результаты седиментации в соответствующих суббассейнах.

В изученных разрезах Прикаспия чаще всего встречаются пять разновидностей сильвина:

- а) молочно-белый и розовый с жидкими включениями, иногда образующими подобие зональной структуры;
- б) красный, оранжево-красный, слагающий сплошные горизонты, встречающиеся как в отложениях стадии сгущения, так и стадии опреснения ритмопачек;
- в) розовый и красный сильвин, образующий несущественную вкрапленность в каменной соли, подстилающей сплошные горизонты калийных солей и морфологически мало отличающийся от красного сильвина сплошных сильвинитовых горизонтов;

г) красный и розовый сильвин с белым галитом и вкрапленностью мелких кристалликов голубого галита; по ряду признаков сильвинит, слагаемый указанными выше минералами, отвечает описанию, приведенному для пестрого сильвинита Верхнекамского месторождения (Иванов, 1963, Копнин, 1995, Кудряшов, 2001 и др.).

д) шпатовый молочно-белый сильвин с газовыми вакуолями, находящимися под значительным давлением.

Сильвин – минерал, характерный для парагенезисов галогенных отложений, формировавшихся в солеродных бассейнах как сульфатного (сульфатно-магниевого), так и переходного хлоридно-магниевого типа. Проблема образования сильвина давно привлекала внимание специалистов. Возможность его образования при испарении морских растворов в различных парагенезисах (хлоридных и хлоридно-сульфатных) рассматривалась П.Н.Чирвинским (1943), В.Н.Дубининой (1954), М.Г.Валяшко, Е.Ф.Соловьевой (1953), М.Г.Валяшко, 1962, Ю.Н.Лупиновичем, В.З.Кисликом и др. (1969, 1970) и др. Анализ условий его садки на основании изучения включений выполнен О.И.Петриченко (1982, 1988), В.М.Ковалевичем (1978). Нами (Московский, 1983, Гончаренко, Московский, 1988, Московский, Гончаренко, 1989, Московский, 2000, Московский, Гончаренко, 2004) эта работа дополнена анализом рапы включений с минералами-узниками в эвтонических галите и сильвине с использованием специально разработанных приемов их растворения.

Ранее нами было показано (Московский, 2000, Московский, Гончаренко, 2004), что чисто седиментационные разности этого минерала, адекватные «перистому» галиту, в калийных солях Прикаспия устанавливаются лишь в единичных случаях. Однако для красного сильвина, встречающегося в тех же разрезах, вывод о генезисе оставался неопределенным. В разрезах же солянокупольных структур (Эльтон, Баскунчак, Индер) молочно-белый и розовый сильвин содержит газово-жидкие вакуоли (газа не более 1-3%), жидкость в которых находится под значительным давлением. Давление в десятки атмосфер характерно и для чисто газовых вакуолей в этом минерале. Это позволяет утверждать, что в этих разрезах мы имеем дело, по крайней мере, с раннедиагенетическими разностями сильвина.

В то же время, при рассмотрении условий формирования, фациальных, структурных и геохимических характеристик сильвинитов из разрезов галогенных отложений разных регионов и интервалов разрезов, многие исследователи отмечают в некоторых случаях присутствие первично-седиментационных признаков. Таковыми являются, например, встречающиеся в этих минералах зоны роста с жидкими включениями (Вахромеева, 1976, Лупинович, Кислик, 1970 и др.), содержание брома, рубидия, величины отношений $\text{Br}^{103}/\text{Cl}$ и K/Rb (Валяшко, Мандрыкина, 1952, Валяшко, 1976, Валяшко и др., 1976, Валяшко, Жеребцова, 1981 и др.), состав растворов включений в сильвине близкий к седиментационным (Гончаренко, 1986, Гончаренко,

Московский, 1988, Московский, Гончаренко, 1989. Московский, Гончаренко, 2004). Анализ химического состава рапы включений и соотношение фаз в вакуолях включений позволил нам относить к седиментационным разностям молочно-белый сильвин из разрезов Приволжской моноклинали (Московский, Гончаренко, 1989). Точно также к первичным относили определенные разности сильвинитов В.И.Борисенков (1964, 1969, 1990), Л.Н.Морозов (1985, 1986), Л.Н.Морозов и др. (1980, 1986), Ю.Н.Лупинович и др. (1969, 1970).

В связи с отсутствием типичной «перистой» структуры в сильвине в разрезах Прикаспия (мы, например, находили лишь её фрагменты), в образовании сильвина многими авторами большое значение придавалось его поверхностной кристаллизации при охлаждении рапы (Валяшко, 1962, Джиноридзе и др., 2000, Кудряшов, 2001 и др.). Не подвергая сомнению такую возможность, проверенную экспериментально, следует заметить, что результаты определений температур гомогенизации включений в галите из парагенезиса с сильвином показали весьма высокую температуру рапы, из которой он осаждался (Ковалевич, 1977, 1978, Московский, 1983, 2000, Московский, Гончаренко, 2004 и др.). Эти данные позволяют предполагать возможность образования температурного, а соответственно и плотностного расслоения рапы с более плотным и нагретым нижним слоем. На это обращал внимание В.М.Ковалевич (1977). На возможную роль плотностного расслоения рапы в солеродных бассейнах указывали О.Рауп, 1953 и др.

Эти предположения подтверждаются при сравнении условий садки донного и поверхностного галита (Московский, 1983_{1,2}, 2000, Московский, Гончаренко, 2004). Однако в моделях кристаллизации сильвина обычно не принимается во внимание, что повышенные температуры рапы в нижнем слое могут приводить к растворению опустившихся на дно кристаллов сильвина поверхностной садки, увеличивая концентрацию калия в придонном слое и в верхней части осадка, ликвидируя при этом зональную структуру кристаллов (если она образовывалась). В последующем здесь могла реализовываться обвальная донная садка сильвина, на которую мы указывали ранее (Московский, 1983, Московский и др., 1984, Московский, Гончаренко, 1989, Московский, Локтионов, 1995, Московский, 2000). На подобный ход кристаллизации сильвина указывал В.И.Копнин (Копнин, 1994, 1995), но при ином механизме накопления калия в придонных слоях рапы.

Ниже рассматриваются в основном условия образования молочно-белого, розового и красного сильвина из слонстых сильвин-галитовых пород и массивных сильвинитов Гремячинского, Эльтонского месторождений калийных солей, Наримановского месторождения бишофита, Краснокутского участка прибортовой зоны впадины, структур Кыз и Индер центра впадины.

Условия образования сильвина, который можно соотносить с пестрым сильвинитом из зон замещения Верхнекамского калийного месторождения, относятся уже к процессам постседиментационных изменений солей.

Рапа солеродного бассейна при ее прогрессирующем сгущении достигает сильвинитовой стадии еще при отложении каменной соли. Концентрации K^+ , отвечающие этой стадии, нами встречены также в рапе включений в галите на латеральном продолжении калиеносных горизонтов и в зоне опреснения (в верхних частях ритмопачек). В перистом эвтоническом галите и галите высаливания, наблюдающихся в виде отдельных кристаллов или прослоев в пластах калийно-магнєвєвых пород, содержания этого компонента тоже отвечают сильвинитовой стадии. И, безусловно, высокие концентрации K^+ и Mg^{2+} фиксируются в газовой-жидких или трехфазовых включениях в сильвине. Практически для всех разностей эвтонического галита и вкрапленности сильвина с признаками седиментационного или раннедиагенетического происхождения содержания этих компонентов в целом соответствуют сильвинитовой стадии сгущения современной океанической воды (СОВ) – K^+ – 33,8 г/л, Mg^{2+} – 75,7 г/л, иногда превышая эти значения для калия на 15-17 г/л, магния – на 5-10 г/л (табл. 8). По нашему мнению, эта «аномалия» обуславливается, периодическим растворением новосадки сильвина при неустойчивом характере гидрохимического режима на переходе от галитовой стадии к калийной, с расслоением рапы и постепенным падением в ней роли хлористого натрия (Московский, 1983а, 2000). И лишь при прекращении этих «колебаний» начинается обвальная донная садка сильвина, о которой мы упоминали выше. В целом, исходя из данных табл. 8, изменения в концентрациях ионов K^+ и Mg^{2+} в рапе сильвинитовой стадии остаются весьма незначительными. В то же время, количество ионов сульфата может изменяться многократно (от 1-2 до 45-50 г/л и даже более), определяя особенность первичных парагенезисов калийных и калийно-магнєвєвых солей для разных интервалов разрезов и участков солеродного бассейна.

Условия образования сильвина в карпенской ритмопачке. Рапа в вакуолях включений молочно-белого и прозрачного раннедиагенетического сильвина основных продуктивных горизонтов Эльтона и Индера (табл. 8) характеризуется высоким содержанием ионов сульфата. Оно составляет 60-100% от его количества в современной сгущенной океанической воде (ССОВ) на сильвинитовой стадии и, как уже указано выше, характеризуется повышенным количеством K^+ . Учитывая, что температуры гомогенизации двух- и многофазовых включений в эвтоническом галите составляют в среднем около 50-65°C (Московский, Гончаренко, 2004), особенности их состава оценивались нами на диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C (рис. 62). На ней точки рапы указанного состава расположились в поле лангбейнита и каинита, отвечая, видимо, первичным парагенезисам калиеносных интервалов карпенской ритмопачки этих регионов. В современных парагенезисах лангбейнит и каинит встречаются весьма редко: в разрезах структур Индер, Матенкожа и др. (Горбов, 1973). В большинстве же калиеносных разрезов карпенской ритмопачки лангбейнит отсутствует, а каинит замещен ассоциацией кизерит-сильвин.

Таблица 8

Состав рапы включений в молочно-белом сильвине и парагенном с ним галите

№№ п/п	Минерал	Содержания, г/л			Индексы, %		
		K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	2K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻
Пигаревская ритмопачка							
1	С	54,74	82	33,05	15,9	76,3	7,8
2	С	33,5	64,2	21,4	13	80,2	6,8
3	Г	45,6	78,9	37,8	13,8	76,9	9,3
Антиповская ритмопачка							
4	Г	31,7	79,3	25,81	12,1	80,5	7,4
5	Г	51,95	95	1,23	6,8	93	0,2
6	Г	45,6	78,9	37,8	13,9	76,8	9,3
7	Г	30,8	60,8	10,8	13,0	83,3	3,7
8	Г	40,06	73,0	сл.	14,6	85,4	-
9	Г	44,2	88,42	нет	13,5	86,5	-
10	Г	33,17	85,21	нет			
Погожская ритмопачка							
11	С	39,5	79,5	8,5	13,1	84,6	2,3
12	С	31,34	82,7	6,2	10,2	87,2	2,6
13	С	30,44	99,43	20,46	8,4	87,9	3,7
14	Г	32,0	83	нет	10,7	89,3	-
15	Г	32,2	83,0	10,25	10,5	86,8	2,7
16	Г	33,2	89,0	5,9	10,3	88,2	1,5
17	Г	49,2	64,96	38,72	17	72,2	10,8
18	Г	34,74	67,22	5,12	13,6	84,7	1,7
19	Г	40,68	72,5	7,0	14,6	83,4	2,0
Карпенская ритмопачка							
20	С	50,8	81,5	47,28	15,2	73,9	10,9
21	С	53,28	90,76	88,49	12,8	70	17,2
22	С	47,16	79,35	56,05	11,4	75	13,6

Примечание. Обозначения минералов: С - сильвин, Г - галит. Привязка образцов: 1 – скв. Наримановская 1Н, гл. 1525 м.; 2 – то же, гл. 1525,8 м.; 3 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 1003 м.; 4 – то же, гл. 969 м.; 5 – скв. Наримановская 1Н, гл. 1564 м.; 6 – Гремячинское месторождение, скв. 2, гл. 1098 м.; 7 – скв. Наримановская 1Н, гл. 1598,8 м.; 8 – скв. Наримановская 14Н, гл. 1605,3 м.; 9 – то же, гл. 1606,5 м.; 10 – Гремячинское месторождение, скв. 2, гл. 1210,2 м.; 11 – то же, гл. 1212,5 м.; 12 – Гремячинское месторождение, скв. 3, гл. 1058,4 м.; 13 – Гремячинское месторождение, скв. 4, гл. 1036,4 м.; 14 – то же, гл. 1046,4 м.; 15 – то же, гл. 1048,5 м.; 16 – Гремячинское месторождение, скв. 2, гл. 1212,7 м.; 17 – Баскунчак, скв. 600, гл. 908,5 м.; 18 – то же, гл. 842,5 м.; 19 – то же, гл. 673 м.; 20 – Индер, шахта; 21 – Кыз, скв. 1, гл. 575,5 м.; 22 – Эльтон, скв. 58, гл. 359 м.

Условия образования сильвина в разрезе погожской ритмопачки. Состав растворов включений в молочно-белом сильвине погожской ритмопачке, относимого нами к седиментационному, и парагенном с ним галите, изучен в калиеносном интервале Гремячинского месторождения и в одном

образце Баскунчакской солянокупольной структуры. Судя по результатам анализов состава рапы, приведенных в табл. 8, эти разности сильвина и эвтонического галита можно рассматривать как первично-седиментационные образования, что отражено в положении фигуративных точек состава рапы включений в верхнем углу поля сильвина, вблизи основания 2K⁺-Mg²⁺ диаграммы (рис. 62). Это указывает также на высокую степень метаморфизации рапы бассейна. Но в то же время, почти все разности молочно-белого сильвина Гремячинского месторождения характеризуются пониженной величиной отношения Br10³/Cl (табл.9). При установленных пределах колебания этого соотношения в сильвинах 2,9-4,0 (Валяшко и др., 1976), здесь отмечаются существенно меньшие значения (1,33-2,45).

Таблица 9

Средние значения содержания Rb⁺, Br⁻ и значения отношений Br.103 /Cl в молочно-белом сильвине Гремячинского месторождения и Наримановского участка моноклинали (бром-хлорное отношение дано в пересчете на чистый минерал).

№№ скважин	Интервал отбора проб (м)	Rb ⁺ вес. %	Br ⁻ вес. %	Br10 ³ /Cl, пределы колебаний
Сафроновский участок (Гремячинское месторождение)				
2С	1207-1222	0,0060	0,086	1,33-2,14
3С	1057,3-1072,5	0,0020	0,140	2,45-3,48
6С	1020-1050	0,0027	0,105	1,85-2,95
7С	1296,3-1303,2	0,0033	0,135	2,59-3,05
Наримановский участок				
14	1706-1706,5	0,0067	Не опр.	Не опр.

Но учитывая, что в этих же образцах содержание рубидия составляет в среднем 0,004 масс.%, что соответствует его количеству в седиментационном минерале, можно говорить, как показано М.Г.Валяшко и др. (1976), что образование сильвина здесь шло из рапы с существенной ролью компонентов растворения ранее отложившихся калийных или калийно-магнелиевых солей.

В то же время красные, красновато-коричневые и розовые разности сильвина, слагающие основные интервалы продуктивного горизонта погожской ритмопачки на Гремячинском месторождении и для которых характерны «аномально высокие» содержания магния в рапе включений (до 100-114 г/л, табл. 10), рассматривались нами ранее как вторичные. На это, казалось бы, указывают и содержания брома, величины бром-хлорных (Br10³/Cl) отношений, содержания рубидия в них (Московский, Гончаренко, 2004, Московский и др., 2008). Однако фигуративные точки состава рапы в красных сильвинах на стабильной диаграмме для 55°C всё же ложатся в поле сильвина, вблизи границы с полем карналлита (рис. 63). Кроме того, обстоятельное изучение парагенезиса галит-сильвин-воднонерастворимый остаток (НО) в сильвинитах месторождения в 2006-2009 гг., показало, что

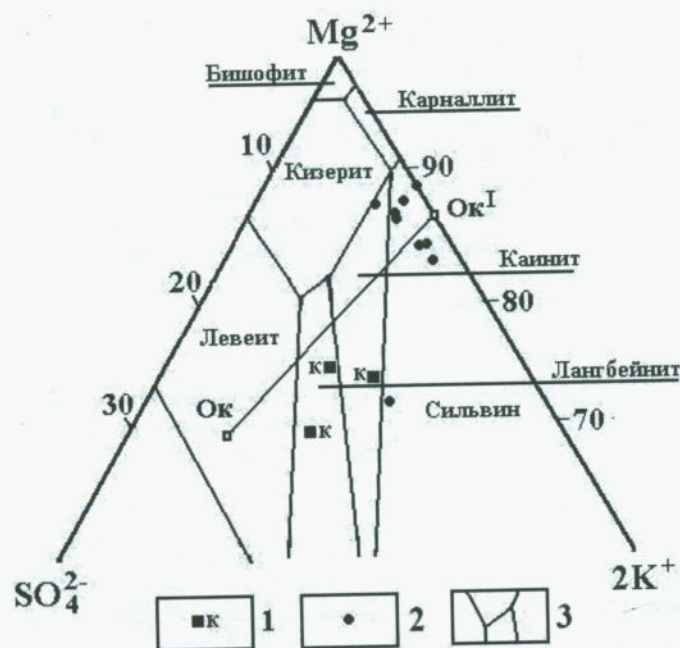


Рис. 62. Состав растворов включений в молочно-белом сильвине и галите сильвинитовой стадии стужения (карпенская и погожская ритмопачки) на стабильной диаграмме для 550С.
1 – точки состава растворов включений образцов из карпенской ритмопачки;
2 – точки состава растворов включений образцов из погожской ритмопачки
3 – поля кристаллизации минералов. Ок – точка состава современной океанической воды; Ок¹ – точка состава бессолевой рапы.

эти разности сильвина хотя и являются несколько более поздними, чем галит, но все же представляют первично-седиментационные донные образования (рис. 64). Показателем седиментационного их генезиса является постоянное присутствие в нём галита высаливания, который отлагался во всём интервале формирования породы. В то же время высокое содержание магния в рапе определяло, видимо, частичное высаливание сильвина в придонных слоях рапы и в верхнем слое осадка. Этим может объясняться и отсутствие в сильвине зональной структуры.

Анализ структурных взаимоотношений галита, сильвина и НО в сильвинитах позволяет нам предполагать, что поступление пелита и рассеянного ангидрита, не образующих чётко выдержанных слоев, связано с золовым процессом, аналогичным тому, на который указывал А.И.Кудряшов для Верхнекамского месторождения (Кудряшов, 2001).

В то же время перераспределение материала в бассейне, даже частичное окатывание галита (рис. 65) обуславливалось, видимо, активной гидродинамикой в данном участке солеродного бассейна. Такое предполо-

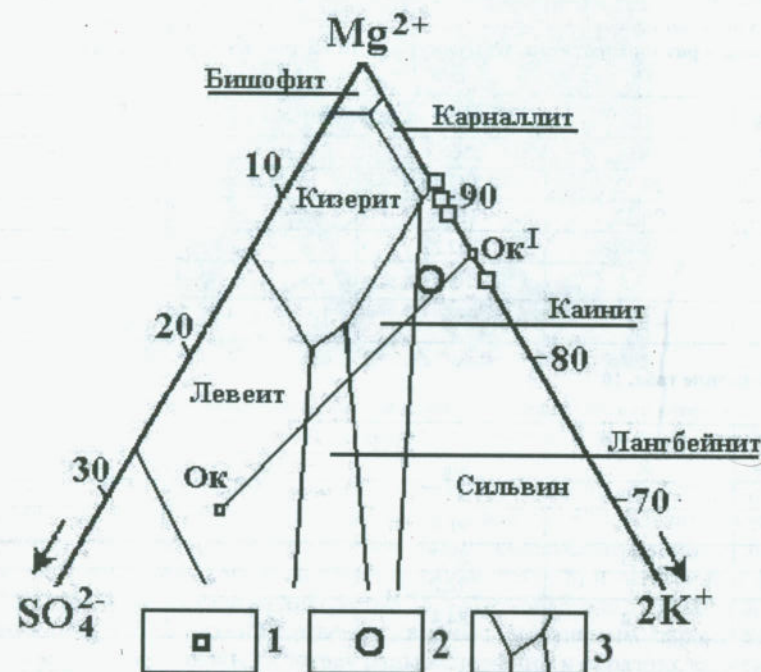


Рис. 63. Состав растворов включений в красном сильвине Гремячинского месторождения (погожская ритмопачка) на стабильной диаграмме для 550С.

1 – фигуративные точки состава рапы включений в красном сильвине Гремячинского месторождения; 2 – точка теоретического состава рапы (по М.Г.Валяшко, 1962) при 25% содержания ионов сульфата от состава стуженной морской воды на сильвинитовой стадии; 3 – поля кристаллизации минералов.

жение подкрепляется результатами наших определений газонасыщенности рапы включений из образцов эвтонического галита продуктивного интервала месторождения (Московский, 2000), которые позволяют оценивать глубины бассейна на калийной стадии всего в 20-25 м.

При минимальном заносе золотого материала кристаллизовался крупнокристаллический сильвин, сопровождаемый лишь галитом высаливания и незначительным количеством рассеянного ангидрита (видимо также продуктом высаливания, связанным с поступлением малосгущенной рапы). Это приводило к образованию в сильвинитах элементарной ритмичности, в которой «базальными» элементами являлись обычно тонкие выдержанные слои ангидрита или галита. Чередование интервалов, сложенных сильвинитами, обогащенными НО и лишенными его, образует второй тип ритмичности, не связанный с эволюцией гидрохимии бассейна (Московский и др., 2010).

Таблица 10

Состав рапы включений в красном сильвине Гремячинского месторождения (погожская ритмопачка) и скв. Краснокутской 1К (антиповская ритмопачка)

№№ обр.	Содержание, г/л			
	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺
1	29,32	102,14	-	-
2	26,32	114,38	-	-
3	54,64	102,23	-	-
4	27,3	100,2	-	-
5	32	78	15	-

Продолжение табл. 10

№№ обр.	Индексы, %			
	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺
1	9,3	90,7	-	-
2	8,7	91,3	-	-
3	14,3	85,7	-	-
4	7,8	92,2	-	-
5	11,4	84,4	4,2	-

Примечание: 1 – скв. 2 Гремячинское месторождение, гл. 1207,5 м., 2 – то же, гл. 1208,5 м.; 3 – то же, гл. 1223,2 м.; 4 – скв. Краснокутская 1К, гл. 923, 5 – теоретический состав рапы (по М.Г.Валяшко, 1962) при 25% содержаний ионов сульфата от состава сгущенной морской воды на сильвинитовой стадии;

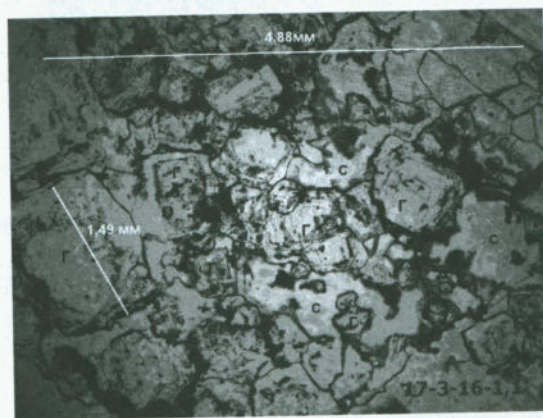


Рис. 64. Сильвинит со значительной рассеянной примесью пелитового материала (черное, серое). Кристаллы сильвина (С) сложной формы с каёмками гидроокислов железа. Галит (Г) – типидиоморфные кристаллы со слабо заметными следами дорастания.

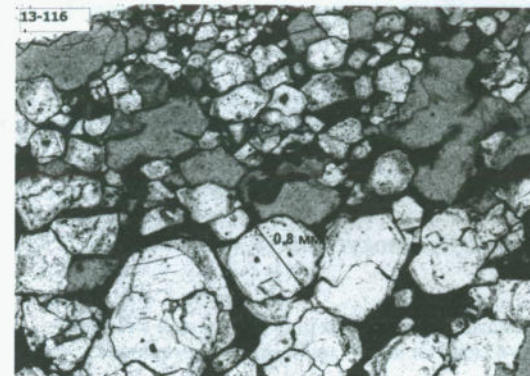


Рис. 65. Сильвинит с неравномерно рассеянными сгустками пелитового материала. Сильвин – серое. Галит со следами окатывания и последующего дорастания (белое).

С погожским циклом галогенеза связаны и незначительные скопления молочно-белого сильвина, встреченного скважиной 600 Южного участка Баскунчака (гл. 908,5 м). Судя по значительному содержанию ионов сульфата в рапе включений в парагенном с ним галитом (табл. 8) и положению фигуративной точки её состава на диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C вблизи поля каинита (рис. 62) их состав отвечает, видимо, первичным парагенезисам этих солей а также близки к составу рапы включений в образцах карпенской ритмопачки Эльтона и Индера.

По скважине 14 Наримановского участка Приволжской моноклинали были изучены растворы включений в эвтоническом галите сильвинитов, относимых также к погожской ритмопачке (табл. 11). Особенность их состава заключается, прежде всего, в значительном разбросе содержаний ионов сульфата. При этом в изменении содержаний сульфата (т.е. степени метаморфизации рапы) устанавливается определённая периодичность, которая отражена в положении фигуративных точек на стабильной диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C (рис. 66).

Таблица 11

Состав рапы включений в эвтоническом галите продуктивных интервалов скв. Наримановской 14 Н (погожская ритмопачка)

Глубина, м	Содержание, г/л			Индексы, %		
	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	2K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻
1743,6	29,81	86,13	9,85	9,48	87,96	2,56
1745,2	49,2	64,96	38,72	17,02	72,11	10,87
1762,8	39,5	84,85	34,03	11,63	80,24	8,13
1768	50,49	60,38	8,46	20,10	77,17	2,73
1772,4	31	66,91	42	11,06	76,73	12,21
1777,8	17,39	31,55	6,79	14,01	81,53	4,46
1780,3	21,5	38,32	39,57	12,19	69,62	18,19

Температуры образования сильвина погожской ритмопачки оценивались нами по результатам определения температур гомогенизации включений в парагенном с ним галите. Для Гремячинского месторождения они составили 40-47,2°C (табл. 12). Следует отметить, что эти температуры выбиваются из общей тенденции роста температур по мере сгущения рапы в меньшую сторону на 5-10°C. Это, в свое время, позволило нам предполагать, что сильвиниты Гремячинского месторождения являются аналогом отложенных стадии опреснения этой ритмопачки и могут соответствовать пласту Ж₂, вскрытого в скважине Краснокутской 1К (Московский, 1983₂ и др.).

Таблица 12

Средние значения температур гомогенизации включений в галите, парагенном молочно-белому сильвину (погожская ритмопачка).

Участок, структура	Температура гомогенизации °C / количество анализов	
	При минерале-узнике карналлите	При минерале-узнике сильвине
Сафроновский	47,2/30	45/46
Наримановский	54,4/5	-

Условия образования сильвина в антиповской и пигаревской ритмопачек. Как уже отмечалось ранее, с антиповским циклом седиментогенеза, так же как и с погожским, в пределах Приволжской моноклинали связано накопление толщ калийно-магневых отложений содержащих скопления сильвина (Гребеников, Ермаков, 1980, Деревягин и др., 1981). Но существенных мощностей мономинеральных сильвинитов в основании продуктивных пластов этих ритмопачек не встречено.

В целом, продуктивному интервалу антиповской ритмопачки присущи своеобразные черты строения. Они свидетельствуют, что процесс седиментации, при его образовании, характеризовался достаточно высокими содержаниями ионов сульфата для ряда участков бассейна. Следствием этого является большая роль в разрезах кизерита. Это отмечается, например, для антиповской ритмопачки вскрытой в скв. Краснокутской 1К. Здесь обычны полиминеральные хлоридно-сульфатные парагенезисы: сильвин-кизерит-карналлит. Однако выполненные нами анализы состава рапы включений в галите, парагенном с сильвином, показали невысокие содержания сульфата (табл. 8); в тоже время, как далее будет показано, садка карналлит-галитового парагенезиса происходило здесь из рапы с большим количеством сульфата. Видимо гидрохимические условия в этой акватории бассейна менялись достаточно быстро.

Состав рапы включений в раннедиагенетическом (седиментационном?) сильвине и парагенном ему галите из антиповской ритмопачки изучен в образцах из скважин Краснокутской 1К, Наримановских 1Н, 14Н, скв 2С Гремячинского месторождения (табл. 8). Анализ современных парагене-

зисов продуктивных интервалов этой ритмопачки из указанных разрезов, данные состава рапы и положение соответствующих ему точек на диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C (рис. 67) показывает, что гидрохимические условия в антиповском калийном бассейне характеризовались дифференцированностью по степени метаморфизации рапы. Здесь можно так же отметить существенную роль сульфатов магния в первичных парагенезисах, которые в некоторых случаях могли включать кайнит, замещенный, в дальнейшем, парагенезисом сильвин-кизерит или карналлит-кизерит.

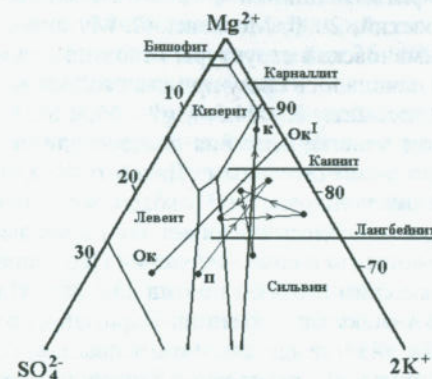


Рис. 66. Состав растворов включений в галите сильвинитовой стадии погожской ритмопачки скв. Наримановской 14Н на стабильной диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C; п — подошва, к — кровля продуктивного горизонта. Ок — точка состава современной океанической воды, Ок' — точка состава бессульфатной рапы.

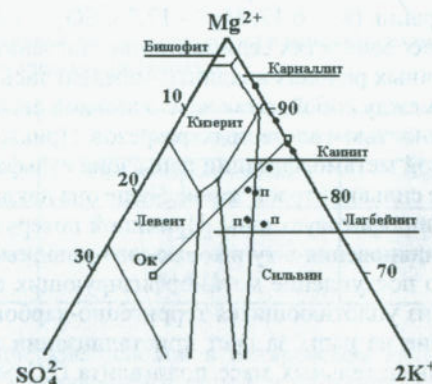


Рис. 67 Состав рапы включений в галите и сильвине сильвинитовой стадии (антиповская и пигаревская ритмопачки) на стабильной диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C (по анализам табл. 2), п — точки состава пигаревской ритмопачки.

Еще одним отличием антиповского цикла является то, что продуктивный горизонт ритмопачки располагается в ее середине. А верхнюю часть разреза можно выделять как самостоятельный цикл более мелкого порядка, проявившийся на фоне стадии опреснения рапы (Московский, Гончаренко, 2004). Последнее фиксируется значительным интервалом каменной соли и соли высаливания в верхней трети разреза ритмопачки. Образование каменной соли, подстилающей здесь калиеносный пласт, так же как и в погожском цикле, происходило при быстром сгущении рапы (по 0,5 г/л на один элементарный ритм толщиной 8-12 см!). Количество магния росло еще быстрее (Московский, 2000, Московский, Музалевская, Свидзинский, 2008). В районе Наримановской структуры отложение каменной соли антиповской ритмопачки начиналось сразу при высокой концентрации рапы - на уровне начала садки эпсомита: K^+ - 24,5; Mg^{2+} - 66,3; SO_4^{2-} - 20 г/л, т.е. опреснения рапы на данном участке бассейна на переходе от погожского цикла к антиповскому было незначительным. Далее происходило, в основном, возрастание содержания ионов магния: (около 0,4 г/л за время формирования элементарного ритма). Здесь обращает внимание изначально высокое содержание этого компонента в рапе включений Наримановского участка по сравнению с Краснокутским (66,3 г/л против 23,7 г/л). Подобные различия, видимо, и определяли садку бишофита на Наримановской площади, тогда как на Краснокутском участке продуктивный пласт представлен слоистой галит-карналлит-кизеритовой, галит-карналлитовой, карналлит-галитовой породой с незначительной примесью сильвина.

В западной части Гремячинского месторождения сгущение рапы было относительно более медленным: на один условный «годовой» слой рост содержания магния составил лишь 0,05 г/л (Московский, 2000, Московский, Музалевская, Свидзинский, 2008), при том что садка галита начиналась из рапы низкой концентрации (K^+ - 6,17; Mg^{2+} - 17,75; SO_4^{2-} - 7,6 г/л). Все указанные выше отличия в особенностях седиментации галогенных пород антиповского цикла, в различных районах впадины, определялись, вероятнее всего, характером их связи между собой, а так же с основной акваторией бассейна.

Общей особенностью галогенных разрезов Прикаспия является то, что из-за существенной метаморфизации рапы зона сульфатов магния лишь иногда совмещается с сильвинитовой зоной. Чаше она накладывается на карналлитовую и даже бишофитовую зоны. Причиной потерь ионов сульфата в рапе, по мере ее проникновения в тупиковые юго-западные части бассейна, могло быть не только поступление метаморфизирующих агентов с поверхностным стоком или из уплотняющихся терригенно-карбонатных прослоев, но так же их удаление из рапы за счет кристаллизации в центральных и западных ее частях значительных масс полигалита ($2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4$), каинита ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$), лангбейнита ($2MgSO_4 \cdot K_2SO_4$) и водных сульфатов магния (на стадии диагенеза переходящих в кизерит - $MgSO_4 \cdot H_2O$).

В верхней части антиповской ритмопачки, по скважине Краснокутской 1К-К (а по данным ГИС и в других участках прибортовой зоны) присутствует слой массивного пестрого сильвинита (пласт Ж₃). Условия его

образования установлены на основании анализа рапы включений в «перистом» седиментационном галите, встреченном в виде единичных зерен. Судя по содержаниям основных компонентов в вакуолях включений: (K^+ - 41,97, Mg^{2+} - 106,19, SO_4^{2-} и Ca^{2+} - не обнаружен), образование сильвина происходило здесь при выщелачивании карналлита, на стадии опреснения рапы. На вторичный генезис этого сильвинита указывает и И.К. Жеребцова на основании пониженных значений отношения Br^{103}/Cl (0,53-1,14) (Жеребцова и др., 1986).

Температуры кристаллизации сильвин-галитовых пород антиповского цикла, судя по данным гомогенизации твёрдо-жидких включений в галите (минерал-узок карналлит, табл. 13) составляли 75-80°C! Это видимо вполне закономерно, т.к. накапливающиеся здесь большие массы концентрированной рапы, перекрытые слоем раствора малой степени сгущения, предопределяли образование термоклина, своеобразного природного термостата. В то же время температуры, получаемые по минералу-узнику карналлиту для Наримановской площади (61,1°C) являются заниженными. Это связано, видимо, с существенным перегревом породы на стадии диагенеза или катагенеза и частичным растворением минерала-узника или стенок вакуоли. На это указывает то, что минералы-узники карналлиты в образцах из скважины Наримановской 1Н в большинстве случаев имеет полурастворенный округлый облик. А, как известно (Ковалевич, 1978, 1990), в любом случае нагрева образца выше 35-45°C минерал-узок карналлит растворяется и, при охлаждении, из рапы включения осаждаются минерал-узок сильвин. Поэтому, для определения истинной температуры кристаллизации соли следует определять температуру гомогенизации включений по вакуолям с минералом-узником карналлитом с хорошо выраженными гранями.

Таблица 13

Средние значения температур гомогенизации включений в галите из антиповской и пигаревской ритмопачек

Участок, структура	Температура гомогенизации °C / колич. анализов	
	При минерале-узнике карналлите	При минерале-узнике сильвине
Краснокутский	75/12	61,4/28
Наримановский	59,8/36	-

Гидрохимические условия в пигаревском калийном бассейне, судя по анализам рапы включений в галите и сильвине (табл. 8, рис. 67), были достаточно близкими к таковым в антиповском бассейне.

Рассмотренная выше модель кристаллизации разностей сильвина продуктивного горизонта Гремячинского месторождения не дает полного ответа на вопрос об условиях образования пород, содержащих сильвин в виде вкрапленности в каменной соли, «пестрого сильвинита» и сильвин-кар-

наллитовой породы. В этих породах сильвин является либо вторичным либо перекристаллизованным. В большинстве случаев условия их седиментации мы устанавливаем по галиту, находящемуся в парагенезисе с калийными, калийно-магниевыми и магниевыми минералами. Учитывая его относительную индифферентность к вторичным изменениям, связанным, прежде всего, с перераспределением в породе KCl , $MgCl_2$ и $MgSO_4$, как более растворимых соединений, чем $NaCl$, можно утверждать, что для всех пород, содержащих седиментационный галит, условия их образования можно, устанавливать по анализу вещества содержащихся в нем включений (Московский, 2000, Московский, Гончаренко, 2004 и др.).

5.2. Условия образования карналлита.

Карналлит распространен во впадине и на Приволжской моноклинали очень широко. В погожской (VI) и антиповской (VII) ритмопачках этот минерал сопровождает линзообразные бишофитовые залежи Поволжского бишофитового бассейна (Свидзинский, Московский, 2004), располагаясь в подошве и (или) в кровле залежи а также окаймляя их по латерали. Карналлитовые породы вскрыты скважинами и изучены по керну в восточной части Гремячинского месторождения (скв. 6), Привольненской площади (скв. 3), Наримановской площади (скв. 3, 14), на Краснокутском участке северо-западной части прибортовой зоны (скв. 1К). Следует заметить, что значительная часть разреза погожской ритмопачки Гремячинского месторождения, подстилающей продуктивный сильвинитовый пласт также сложена карналлитом и карналлит-галитовой породой (Свидзинский и др., 1986, Московский и др., 2008).

Разведочная скважина, пробуренная к югу от Светлоярской бишофитовой линзы вскрыла в стратиграфическом интервале, соответствующем погожской ритмопачке мощный карналлитовый пласт. В последние годы, при поисково-оценочных работах на калийные соли севернее Гремячинского месторождения (Равнинный участок) скважинами перебурена 30-40-метровая залежь высококачественного карналлита в луговской ритмопачке.

При установлении физико-химических параметров среды образования карналлита использовались в основном данные по составу рапы включений из седиментационной разности эвтонического галита, входящего в первичный парагенезис галит-карналлитовых и карналлитовых пород и сохраняющегося при диагенезе.

Согласно общей схеме галогенного процесса (Валяшко, 1962), к концу сильвинитовой стадии из морских рассолов (при их дальнейшем испарении) в рапе бассейна значительно возрастает концентрация ионов магния (до 90,7 г/л), уменьшается количество K^+ (до 22 г/л) после чего начинается отложение карналлита. Проведенное нами изучение включений в эвтоническом галите, парагенетически связанном с карналлитом, для ряда калиеносных разрезов впадины и ее обрамления, показывает стабильность состава рапы бассейна в части содержаний ионов калия и магния, отвечающих современной сгущенной морской воде.

Условия образования карналлита в погожском калийном суббассейне. В большинстве изученных нами калиеносных разрезов погожской ритмопачки количество ионов сульфата к началу садки карналлита продолжает возрастать, достигая максимальных значений 25-30 и даже более 50 г/л (табл. 14). Причина этого явления объяснена М.Г.Валяшко (1962) и связана с изначально пониженным содержанием этого компонента в рапе бассейна, существенно меньшим, чем в сгущенной современной морской воде (68,6 г/л на начало садки карналлита). Начало садки водного сульфата магния, при диагенезе переходящего в кизерит, определяет тот предел, с которого начинается резкое падение количества ионов сульфата в рапе бассейна (а соответственно и в растворах включений). Это фиксируется в приведенных в табл. 13 анализах рапы включений в галите из скв. Краснокутская 1К, когда достигнутое высокое содержание ионов сульфата (обр.30) выше по разрезу начинает существенно падать (с 56,2 до 23,9 г/л на 6,5 м.). Такая эволюция в изменении содержаний ионов сульфата устанавливалась нами даже в тех разрезах, в которых не обнаружены калийно-магневые соли, а отнесение данного интервала к латеральному продолжению продуктивного пласта мотивировалось лишь присутствием в каменной соли геохимической аномалии, выраженной в составе включений.

Все данные о составе растворов включений из разреза продуктивного интервала Гремячинского месторождения, отображены на треугольной диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C (рис. 68). Фигуративные точки, отображающие состав растворов включений из эвтонического галита, парагенетически связанного с карналлитом, замещенного позднее сильвином расположены достаточно компактным ореолом в поле карналлита, кизерита и сильвина (одна точка) и на границе поля каинита и лангбейнита (одна точка). Точки, отражающие состав рапы включений из разреза погожской ритмопачки скв. Краснокутской 1К (рис. 69) образуют ореол, расположенный в пределах поля карналлита «солнечной» диаграммы и частично совпадающий с направлением, изменения состава рапы в галите начальных фаз его отложения (Московский и др., 2003, рис.33). Вытянутость ореола в направлении вершины SO_4^{2-} диаграммы отражают существенную обогащенность рапы анионами сульфата в начальных-средних фазах карналлитовой стадии и дальнейшим падением их содержаний при садке сульфатов магния. Изначальное возрастание содержаний ионов сульфата могло быть связано либо с периодическим поступлением бассейн малосгущенных растворов, либо определялась садкой карналлита (или сильвина) и возрастанием роли иона сульфата по мере ухода из жидкой фазы значительной части хлоридов. В этом случае образуется кизерит-карналлитовые и даже бишофит-кизеритовые ассоциации, характерные для Краснокутского участка. Температура минералообразующей среды на стадии садки карналлита, по результатам гомогенизации включений из эвтонического галита, парагенетически связанного с карналлитом, достигала 55-65°C (табл. 15). Этот температурный интервал садки карналлита О.И.Петриченко (1982, 1988) указывает для многих пермских калийно-магневых месторождений мира.

Таблица 14
Средние содержания K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} в рапе включений в эвтоническом галите, парагенетически связанном с карналлитом (погожская ритмопачка)

	Скважина	Глубина, м.	Содержание ионов, г/л		
			K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}
1	Сафроновская 2С	1222	19,2	106,8	25,84
2	-«-	1223,6	26,7	105,8	19,78
3	-«-	1228	20,5	89,5	7,5
4	-«-	1230	21	92,2	6,9
5	-«-	1233	19,5	100,1	Сл.
6	-«-	1234,5	20	110,2	Сл.
7	Сафроновская 3С	1073,7	26,81	106,51	Сл.
8	-«-	1074,5	23,4	71,5	33,9
9	-«-	1075,9	19,6	98,7	22
10	-«-	1082,2	21,2	110,2	8,0
11	-«-	1082,3	18,4	98,5	5,5
12	Сафроновская 6С	1022	19,5	95	9,8
13	-«-	1037,8	18,6	100,1	3,1
14	-«-	1039,5	20,1	98,2	Сл.
15	-«-	1042	22	135,5	-
16	-«-	1043	19,5	100,4	8,5
17	-«-	1051	18,1	99,5	12,1
18	-«-	1052	16,1	102,3	6,8
19	-«-	1060,5	29,5	72,28	7,13
20	Сафроновская 7С	1305	22,5	99,4	3,1
21	-«-	1307	19,3	97,8	4,2
22	-«-	1308	18,2	89,4	Сл.
23	-«-	1320	22,8	85,6	8,9
24	-«-	1325	19,7	91,2	Сл.
25	Краснокутская 1К	1045,4	15,75	100,2	6,2
26	-«-	1059	17,8	99,3	7,8
27	-«-	1060,5	19,35	98,41	23,9
28	-«-	1062,4	20,1	100,3	27,8
29	-«-	1064,5	18,4	101,5	34,3
30	-«-	1067	16,9	110,2	56,2
31	-«-	1070,3	21,3	95,4	22,3
32	-«-	1100	17,8	99,3	19,3

Таблица 14 (продолжение)

Индексы для нанесения на диаграмму $2K^+ - Mg^{2+} - SO_4^{2-}$

№№ пп	Индексы, %			№№ пп	Индексы, %		
	$2K^+$	Mg^{2+}	SO_4^{2-}		$2K^+$	Mg^{2+}	SO_4^{2-}
1	4,9	89,5	5,5	17	5,2	92,0	2,8
2	7,0	88,8	4,2	18	4,6	93,8	1,6
3	6,5	91,5	2,0	19	11,0	86,8	2,2
4	6,5	91,7	1,8	20	6,5	92,8	0,7
5	5,7	94,3	-	21	5,7	93,3	1,0
6	5,3	94,7	-	22	6,0	94,0	-
7	7,3	92,7	-	23	7,5	90,1	2,4
8	8,3	81,8	9,8	24	6,3	93,7	-
9	5,5	89,4	5,1	25	4,6	93,9	1,5
10	5,6	92,7	1,7	26	5,1	93,4	1,5
11	5,4	93,3	1,3	27	5,5	89,1	5,4
12	5,9	91,7	2,4	28	5,5	88,3	6,2
13	5,4	93,9	0,7	29	4,9	87,6	7,5
14	6,0	94,0	-	30	4,1	85,0	10,9
15	4,8	95,2	-	31	6,2	88,6	5,2
16	5,6	94,4	-	32	5,0	90,5	4,5

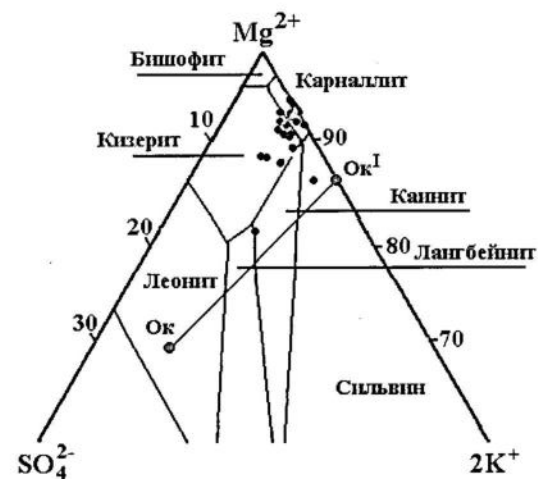


Рис. 68. Состав растворов включений в галите, парагенном карналлиту из погожской ритмопачки Гремячинского месторождения калийных солей.
Ок – точка состава современной сгущенной океанической воды (ССОВ),
Ок¹ – состав бессолевой ССОВ.

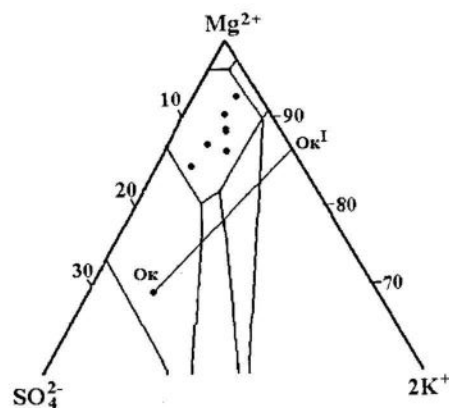


Рис 69. Состав растворов включений в галите, парагенном карналлиту из погожской ритмопачки скв. Краснокутской К.

Таблица 15
Значения температур гомогенизации включений в галите из парагенезиса с карналлитом (погожская ритмопачка)

Участок, Структура	Температура гомогенизации оС / количество анализов	
	При минерале-узнике карналлите	При минерале-узнике сильвине
Гремячинское месторождение	48,3/41	43,4/14
Краснокутский	63,8/32	59,2/17
Наримановский	57/7	-

Содержание Rb^+ в породах карналлитового состава из разреза Гремячинского месторождения варьирует от 0,015 % до 0,18 % (табл. 16, рис. 70), что указывает на их кристаллизацию из морских высококонцентрированных растворов. В дополнение ко всему изложенному необходимо добавить, что в галогенном разрезе погожской ритмопачки как на Краснокутском, так и на Наримановском участках встречены карналлит-галитовые породы, залегающие на бишофитовом пласте. На Краснокутском участке они имеют мощность 1,4 м, характеризуются пониженным содержанием брома относительно нормальных его значений и высоким содержанием рубидия (Жеребцова и др., 1986, Московский, Свидзинский, 1989, Московский, Гончаренко, 1989). Судя по составу растворов включений в галите (содержания K^+ - 36,0; Mg^{2+} - 90 г/л; SO_4^{2-} - 3 г/л), эти породы образовались на стадии опреснения рапы, но при поступлении

растворов, обогащенных ионами калия. Незначительный по мощности карналлитовый пласт, залегающий на бишофитовом пласте вскрыт и на Наримановской площади. Судя по содержанию рубидия в нем - 0,010 вес % (табл. 15) он кристаллизовался из остаточных рассолов перед началом этапа опреснения.

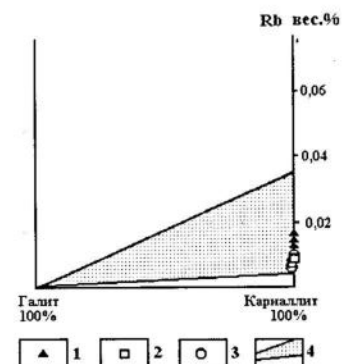


Рис. 70. Положение фигуративных точек содержания рубидия в карналлите погожской ритмопачки на шкале нормальных содержания рубидия в карналлите в расчете на чистый карналлит (по М.Г.Валашко и И.С.Петровой, 1976).
1 - точки содержания рубидия в карналлите Наримановской площади;
2 - тоже для Краснокутского участка; 3 - тоже для Гремячинского месторождения;
4 - поле нормальных значений рубидия для галит-карналлитовых пород.
Использованы данные табл. 16.

Таблица 16
Среднее содержание рубидия в карналлитовых породах (в пересчете на чистый минерал)

№№ скважин	Глубина отбора обр., м.	Rb, вес % / кол-во анализов
Гремячинское месторождение, погожская ритмопачка		
2С	1227,5-1233,4	0,016/3
3С	1076,5	0,018
6С	1022-1051	0,016/4
Краснокутский участок, погожская ритмопачка		
1К	1059-1065	0,007/6
Наримановский участок антиповская ритмопачка		
1Н	1550,8-1620,1	0,007/9
Наримановский участок, погожская ритмопачка		
1Н	1706,8-1709,2	0,010/6

Условия образования карналлита в антиповском суббассейне. В изученных нами разрезах антиповской ритмопачки карналлит образует самостоятельные минеральные зоны лишь на Наримановской площади. Анализы рапы включений в галите из парагенезиса с карналлитом или из прослоев галита в карналлитовой породе в основном укладываются в пределы изменения состава современной морской воды при сгущении до садки карналлита (K^+ - 14,29-24,62; Mg^{2+} - 90,45-135,2 и SO_4^{2-} - не обн.-27,91 г/л (табл. 16). На треугольной стабильной диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для 55°C (рис. 71) фигуративные точки состава рапы включений в галите, образовавшегося при отложении карналлитового пласта или в период временного прекращения его садки, расположились в поле кизерита и карналлита в виде вытянутого ореола субпараллельно и близко к линии метаморфизации рапы глиной, что выше мы отмечали для растворов включений из галита погожской ритмопачки а также для галита начальных фаз его отложения (Московский и др., 2003, рис.33). Как нами уже отмечено средняя часть антиповской ритмопачки в северо-западной части прибортовой зоны слагается полиминеральной калийно-магниевого породой кизерит-сильвин-карналлит-галитового состава. В скважине Краснокутской 1К мощность этого пласта составляет 29,5 м (гл. 969-998,5 м). Состав рапы включений в галите из этой породы показывает на граничные условия между стадиями садки сильвина и карналлита с высоким содержанием ионов сульфата (35,75-45,47 г/л). Фигуративная точка с максимальным количеством ионов сульфата на стабильной диаграмме для 55°C (рис. 71) попадает в поле каинита. Отсутствие же каинита в реальных парагенезисах объясняется, видимо, узостью температурных условий существования этого минерала.

Таблица 17

Содержания ионов калия, магния и сульфата в рапе включений в галите, парагенетически связанном с карналлитом (антиповская ритмопачка).

№№ пп	Содержание, г/л			Индексы, %		
	K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}	K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}
1	28,64	98,22	45,57	9,2	81,3	9,5
2	22,7	102,7	35,75	5,1	85,7	9,2
3	19,5	100,2	16,2	5,5	89,9	4,3
4	23,3	102,5	8,3	5,5	91,3	2,2
5	14,29	111,31	8,68	3,8	94,4	1,8
6	24,62	99,5	15,6	6,9	89,6	3,5
7	19,38	90,45	27,91	5,8	87,4	6,8
8	25,4	100	5,18	7,3	91,5	1,2

1-2 – скв. Краснокутская 1К (1- гл. 978 м., 2 – гл. 981 м.); 3-4 – Гремячинское месторождение (3 – скв. 7С, гл. 1150 м.; 4 – скв. 7С, гл. 1155 м.); 5-8 – Наримановская площадь, скв. 1Н (5 – гл. 1671,5 м.; 6 – гл. 1671,6 м.; 7 – гл. 1600,5 м.; 8 – гл. 1547,8 м.). Содержания ионов кальция в рапе включений меньше чувствительности метода.

5.3. Условия образования бишофита.

Рассматривая условия образования всего комплекса калийно-магневых и магниевых солей, образующихся при испарении морских растворов, следует отметить, что в направлении от начальных фаз сильвинитовой стадии к эвтонике по мере снижения объема первичной рапы и глубины бассейна, резко возрастает роль геоморфологических факторов, поверхностного стока, значение примеси терригенных компонентов и др.

Бишофитоносные горизонты на Приволжской моноклинали протягиваются широкой полосой вдоль бортового уступа впадины и приурочены к участкам с наибольшей полнотой галогенного разреза. Впрочем, здесь отмечается и выпадение некоторых элементов разреза. Но это касается лишь доломито-ангидритовых горизонтов, замещаемых каменной солью в наиболее полных соленосных разрезах, что характерно для центральной части Прикаспийской впадины (структуры Эльтон, Баскунчак, Индер и др.). Существенные мощности бишофита установлены так же в северо-западном обрамлении впадины. Пласты бишофита стратиграфически приурочены к карпенской, погожской, антиповской и пигаревской ритмопачкам (Деревягин и др., 1981, Деревягин и др., 1989 и др.). Из них существенное распространение бишофита отмечается лишь в погожской и антиповской.

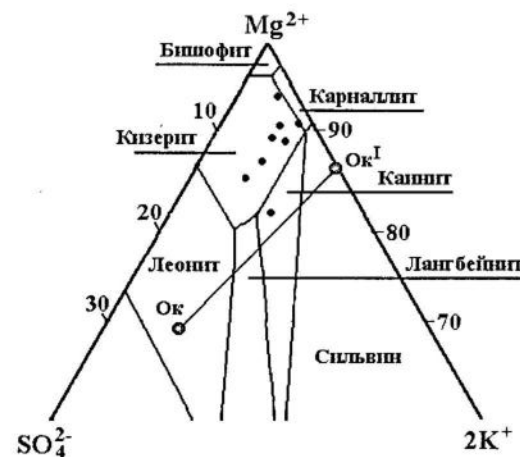


Рис. 71. Состав растворов включений в галите, парагенном карналлиту антиповской ритмопачки. Исходные данные приведены в табл. 17.

Наиболее полный материал по строению бишофитоносных разрезов условиям образования бишофита нами получен для Наримановской площади моноклинали (скв. 1Н, 2Н, 14Н-16Н, 20Н), а так же для Краснокутского участка (скв. Краснокутская 1К). По ряду районов, имеющих скопления бишофита нами изучены единичные образцы керна (Светлаярская пл., скв. 1 и 2 и др.). Продуктивные пласты бишофита связаны здесь с погожской ритмопачкой.

Изучение включений в самом бишофите представляет очень большую трудность, т.к. обладая исключительной гигроскопичностью, бишофит при обычных условиях покрыт пленкой раствора, который при вскрытии включений мгновенно смешивается с седиментационной рапой. Поэтому при расшифровке физико-химических параметров среды образования бишофита, как и для карналлита использовались данные о составе растворов включений в эвтоническом галите, парагенетически связанного с ним. Результаты исследований представлены в табл.18 и отображены на рис.72.

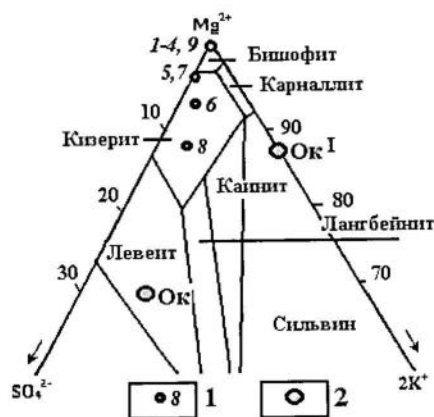


Рис.72. Состав растворов включений в эвтоническом галите бишофитовых пород на стабильной диаграмме для 55°C. 1 – фигуративные точки состава рапы включений; 2 – точка состава океанической воды (ОК).

Полученные результаты показывают, что в процессе прогрессирующего сгущения рапы происходило дальнейшее увеличение содержания магния и уменьшение роли калия. Содержания ионов калия на заключительных фазах садки карналлита – начале садки бишофита составляли 10,5-3 г/л, магния – 91-122 г/л. Кристаллизация бишофита в прибортовых районах Прикаспия шла в основном из метаморфизованной рапы с содержанием SO_4^{2-} в пределах 0,5-15 г/л, не более. Однако в отдельных интервалах разреза бишофитовой зоны отмечаются горизонты, где садка бишофита начиналась при существенном содержании ионов сульфата (15,6-38,7 г/л). Это отображается на диаграмме $2\text{K}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$ для 55°C (рис. 72) в растяжении ореола фигуративных точек от

основного их роя вблизи полюса Mg^{2+} в направлении точки состава современной океанической воды (ОК)! В подошве пластов бишофита это реализуется присутствием кизерита. Исходя из данных гомогенизации двух- и многофазовых включений в эвтоническом галите, который ассоциирует с бишофитом, температура рапы в бассейне в это время достигала 65-70°C (табл.19), что возможно при незначительных его глубинах, может быть лишь иногда превышавших 5-10 м. В то же время, говорить о слишком малых глубинах бассейна, и тем более о «стадии сухого озера» (Валяшко, 1962) едва ли имеет смысл, т.к. мощность отдельных слоев абсолютно чистого бишофита, нередко достигает 0,5-1 м.

Таблица 18

Средние содержания ионов калия, магния, сульфата и кальция в рапе включений эвтонического галита бишофитовых отложений

№№ пп	Содержание, г/л			Индексы, %		
	K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}	2K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}
1	2	110	1,5	0,4	99,4	0,2
2	1,2	115	1,7	0,2	99,34	0,46
3	1,5	120	0,5	0,4	99,6	-
4	0,5	105	1,0	-	99,7	0,3
5	2,2	110,2	1,5	0,7	98,9	0,4
6	2	110	15,6	0,6	96	3,4
7	6	120	30	1,5	92,7	5,8
8	2	120,1	20,12	0,4	95,5	4,1
9	10,5	91	38,7	3,2	87,4	9,4

1 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 1049,3 м.; 2 – то же, гл. 1052 м.; 3 – то же, гл. 1054 м.; 4 – Гремячинское месторождение, скв. 6С, гл. 1033,5 м.; 5 – то же, гл. 1034 м.; 6 – Наримановская площадь, скв. 1Н, гл. 1612 м.; 7 – то же, скв. 15Н, гл. 1632,3 м.; 8 – то же, скв. 14Н, гл. 1749,75 м.; 9 – то же, скв. 14Н, гл. 1611,5 м.

Таблица 19

Средние значения температур гомогенизации включений в эвтоническом галите (бишофитовая стадия).

Участок, Структура	Температура гомогенизации °C / количество анализов
Сафроновский	60/4
Краснокутский	68,2/4

Существенная роль вод континентального стока и вод выщелачивания солей в генезисе бишофита отмечалась Н.П.Гребенниковым и В.А.Ермаковым (1980). Однако, по нашему мнению, вначале они ошибочно полагали, что практически все бишофитовые толщи имеют переотложенный характер, приводя в качестве одного из аргументов относительно низкое значение отношения $B\text{r}10^3/\text{Cl}$. Позднейшие исследования этих авторов, выполненные совместно с М.Г.Валяшко, И.К.Жеребцовой (Валяшко и др., 1976), данные В.С.Деревягина и др. (1981, 1990), а так же наши (Московский, Гончаренко, 1989, Свидзинский, Московский, 2004) показали ошибочность этих выводов. Так величина бромхлорного отношения в бишофите погожской ритмопачки Краснокутской площади изменяется в среднем от 17 до 18 (при содержании брома около 0,6-0,65 %). Наиболее высокое содержание брома (0,8%) и величины бромхлорного отношения (20-24) отмечается в бишофитах Светлоярской структуры (внутренняя часть прибортовой зоны). В то же время в этом разрезе отсутствуют бишофитовые породы начальных фаз его садки, который мог отложиться в соседних полуизолированных бассейнах. Все эти материалы показывают на то, что западные районы моноклинали периодически изолировались от основной части солеродного бассейна, образуя здесь, видимо, бассейны-сателлиты, морфология которых определяла распределение мощностей пластов бишофита.

Рассматривая основные черты геохимии скоплений бишофита в Приволжской моноклинали нельзя не отметить появление взглядов об «...эндогенном происхождении бишофитового минерального сырья из хлоридных металлоносных флюидов...» (Разин, 2010). Эта точка зрения не соответствует фактическим данным, полученным нами в результате многолетнего изучения бишофтоносных пород.

5.4. Условия образования полигалита.

Парагенетические ассоциации с полигалитом широко известны в Прикаспии. В основных калиеносных интервалах Эльтона, Индера полигалит, по всей видимости, является вторичным минералом и не входит в первичные ассоциации. Нами наиболее изучены интервалы галогенных разрезов, сложенных полигалит-ангидритовыми и полигалит-ангидрит-галитовыми породами балыклейской, карпенской и луговской ритмопачек.

Условия образования полигалита рассматривались М.Г.Валяшко (1962), Я.Я.Яржемским (1954), А.И.Азизовым и И.Н.Тихвинским (Азизов, 1975, Азизов, Тихвинский, 1981) и др. Общие проблемы взаимодействия растворов и солей разного состава, имеющие отношение к образованию полигалита освещались М.Г.Валяшко, В.И.Борисенковым, Н.Н.Волковой (1973).

Главным условием для образования первичного полигалита в соленосных толщах, по мнению М.Г.Валяшко (1962) и Я.Я.Яржемского (1954) является поступление в бассейн гипергенного кальция. Причем

этот процесс должен происходить на калийной стадии сгущения рапы бассейна или быть близкой к ней. А.И.Азизовым, в отличие от указанного этими авторами механизма полигалитообразования, для восточной части обрамления впадины (район Жилинского месторождения и соседних районов северо-востока впадины), приводилось обоснование, что основным источником сульфат-ионов являлась не рапа бассейна, а гипергенные сульфатно-натриевые воды, связанные с постоянно действующими потоками, стекавшими с Урала и горных сооружений, расположенных южнее. Для запада впадины и ее обрамления поступление ионов сульфата связывалось с эоловым заносом вещества с западного континента. Еще одно предположение, делавшееся А.И.Азизовым, которое подчеркивает его позицию в этом вопросе - признание хлоркальциевого состава рапы солеродного бассейна в Прикаспии в кунгуре.

Рассмотрим, в какой степени полученные данные о составе рапы для всего солеродного бассейна (по сумме всех анализов состава включений, полученных нами) и результаты для отдельных временных интервалов его существования, согласуются с указанными выше взглядами.

Во-первых, как следует из всего приведенного выше материала, по составу реликтов седиментационной рапы (первичных включений), в большей части солеродного бассейна и интервалов времени его существования, она являлась сульфатно-магниевой. А в горизонтах галогенных отложений, содержащих полигалит, рапа действительно характеризуется уровнем сгущения, близким к сильвинитовой стадии сгущения с высоким содержанием ионов сульфата (K^+ - 22-25; Mg^{2+} - до 70; SO_4^{2-} - 20-25 г/л, табл. 19). Соотношение ионов здесь (рис. 73) вполне соответствует тому, что характерно для поля полигалита, показанного на диаграмме $2\text{K}^+-\text{Mg}^{2+}-\text{SO}_4^{2-}$ М.Г.Валяшко (1962). Обращают на себя внимание два факта в поведении ионов сульфата. В том случае, если полигалит слагает верхнюю часть базального горизонта ритмопачки и в незначительном количестве встречается в основании перекрывающего его слоя каменной соли, его содержание не достигает столь больших значений и даже падает вверх от базального полигалит-ангидритового слоя (рис. 73). В то же время, при образовании «подвешенных» в галитовой зоне полигалит-ангидритовых и полигалит-галитовых пластов, содержание ионов сульфата остается попрежнему высоким (например, скв. Краснокутская 1К, луговская ритмопачка гл. 1150 м., табл. 20, рис. 73). В первом случае образование полигалита происходило, видимо, на диагенетической стадии за счет проникновения сюда уже захороненных рассолов, обогащенных хлористым калием. «Подвешенные» пласты полигалита приурочены к стадии сгущения рапы и связаны с, вероятнее всего, с совпадающим по времени усилением роли кальция (как в растворе, так и в виде твердой фазы) в поверхностном стоке.

Таблица 20

Состав рапы включений в галите из разрезов галогенных отложений, содержащих существенные содержания полигалита

№№ обр.	Содержание, г/л			Индексы, %		
	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	2K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻
1	17,4	22,36	22,3	16,2	66,9	16,9
2	29,57	42,74	23,05	15,9	74	10,1
3	26,93	28,46	23,45	19,6	66,5	13,9
4	25,14	36,68	38,55	14,4	67,6	18
5	19,11	45,5	14,48	10,8	82,5	6,7
6	26	61,84	17,79	10,9	83,1	6
7	16,37	23,84	24,9	14,5	67,7	17,8

1 – Скв. Лиманская 3, гл. 1389 м., шлам; 2 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 1180 м., керн; 3 – то же, гл. 1164 м.; 4 – скв. Маяковская 1, гл. 1707-1709 м.; 5 – скв. Лиманская 3, гл. 1502 м., керн; 6 – скв. Лиманская 3, гл. 1504 м., керн. 7 – Скв. Краснокутская 1К, гл. 1150 м.

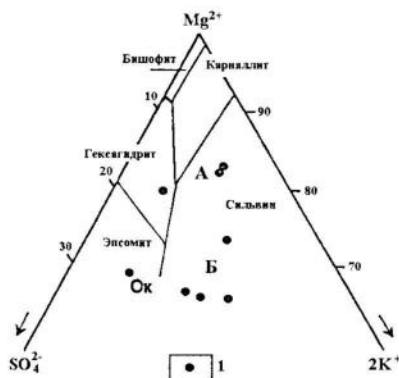


Рис. 73. Состав рапы включений в галите в основании галитовой зоны ритмопачек, содержащих полигалит в базальном горизонте (А) и перед садкой «подвешенных» полигалитовых горизонтов (Б).

5.5. Температуры образования солей на различных стадиях сгущения рапы.

Температуры образования галогенных пород начальных стадий сгущения рапы не вызывают особых расхождений во взглядах исследователей (Валяшко, 1962, Ковалевич, 1978, Петриченко, 1982, Копнин, 1994 и др.). Температурные пределы образования галита из «непро-

дуктивных» частей разрезов (каменной соли) в 25-30°C подтверждаются однофазовым составом жидких включений и экспериментами по его искусственному выращиванию (Ковалевич, 1978). Иное дело калийные соли. Еще в 1932 году Г.Г.Уразовым было высказано предположение об образовании сильвинитовых прослоев в результате охлаждения рассола, насыщенного хлористым натрием и хлористым калием. По мнению М.Г.Валяшко (1962), Ю.И.Лупиновича и В.З.Кислика (1969), садка сильвина начинается летом и завершается в зимний период.

Как мы уже отмечали, работами О.И.Петриченко и В.М.Ковалевича (Петриченко, 1982, Ковалевич, 1990 и др.) показано, что кристаллизация калийных минералов может происходить при достаточно высоких температурах рапы (до 60°C и более !). Учитывая, что при этом, по составу рапы включений, было установлено расслоение ее по плотности, было сделано предположение об образовании термоклина - придонного слоя высокой температуры.

Проведенные нами исследования (Московский, 1983а, Московский и др., 1984, Московский, Гончаренко, 1989, Московский, Свидзинский, Петрик, 2008) подтвердили выводы, полученные О.И.Петриченко и В.М.Ковалевичем, а так же показали, что различные участки солеродного бассейна на одинаковой стадии развития могли иметь различный температурный режим. Это возможно только при условии существенной дифференциации дна и значительной изолированности их друг от друга или от основной акватории. В пределах одного участка, существует закономерное возрастание температур кристаллизации солей по мере сгущения рапы (табл.20).

Таблица 21

Средние температуры гомогенизации включений в галите (минерал-узел карналлит) по стадиям сгущения рапы (погожская ритмопачка)

Участок, структура	Конец галитовой стадии	Стадия садки сильвина	Стадия садки карналлита	Стадия садки бишофита
Сафроновский	42,8	47,5	48,3	60
Краснокутский	54,5	нет данных	63,8	68,2

В то же время средние температуры гомогенизации в ряду пород: каменная соль - сильвин-галитовая порода - сильвинит-карналлит-галитовая порода, оказались равными: 50; 64, 67 и 74°C (без учета данных по бассейну Гремячинского месторождения несколько пониженные значения температур в котором нами объяснялось выше).

Приведенная выше последовательность температур гомогенизации включений в ряду пород, соответствующем последовательному возрастанию концентрации рапы, отражает увеличение температур ее нижнего слоя

(по-видимому, при уменьшении глубины бассейна). Доказано (по данным определений газонасыщенность рапы включений), что в центральных частях впадины, равно как и наиболее глубоких частях прибортовых участков солеродного бассейна, глубины калийных бассейнов едва ли были меньшими, чем один-полтора десятка метров. В связи с этим трудно предположить, что при столь значительных запасах рапы и сглаженных колебаниях палеотемператур в течении года в изученных районах кунгурского солеродного бассейна (Форш, Храмов, 1961, Фивег, 1972, Жарков, 1978, 1984) весь хлористый калий высаживался при охлаждении рапы. В этих условиях должна была «вымораживаться» лишь его часть из верхних слоев рапы. До достижения рапой стадии садки сильвина в нижнем слое «вымороженный» сильвин мог растворяться, сгущая тем самым нижние слои рапы. Преобладающая же часть этого минерала, видимо, отложилась в дальнейшем в придонных условиях.

Обобщая все сказанное об условиях образования минералов заключительных стадий галогенеза можно отметить следующее:

Изучение включений в минералах на стадии садки сильвина, карналлита и бишофита не дает ответа на вопрос какова роль поверхностных форм этих минералов, образующихся при солнечном испарении или при охлаждении рапы. Здесь мы можем только, вслед за О.И.Петриченко (1982, 1988), предполагать, что скелетные формы минералов (аналогичных «лодочковому» галиту) являются эфемерами. Последующее их растворение в рапе меньшей концентрации (в придонной части в начале процесса или при поступлении малосгущенной рапы) способствовало лишь накоплению хлоридов калия и магния в придонных ее горизонтах. Донная садка калийных и калийно-магниевых минералов происходила при высоких положительных температурах (38-70°C!) уже в расслоенной рапе и наличии термоклина. Наибольшая вероятность подобных черт гидрохимии бассейна реализуется при малой степени метаморфизации рапы, т.к. ионы сульфата обеспечивают наибольшую плотность нижнего слоя рапы. При этом уже на сильвинитовой стадии возникают парагенезисы с сульфатами магния. Геохимические аномалии, фиксирующиеся в составе рапы включений максимальным количеством ионов сульфата, встречающиеся в галитовой зоне неполных циклов галогенеза, отражают латеральное продолжение калиеносных пластов, отсутствующих в данном разрезе.

При обогащении рапы хлоридами калия и магния и ее прогрессирующем сгущении и высокой степени прямой метаморфизации, возможность образования донного раннедиагенетического сильвина резко сокращается, т.к. сильвин может образоваться лишь при существенном обогащении рапы ионами калия (смещение точек на «солнечной» диаграмме далеко в поле сильвина). Это возможно лишь при уходе в осадок значительной части магния. Такой ход процесса явно исключен, т.к. сульфатов магния в рапе очень мало, а садка карналлита еще не начиналась, да и при соотношении магния к калию в карналлите (8,7%:14,1%) при садке последнего существенного обогащения рапы калием не произойдет. В таком случае можно предполагать,

что сильвин в данных условиях образуется за счет разложения карналлита, т.е. карналлит, при высокой метаморфизации рапы, мог кристаллизоваться сразу после галита. Для его садки, в этом случае, не было необходимости в дополнительном обогащении рапы ионами магния (ореол точек исходной рапы перекрывается ореолом точек ее состава на карналлитовой стадии!). Условно вторичный генезис сильвина (т.е. его садка из рапы не за счет растворения ранее отложившегося карналлита) еще в большей степени возможен для стадии опреснения. При этом образуются, как правило, очень чистые по составу сильвиниты, содержащие минимальное количество хлористого натрия. Типичным и наиболее значимым результатом такого процесса является образование сильвинитов Гремячинского месторождения, расположенного в крайней юго-западной части бишофитоносной полосы Приволжской моноклинали (не говоря уж о проявлениях сильвинита, в бишофитоносной полосе моноклинали). Исходя из сказанного, парагенезис бишофит-сильвин должен быть весьма характерным для всех участков распространения бишофита.

Для каждого из изученных нами циклов галогенеза: карпенского, погожского, антиповского и пигаревского нет отличительных черт гидрохимии бассейна на калийной стадии. Парагенезисы минералов (а, соответственно и гидрохимия) определялись, прежде всего, соотношением периодически меняющихся масштабов подтока малосгущенных вод (привнос ионов сульфата, калия и магния), метаморфизующих агентов ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и CaCl_2 , глинистого и карбонатного материала), расчлененностью дна бассейна и степенью расслоения рапы.

Бишофит в Прикаспийской впадине является продуктом заключительных стадий эвапоритового процесса. В центральной акватории солеродного бассейна он отлагался из типичной сульфатной рапы (производной морских растворов) с содержанием ионов сульфата до 70-80% «нормы», соответствующей его количеству в современной сгущенной морской воде на соответствующей стадии. Поэтому в солях карналлит-сильвинитового состава, подстилающих бишофитовые пласты, постоянно присутствует кизерит. В некоторых случаях (например разрезы Эльтона, Озинок) кизерит может давать даже заметные прослои (до 5-10 см). В более изолированных участках бассейна, (тупиковых, погружающихся почти одновременно с развитием заключительных стадий галогенеза) кизерит отмечается уже в парагенезисе с бишофитом и даже встречается в прикровельной части бишофитоносных горизонтов Приволжской моноклинали (на Привольненской, Наримановской, Городищенской структурах).

Особенностью условий образования бишофита в тупиковых участках Прикаспийского солеродного бассейна было:

- переход в отдельные временные интервалы переходрапы в бессульфатный или даже в хлоркальциевый тип; особенно четко роль хлоркальциевых растворов на этой стадии галогенеза проявляется по составу рапы включений в диагенетических и катагенетических разностях галита, составу «свободных» рассолов солей; можно предполагать, что в таких интервалах

разрезов в качестве диагенетического минерала может присутствовать тахидрит, пока не обнаруженный еще в Прикаспийском бассейне (но известный в германских пермских солях);

- поступление рапы в полуизолированные акватории солеродного бассейна западных и юго-западных прибрежных участков впадины и ее обрамления происходило преимущественно через проливные зоны, располагающиеся в направлении поперечном их протяженности; это, видимо, и предопределило все-таки сульфатный характер эвтонической рапы; но ряд фактов (состав диагенетических растворов, исчезновение из парагенезисов кизерита и др) указывают на то, что переход к хлоркальциевому типу галогенеза был близок.

Одним из главных вопросов генезиса отложений заключительных стадий галогенеза является состав вод Мирового океана, так как предположения о возможности периодического перехода их в хлоркальциевый тип возникают в связи с существованием солеродных бассейнов с рапой соответствующего типа (кембрийских, девонских, меловых). Одним из последних обобщений, полученных О.И.Петриченко, В.М.Ковалевичем и Т.М.Перит по материалам изучения включений рапы в галите многих соленосных формаций мира, является признание факта существования «...в раннем и среднем палеозое морских вод с низким содержанием SO_4^{2-} и наличием в них CaCl_2 ...» (Петриченко и др., 1999). Впрочем, анализ изменений состава хлоркальциевой рапы перед садкой калийных солей, полученный по результатам изучения рапы включений в галите О.И.Петриченко (1982) и В.Шайдецкой (1991), при котором происходит заметное увеличение относительной роли магния и калия и падение роли кальция, позволяет предполагать разнородные источники их поступления в бассейн. Фактический материал, имеющийся у исследователей процессов галогенеза, пока не позволяет говорить об источнике хлористого кальция в рапе как об окончательно решенной проблеме.

6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Современный облик галогенных отложений обусловлен комплексом наложенных на исходный осадок диагенетических, катагенетических и гипергенных процессов. Диагенез и катагенез каменной соли меняют лишь структурно-текстурные характеристики, пористость, насыщенность поровыми растворами и рапой включений, способность ограничивать миграцию растворов и флюидов. Для калийно-магнєвых солей эти процессы могут приводить к замене первичных минеральных ассоциаций – вторичными и, соответственно, к изменению их состава и технологических свойств как полезного ископаемого и даже существенно изменить интервалы и площади их распространения. Отсюда очевидна необходимость изучения постседиментационной истории галогенных отложений.

6.1. Диагенетическая перекристаллизация галита

Диагенез галогенных отложений, как известно (Валяшко, 1962, Петриченко, 1988, 1989, Страхов, 1962) заключается в установлении, вначале, химического равновесия между выпавшими солями и донной рапой и дальнейшего их преобразования при возрастании температуры, изменении $\text{pH} - E_h$ параметров, потери большей части межкристалльных растворов при изменении их состава. Диагенез начинается с момента формирования рыхлого осадка, представляет собой быстротечный процесс и завершается, в основном, на глубине первых десятков метров от поверхности осадка в течение десятков-сотен лет. Диагенезом заканчивается становление породы. При дальнейшем погружении осадка, возрастании давлений и температур до уровня катагенеза ($8-9 \cdot 10^5$ Па и $90-110^\circ\text{C}$), заметные изменения в галогенных породах связаны лишь с удалением из них поровых вод и преобразованием терригенных и аксессуарных составляющих.

Более всего изучены процессы раннего («озерного» по М.Г.Валяшко, 1962) диагенеза, во время которого происходит дорастание «скелетных» и «лодочковых» разностей минералов до полногранных форм галитом обрастания (докристаллизации) (Дубинина, 1954), замена метастабильных парагенезисов стабильными. Эти процессы происходят при активном участии наддонной рапы и межкристалльных растворов. Определяющими факторами при их реализации является повышенная температура придонных слоев рапы и состав осадка, прежде всего наличие легко трансформируемых, при изменении температуры, сульфатов магния: гексагидрита, эпсомита (Валяшко, 1962). Причем концентрация придонной рапы может быть меньше, чем поверхностной при ее расслоении или иметь обратное соотношения при ее отсутствии. При незначительной роли в соляном осадке глинисто-карбонатной примеси, что характерно для удаленных от берега частей

бассейна, наибольшие возможности для диагенетических преобразований представляют те участки, в которых первичные парагенезисы соответствуют первой-второй колонке галогенных отложений (по М.Г.Валяшко, 1962), реализующиеся при высокой сульфатности рапы, близкой к ССОВ. В участках наиболее стабильной гидрохимии главным фактором преобразования пород при диагенезе становится повышенная температура придонных слоев рапы и межкристального раствора осадка. Однако повышенные температуры рапы, как показано О.И.Петриченко, В.М.Ковалевичем и нами (Ковалевич, 1978, Московский, 1983, 1988, Московский, Гончаренко, 1989, Петриченко, 1974, Петриченко, 1982), отмечаются лишь для калийных стадий, при наличии пикноклина и термоклина. Галит же, являясь наиболее консервативной минеральной фазой галогенных отложений, изменяется, прежде всего, на стадии раннего диагенеза, когда, как это уже отмечено выше, происходит дорастание седиментационной разности прозрачным зернистым или шпатовым галитом с редкими жидкими вакуолями. Невысокие температуры захвата жидкости в этих включениях фиксируются однофазовым жидким составом включений в прозрачном перекристаллизованном галите. Анализ структур галита из различных геоструктурных областей показывает, что его перекристаллизация существенна при галокинезе, пликтивных деформациях орогенного типа, либо при воздействии на соль растворов иной концентрации и гидрохимического типа (Валяшко, 1962, Ошакпаев, 1974, Ковалевич, 1978, Гемп и др., 1985, Джиноридзе и др., 1990, Петриченко, 1988, Московский, Гончаренко, 1989, Свидзинский, 1992 и др.).

Исходя из вышесказанного, в каменной соли центра впадины поздне-диагенетические процессы не могут иметь какого-либо существенного значения. И на седиментационный и раннедиагенетический галит накладывается сразу катагенетическая перекристаллизация. Первичные же структуры галита сохраняются в соли при ее погружении на 4000-5000 м в участках ее моноклиального залегания. Это подтверждается близостью состава растворов диагенетических включений составу первичной рапы, малый объем межкристалльных пор после образования галита докристаллизации, отсутствие в галите вакуолей с высокой газонасыщенностью рапы (более 2,5-15 см.³/л, против 0,3-2 см.³/л в вакуолях седиментационного галита). Все указанные особенности диагенеза характерны для толщ каменной соли с малым количеством несоляных компонентов.

Значения газонасыщенности рапы включений, существенно превышающие их величины для седиментационного галита, нами установлены в перекристаллизованном галите солянокупольных районов и в каменной соли, подвергшейся воздействию хлоркальциевых вод, имеющих, видимо, частично, элизионную природу. Возможность существенного влияния этих вод отмечалась О.И.Петриченко (1982, 1988), Е.В.Федоровым (1981), А.И.Азизовым (1991), С.Д.Гемпом (1985) и др.

В интервалах влияния этих вод масштабы перекристаллизации галита существенно возрастают. Такие явления характерны для краевых частей бассейна, где возрастает роль карбонатно-глинистого материала. Так в разрезах галогенных отложений Приволжской моноклинали (Гремячинское месторождение, Наримановский и др. участки) широко развита перекристаллизация галита с образованием водянопрозрачных его разновидностей. Содержание Ca^{2+} (в виде CaCl_2) в его вакуолях достигает 30-60 г/л и даже более (табл. 22). Процессы взаимодействия галогенных отложений и свободных рассолов, заключенных в соли или мигрирующих в зонах нарушений (представленных, обычно, соляной «сыпучкой») рассматриваются нами в разделе, посвященном их катагенетическим преобразованиям. На диаграмме $2\text{K}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$ (рис. 74) фигуративные точки состава включений в диагенетическом галите располагаются, в основном в поле карналлита, образуя ореол, вытянутый вдоль основания $\text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+}$ диаграммы по направлению дальнейшей прямой метаморфизации первично-седиментационной рапы (Московский и др., 2003, рис.33), уже в бессульфатном поле, существенно выше линии $\text{Ok}^I - \text{Ok}^{II}$. Вторая группа точек располагается вдоль основания $2\text{K}^+ - \text{Mg}^{2+}$, отличаясь избыточным количеством калия (анализы 6 и 22 и, возможно, 18).

Генезис этих растворов едва ли можно связывать только с водой, образующейся при дегидратации гипса, т.к. последней, судя по данным П.Сонненфельда (1988), будет явно недостаточно для переработки существенных объемов галитовых толщ. Факты перекристаллизации галита с участием хлоркальциевых растворов установлены нами, например, в галитовых зонах галогенных отложений Гремячинского месторождения сильвинитов. Существенная часть хлористого кальция здесь могла быть связана с миграционными подсолевыми водами.

В приведенных, в табл. 22 анализах состава рапы включений в перекристаллизованном галите есть образцы с рапой сульфатного типа. Первая группа образцов по составу рапы соответствует существенно метаморфизованным первичным морским растворам (анализы 10, 30); вторая группа представляет собой растворы, образовавшиеся при замещении сильвина или карналлита галитом (анализы 7, 15, 16) и при замещении бишофита (?) – анализ 1. Проблема генезиса хлоркальциевой рапы и растворов с аномальным количеством калия рассматривается нами далее в разделе, посвященном катагенетическим изменениям солей.

Определения pH в растворах включений в диагенетическом галите (табл. 22) показали, что перекристаллизация галита шла из слабо кислых растворов. Приведенные здесь же данные о распределении брома в галите и жидкости включений указывают, что бром связан, в основном, с жидкой фазой, в которой его больше почти на два порядка. Исходя из этого, можно с полной уверенностью говорить, что потеря седиментационной рапы при галокинезе (с миграцией её в породы-коллекторы) будет вести к существенному уменьшению количества брома в галите (и, естественно, в самой породе).

Таблица 22
Химический состав растворов включений в перекристаллизованном галите

№№ пп	Содержание, г/л				pH
	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	
1	0,66	63,5	5,11	-	4,0
2	6,64	5,49	Сл.	28,0	6,5
3	14,01	13,76	0,81	6,5	5,5
4	7,05	22,76	4,25	0,9	5,0
5	19,22	21,67	15,7	79,14	5,0
6	51,2	35,16	0,5	2,79	4,5
7	43,74	38,81	6,1	2,63	4,5
8	15,81	12,11	10,7	0,62	5,5
9	9,6	32,0	Не обн.	Не обн.	Не опр.
10	15,0	52,0	2,1	Не обн.	Не опр.
11	9,6	59,1	Не обн.	Не обн.	Не опр.
12	11,0	34,4	Не обн.	30,0	Не опр.
13	5,3	22,8	Не обн.	27,6	Не опр.
14	12,1	15,7	10,55	Не обн.	5,5
15	35,56	19,9	6,55	Не обн.	5,5
16	29,2	36,14	5,38	Не обн.	5,4
17	5,78	56,14	Не обн.	6,98	6,5
18	5,39	4,14	1,92	5,89	6,5
19	18,79	8,65	Не обн.	34,78	6,0
20	29,42	9,6	6,46	Не обн.	6,0
21	15,88	36,43	Не обн.	18,42	4,5
22	30,88	9,36	2,73	1,36	6,0
23	23,91	16,68	Не обн.	25,89	5,5
24	13,81	16,95	1,37	64,35	5,5
25	12,79	16,37	3,67	35,38	5,5
26	17,82	10,86	Не обн.	41,1	5,5
27	8,72	8,27	Не обн.	15,22	6,6
28	8,78	8,89	4,85	34,01	6,0
29	15,3	12,0	Не обн.	42,93	Не опр.
30	10,55	61,9	3,71	Не обн.	Не опр.
31	15,54	89,63	Сл.	Не обн.	Не опр.
32	0,6	10,0	Не обн.	67,7	Не опр.

Продолжение таблицы 22

№№ пп	Содержание Вг в 10 ⁻⁴ %		Индексы, %			
	В жидкой фазе	В твердой фазе	2K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺
1	6,19	0,08	0,37	97,75	1,83	-
2	7,85	0,11	8,9	22,77	-	69,3
3	12,49	0,1	7,56	23,95	-	68,4
4	5,07	0,08	8,57	88,57	1,9	-
5	18,4	0,11	8,45	30,07	-	61,49
6	20,32	0,12	31,28	68,72	-	-
7	10,96	0,09	29,17	70,31	0,52	-
8	15,53	0,1	25,32	62,02	12,66	-
9	Не опр.	Не опр.	8,5	91,5	-	-
10	Не опр.	Не опр.	8,0	91,2	0,9	-
11	Не опр.	Не опр.	4,8	95,2	-	-
12	Не опр.	Не опр.	6,1	61,4	-	32,5
13	Не опр.	Не опр.	4,0	55,6	-	40,4
14	7,46	0,05	17,0	70,9	12,1	
15	8,6	0,12	34,0	61,0	5,0	
16	9,6	0,06	19,5	77,6	2,9	
17	5,87	0,08	2,9	90,3	-	6,8
18	3,5	0,05	25,46	62,7	-	11,8
19	10,5	0,12	16,4	24,3	-	59,3
20	9,75	0,14	44,9	47,1	8,0	-
21	9,65	0,13	9,38	69,3	-	21,3
22	9,85	0,11	66,9	32,7	-	0,4
23	7,86	0,06	18,67	41,85	-	39,5
24	9,3	0,1	7,35	28,16	-	64,49
25	9,8	0,09	9,52	39,88	-	50,59
26	10,54	0,13	13,44	26,32	-	60,23
27	9,72	0,05	13,25	40,96	-	45,78
28	10,47	0,09	8,59	28,91	-	62,5
29	Не опр.	Не опр.	11,1	28,0	-	60,9
30	Не опр.	Не опр.	5,0	93,6	1,4	-
31	Не опр.	Не опр.	5,1	94,9	-	-
32	Не опр.	Не опр.	0,4	19,5	-	80,1

Привязка образцов: Гремячинское месторождение (1-13); 1 – скв. 2С, гл. 947,2; 2 – то же, гл. 958,8 м.; 3 – то же, гл. 993 м.; 4 – то же, гл. 1047,1 м.; 5 – то же, гл. 1059,6 м.; 6 – то же, гл. 1242,2 м.; 7 – то же, гл. 1252 м.; 8 – то же, гл. 1264 м.; 9 – то же, гл. 1259,4 м.; 10 – то же, гл. 1270 м.; 11 – то же, гл. 1271 м.; 12 – скв. 3С, гл. 1090,8 м.; 13 – скв. 4С, гл. 1086,8 м.; Краснокутский участок, скв. 1К-К (14 – 28); 14 – гл. 702 м.; 15 – гл. 710 м.; 16 – гл. 713 м.; 17 – гл. 761 м.; 18 – гл. 765 м.; 19 – гл. 775 м.; 20 – гл. 782 м.; 21 – гл. 784 м.; 22 – гл. 786 м.; 23 – гл. 797,8 м.; 24 – гл. 802 м.; 25 – гл. 805,7 м.; 26 – гл. 806 м.; 27 – гл. 814 м.; 28 – гл. 817,2 м.; Наримановская площадь (29-32); 29 – скв. 1Н, гл. 1640,3 м.; 30 – то же, гл. 1704,2 м.; 31 – то же, гл. 1705,3 м.; 32 – то же, гл. 1731 м.

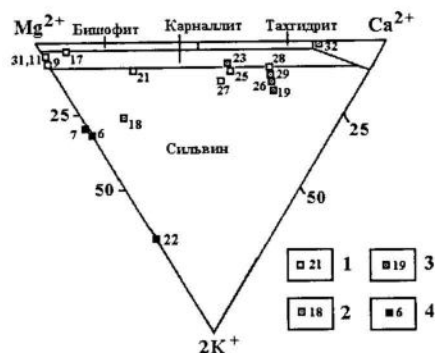


Рис. 74. Состав растворов включений в перекристаллизованном галите (на диагенетической стадии) на диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-Ca^{2+}$.

1 – концентрация рапы на уровне галитовой стадии; 2 – концентрация рапы на заключительных фазах галитовой стадии; 3 – растворы выщелачивания с повышенным содержанием K^+ ; 4 – растворы выщелачивания с аномально высоким содержанием K^+ .

Таблица 23

Средние значения температур гомогенизации растворов включений в диагенетическом галите из продуктивных интервалов галогенных отложений Прикаспия

Структура, скважина	Температура гомогенизации		
	В газовой-жидких включениях	В твердо-жидких включениях	
		Минерал-узник карналлит	Минерал-узник сильвин
Скв. Сафроновская 2С-6С	-	58,8	65,1
Скв. Краснокутская 1К-К	-	68	75,8
Баскунчак, скв. 600	86	80	-
Эльтон, скв. 53,54,58 и др.	85,7	81,4	79,4

В калийно-магниевых солях на стадии седиментации образуется, как уже отмечалось ранее, в основном галит «перистой» структуры и галит высаливания. Перекристаллизация этих разновидностей галита с утратой ими своей внутренней структуры (мелкозернистости, наличия включений и др.) в обычных условиях прибортовых районов с моноклиналим залеганием пластов солей, сильно затруднена и отмечается лишь в участках выклинивания калиеносных пород а так же в подстилающих или перекрывающих калийные соли отложениях. Типичной разностью перекристаллизованного галита в калийно-магниевых солях так же является шпатовый воднопрозрачный галит с редкими крупными вакуолями включений (двух и многофазовыми) с минералами-узниками сильвином или карналлитом. Температура диагенетических преобразований в калийно-магниевых парагенезисах составляла 75-80°C (табл. 22), превышая таковую при диагенезе каменной соли. Обуславливается это тем что, во-первых, при диагенезе перестает действовать механизм концентрирования тепла за счет солнечной энергии и, во-вторых, в калийно-магниевых солях, при этом, начинаются реакции, имеющие экзотермический характер (Петриченко, 1982 и др.).

6.2. Диагенетическая перекристаллизация сильвина

Сильвин в изученных нами разрезах входит в состав слоистых, массивных, пестрых сильвинитов и карналлит-сильвиновых пород. Учитывая, что в парагенезисах солей могут присутствовать так же ангидрит, кизерит, полигалит и др. минералы, очевидно, что в составе калийных и калийно-магниевых пород присутствуют компоненты по разному реагирующие на изменение физико-химических условий среды (возрастание температур и давлений, появление агрессивных, по отношению к твердым фазам, растворов). Увеличение их «консервативности» на изменение внешних условий следует в ряду: бишофит - карналлит - сульфат магния - сильвин - галит – полигалит, ангидрит. Вследствии существенных различий физических свойств этих минералов, диагенез сложных по составу калийных и калийно-магниевых солей был разновременным для каждого компонента парагенезиса. Соответственно и состав поровых растворов, при участии которых происходят эти изменения, мог меняться весьма существенно.

Из описанных нами в Прикаспии пяти разновидностей сильвина лишь две мы можем безоговорочно отнести к диагенетическим: молочно-белый (иногда прозрачный) шпатовый и красный и розовый сильвин с белым галитом и мелкими кристалликами голубого галита. На это указывает значительное давление существенно газовых вакуолей в них и повышенная газонасыщенность жидких включений (на порядок большая, чем в эвтоническом галите с зональной седиментационной структурой включений). Красный, оранжево-красный сильвин, образующий массивные и слоистые сильвиниты из разрезов продуктивной толщи Гремячинского месторождения, как уже отмечено в разделе 5.1, мы считаем седиментационным донным образованием, образовавшимся при преобладающем участии продуктов растворения

карналлита галит-карналлитового подстилающего сильвинитовую залежь карналлит-галитового состава.

Результаты определения состава растворов включений в прозрачном шпатовом сильвине, в галите из «пёстрого» сильвинита и перекристаллизованного эвтонического галита приведены в табл. 23 и отражены на фрагменте совмещённых диаграмм $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ и $2K^+-Mg^{2+}-Ca^{2+}$ для температуры 55°C (рис. 75). Судя по составу рапы и положению точек на диаграмме (анализы 1 и 2) шпатовые сильвины из разрезов Иnderской и Эльтонской структур образовались в существенно различающихся условиях, а соответственно отличались и исходные парагенезисы солей. Для шпатового сильвина Иnderской структуры были возможны парагенезисы с каинитом (а возможно и с лангбейнитом). В то же время исходная парагенетическая ассоциация в Эльтонском разрезе была представлена карналлитом и сильвином (хотя возможна незначительная примесь сульфата магния).

Состав рапы включений в перекристаллизованном галите из основания калиеносного горизонта погожской ритмопачки (анализы 3-6 в табл. 23 и на рис. 75) отражает участие в перекристаллизации галита (а возможно и вкрапленности сильвина) хлоркальциевых растворов, связанных с подсольевыми толщами пород, а возможно и с разломной зоной надвига на юге. На существенную переработку основания галитовой зоны галогенного разреза хлоркальциевыми растворами мы обращали внимание неоднократно (Московский, 1983, 2000). Видимо эта перекристаллизация частично захватила и интервал, представленный в современном виде каменной солью с вкрапленностью сильвина. В этой части разреза сильвин является, видимо, результатом диагенетической перекристаллизации карналлита. Перекристаллизованный галит, встреченный в продуктивной части погожской ритмопачки (скв. 6 Гремячинского месторождения, образцы 7 и 8) судя по анализам состава рапы и положению фигуративных точек на совмещённой диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ и $2K^+-Mg^{2+}-Ca^{2+}$ (табл. 24, рис. 75) также отражает существенную роль в образовании сильвина продуктов растворения карналлита. Однако отсутствие данных о структурных взаимоотношениях галита и сильвина в этом интервале позволяет нам предположительно относить последний к диагенетическим разностям, не осаждавшимся в рапе бассейна. И лишь состав раствора включений в эвтоническом галите из сильвинита, отобранного из зоны опреснения антиповской ритмопачки (скв. Краснокутской 1К) соответствуют теоретическим условиям седиментационной садки сильвинита, но, видимо за счёт продуктов растворения ранее отложившегося сильвина (избыток ионов калия!).

Таким образом, мы можем констатировать, что перекристаллизация сильвина на постседиментационной стадии весьма сложна и окончательный вывод о её условиях остаётся часто неоднозначным.

Таблица 24

Состав рапы включений в прозрачном шпатовом сильвине, в галите из «пёстрого» сильвинита и перекристаллизованного эвтонического галита.

№№ пп	Содержания, г/л			
	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺
1	24,5	90,3	4,7	-
2	42,19	104,64	52,75	-
3	29,3	90,5	0,49	5,49
4	47,5	99,7	Сл.	3,05
5	28,2	91,9	Сл.	4,8
6	30,3	109,4	-	2,2
7	23,96	90,38	-	-
8	26,17	108,6	-	-
9	58,19	71,2	-	-

Продолжение табл. 24.

№№ пп	Индексы, %			
	2K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺
1	7,3	90,2	2,5	-
2	10,0	79,8	10,2	-
3	8,9	87,9	-	3,2
4	12,5	83,9	-	1,6
5	8,5	88,7	-	2,8
6	7,9	91,0	-	1,1
7	7,6	92,4	-	-
8	7,0	93,0	-	-
9	20,3	79,7	-	-

Привязка образцов: 1 – Эльтон, скв. 58, гл. 359 м., сильвин прозрачный, шпатовый; 2 – Иnder, шахта, сильвин прозрачный шпатовый; 3 – Гремячинское месторождение, скв. 2, гл. 1232,3 м., погожская ритмопачка, галит перекристаллизованный; 4 – то же, гл. 1233,5 м.; 5 – то же, скв. 3, гл. 1072,9 м., погожская ритмопачка, галит перекристаллизованный из «пёстрого» сильвинита; 6 – то же, гл. 1085 м.; 7 – то же, скв. 6, гл. 1051,8 м., галит перекристаллизованный; 8 – то же, гл. 1061,3 м.; 9 – скв. Краснокутская 1К антиповская ритмопачка, галит перекристаллизованный из пёстрого сильвинита стадии опреснения, гл. 923 м.

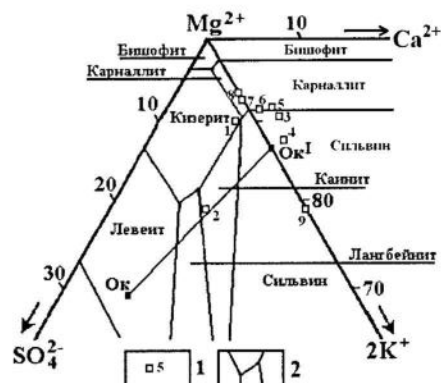


Рис. 75. Состав рапы включений в красном и перекристаллизованном шпатовом сильвине на диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-SO_4^{2-}$ для $70^\circ C$.

1 – фигуративные точки состава рапы включений;
2 – состав океанической воды (Ок).

Карналлит и бишофит, как минералы, наиболее подверженные перекристаллизации на стадии диагенеза, безусловно претерпевают существенные изменения в своем облике, наличии примесей и др. Однако минеральный состав пород при этом не изменяется (за исключением незначительного количества акцессорных минералов), т.к. и в эвтонической рапе и захороненном рассоле, в котором происходят реакции диагенетической стадии, резко преобладает лишь один компонент – хлористый магний. Состав растворов в диагенетическом галите бишофитоносных пород, как видно из табл. 24 и отображено на рис. 76, отличается лишь существенно пониженным количеством калия, располагаясь вытянутым ореолом вдоль полей бишофита и тахидрита.

Таблица 25

Состав хлоркальциевых растворов включений в перекристаллизованном галите из бишофитоносных пород Наримановского участка

№№ пп	Содержание, г/л			Индексы, %		
	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	$2K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}
1	Сл.	47,3	110	-	41,5	58,5
2	2	60,6	79,26	0,6	55,4	44
3	2	42,17	37,5	1,0	64,3	34,7
4	3	80	58,3	0,8	68,8	30,4
5	5,3	30,7	100,2	1,8	32,9	65,3
6	10,8	28,5	48,3	5,5	46,5	48

Привязка образцов: 1 – скв. 15Н, гл. 1759,5 м.; 2 – то же 1758,7 м.; 3 – то же, гл. 1754 м.; 4 – скв. 14Н, гл. 1725,3 м.; 5 – то же, гл. 1749,4 м.; 6 – то же, гл. 1601,5 м.

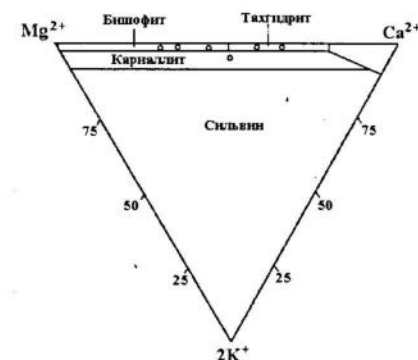


Рис. 76. Состав растворов включений в диагенетическом галите бишофитовых пород на диаграмме $2K^+-Mg^{2+}-Ca^{2+}$.

6.3. Условия катагенетического преобразования галогенных отложений

Катагенетические изменения галогенных образований связаны с погружением их на большие глубины и с повышением температур до $120-140^\circ C$ и более, воздействием на них растворов и флюидов, генерируемых как в пределах самой соляной толщи, так и не связанных с соляными породами. В последнем случае катагенетические изменения можно отнести к гидрокатагенезу по А.А.Махначу (1989). Катагенез, связанный лишь с погружением пород и некоторым их разогревом (в поле нормального геотермического градиента) заключается в перекристаллизации минералов, образовании их шпатовых разностей. Значительная часть жидкости из межзерновых пространств и даже включений в минералах при этом отжимается в терригенно-карбонатные горизонты, заполняет трещинные полости в соли или раскристаллизовывается в виде вторичных минералов. Общий объем жидкой фазы в породе резко сокращается а поры коагулируются. При этом в перекристаллизующихся (разрастающихся) минералах захватываются такие миграционные флюиды как сероводород, метан, иногда тяжёлые углеводороды и др. (Скродский, 1974, Московский и др., 1982, Травникова, Ерошина, 1985, Петриченко, 1989, Московский и др., 1996).

Ввиду того, что захороненные рассолы соленосных толщ в удаленных от берега районах солеродного бассейна (Эльтон, Индер и др.) имели сульфатный характер и их метаморфизация была затруднена, гидрокатагенез в этих районах практически не проявлен. Его влияние заметно в тупиковых и окраинных частях бассейна. Признаки этих изменений установлены нами

в ряде разрезов Приволжской моноклинали (Гремячинское месторождение сильвинита и бишофитовые залежи юга и средней части Приволжской моноклинали).

Обсуждая условия катагенетических преобразований галогенных отложений, мы не можем не прореагировать на высказанные С.Д.Гемпом, Н.М.Джиноридзе и В.И.Раевским еще в 1985 г. взгляды на роль «термодинамометаморфизма» в преобразовании сульфатных калийно-магниевого солей, не вызвавшие соответствующей реакции специалистов. По их мнению, перекристаллизация соленосных отложений Прикаспия происходила при температурах от 150°C до 250-475°C. Основным жидким продуктом, образующимся при этом, по приводимым им расчетам, должны быть «метаморфогенные» рассолы хлормагнезового состава, «...которые могли служить исходным материалом для формирования бишофитовых пластов, развитых на западной периферии Прикаспийской впадины...» (С.Д.Гемп и др., 1985, с. 89).

Во-первых, совершенно очевидно, что формирование бишофитовых пластов на Приволжской моноклинали и в соседних районах впадины происходило задолго до того, как галогенные породы западной ее части (как и всей ее площади) попали в условия существенно увеличенных температур и давлений. Это, вероятно, не требует особых доказательств, т.к. их седиментационный генезис обосновывался неоднократно ранее (Жарков и др., 1980, Деревягин и др., 1989 и др., Московский, 2000, Московский, Гончаренко, 2004). Что же касается выводов о столь высоких температурах преобразования солей, заметим, что изучение образцов из различных районов распространения галогенных отложений отложений во впадине (до глубин более 4000 м как в условиях моноклинального их залегания, так и в солянокупольных структурах: – скв. Тимофеевская 1, структуры Эльтон, Сагиз и др.) показало, что преобразований, соответствующих уровню начальных фаз регионального («динамотермального») метаморфизма они не претерпевали. На это указывает сохранение на указанных глубинах первичных структур галита без следов перегрева включений и с сохранением минералов-узников карналлитов. Перегрев фиксировался бы декрипитацией включений с образованием «дочерних» вакуолей вокруг первичных, или переход их в газожидкие, за счет частичного растворения стенок включений. Эти аргументы можно привести и для обоснования ошибочности представлений о генезисе бишофитовых толщ, высказанных Л.В.Разиным (Разин, 2010).

Выполненные нами определения температур гомогенизации включений показали, что температуры катагенеза приближались к 120-150°C (табл. 26). Галокинетические процессы же, в большинстве случаев, не приводили к столь существенному возрастанию температур пород, они приводили лишь к изменению их текстур и структур. Хотя в ряде случаев (структуры Карачаганак, Западно-Тепловская и др.) устанавливается некоторый перегрев пород, зафиксированный в появлении в седиментационных вакуолях с рапой галитовой стадии газожидких вакуолей за счет растворения стенок вакуолей.

Таблица 26

Средние значения температур гомогенизации в галите катагенетической стадии

Структура, скважина	Температура гомогенизации °C	
	Газово-жидких включений	Твердо-жидких включений
Эльтонская (скв. 51, 53, 54, 58, 168 и др.); Баскунчакская (скв. 600)	109-174 Среднее – 140,4 N = 43	109-179 Среднее – 154,4 N = 43

N – количество анализов

6.4. Перекристаллизация солей при образовании солянокупольных структур

Процессы галокинеза, начинающиеся на позднедиагенетической стадии, ведут, в основном, к механическому (пластическому или разрывному) перемещению галогенных отложений, образованию флюидальных текстур и структур, будинированию сульфатно-карбонатных слоев и др. (Ошакпаев, 1974). При этом порода продолжает терять рапу, захваченную в межзерновых порах включениях в минералах. С рапой удаляются в терригенно-карбонатные коллекторы и заметные количества брома, содержание которого в рапе существенно выше, чем в сосуществующей с ним твердой фазе. На это же указывают существенно меньшие его содержания в валовых пробах каменной соли из солянокупольных районов по сравнению с солью из недислоцированных толщ (Деревягин и др., 1981). Тем самым осложняется возможность достоверной реконструкции условий их образования по бром-хлорному отношению.

Образование солянокупольных структур само по себе не должно вести к существенным изменениям в минеральном составе калийно-магневых пород. Однако вывод их на иной гипсометрический уровень может обусловить их взаимодействие с водоносными горизонтами более молодых отложений. Последствия, в этом случае, могут быть весьма значительными. Они могут выражаться в выщелачивании и замещении калийно-магневых солей, образовании линз и вкрапленности галита в надсолевых терригенных толщах с ухудшением возможности интерпретации сейсмических разрезов. Если при галокинезе образуются еще и козырьки или инъекционные тела солей, то влияние соли на водоносные горизонты надсолевых отложений делается еще более значительным. Впрочем, эти процессы в большей степени следует относить уже к явлениям гипергенеза. Примером, в этом плане, могут служить разрезы структуры Карачаганак (рис. 77, по Д.С.Коробову и др., 1986), скв. Тимофеевской 1. В последней галогенная толща сложена как белой и светлой-серой каменной солью с типичной для соляных куполов флюидальной структурой галита, так и с линзами оранжевого и коричневатого

красного галита. Этот минерал уже не несёт признаков деформаций и, судя по характеру содержащихся в нем включений красноцветного терригенного материала, кристаллизовался одновременно с отложением верхнепермских красноцветов.

Динамические нагрузки, испытываемые породами при галокинезе, приводят к появлению в них локальных участков перегрева, что приводит к полной или частичной гомогенизации твердо-жидких включений в минералах, что фиксируется «оплавленностью» содержащихся в них минералов-узников карналлитов или полному их замещению сильвином. В некоторых случаях перегрев фиксируется и в каменной соли появлением газовых пузырьков в галите, образующихся при частичном растворении стенок вакуолей.

Подводя итог исследованиям постседиментационных преобразований галогенных отложений, можно отметить следующее. Преобразование галогенных отложений на стадии диагенеза происходило, в основном, под влиянием захороненной рапы бассейна, состав которой зависел, нередко, от состава пород и, особенно, от карбонатно-терригенной составляющей в них. Ее состав менялся в сторону понижения концентрации сульфат-иона вплоть до перехода ее в хлоркальциевый подтип хлоридного типа. Освобождение захороненных растворов на стадии погружения и литификации осадка приводило к частичному растворению присутствующих в разрезе калийных и калийно-магнелиевых солей. Результатом чего являлось обогащение диагенетических растворов ионами калия и магния, образование вторичного галита на месте растворившихся солей, вкрапленности в виде вторичного карналлита в каменной соли и др.

Галит, как наиболее консервативный минерал, в ряду хлоридных и сульфатно-магнелиевых минералов, дорастал до полногранных форм еще на раннедиагенетической стадии и при дальнейшем погружении галогенных толщ его перекристаллизация во впадине происходила лишь на стадиях катагенеза, галокинеза и при процессах, отвечающих гидрокатагенезу (по А.А.Махначу, 1989). Наибольшие масштабы перекристаллизации галита отмечаются в краевых участках солеродного бассейна, характеризующихся значительными масштабами генерации хлоридно-кальциевых рассолов.

Диагенетическое преобразование калийных и калийно-магнелиевых пород шло, видимо, без существенного привноса минералообразующих растворов. Образование диагенетических калийных и калийно-магнелиевых минералов происходило за счет первично-седиментационных мелкозернистых (возможно, скелетных) минералов, которые перекристаллизовывались с образованием относительно крупных, часто идиоморфных кристаллов галита, сильвина, карналлита и даже бишофита. Для ряда разрезов галогенных отложений во впадине и ее обрамлении существенная роль принадлежала процессам диагенетического разложения или замещения карналлита – сильвином.

Минералообразующие растворы на стадии диагенеза характеризовались слабокислой средой. Это определялось, прежде всего, значительными концентрациями в них хлористого магния. Температура в осадке по данным гомогенизации двух- и многофазовых включений изменялась от 55 до 80°C. Причем максимальные ее значения характерны для залежей калийных и калийно-магнелиевых солей. Высокие температуры на этой стадии галогенеза уже не определялись наличием или отсутствием термоклина в рапе, а диктовались видимо процессами раскристаллизации мелкозернистых агрегатов, разложением органики и др.

Катагенетические изменения в галогенных породах, связанные лишь с их погружением и некоторым разогревом в поле нормального геотермического градиента, заключаются лишь в рекристаллизации – образовании шпатовых разностей минералов за счет объединения более мелких первичных зерен. При этом значительная часть жидкости отжимается в терригенно-карбонатные горизонты, заполняет трещины в соли. Перекристаллизация солей, связанная с гидрокатагенезом более всего проявлена в окраинных частях бассейна.

При галокинезе – процессе образования солянокупольных структур, происходит существенное «осушение» галогенных отложений, потеря ими значительной части брома, образование ориентированных структур и текстур и, даже, будинаж доломит-ангидритовых и ангидритовых пластов. В некоторых случаях отмечается перегрев пород, с характерными признаками частичной гомогенизации включений полифазного состава.

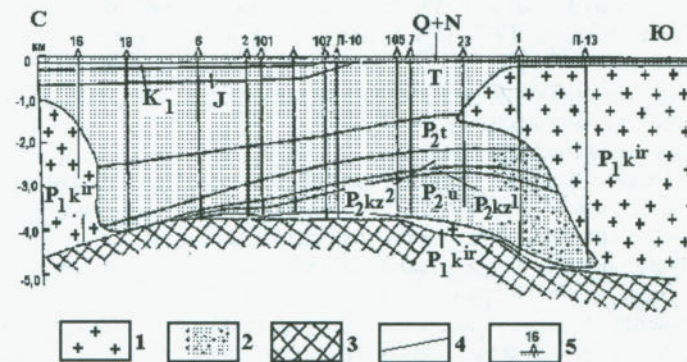


Рис. 77. Строение соленосной и надсолевой части разреза Карачаганакской площади по Д.С.Коробову и др.(1986).

1 – соль, 2 – область активного проникновения соли в надсолевые отложения, 3 – подстилающие отложения, 4 – геологические границы, 5 – глубокие скважины.

7. РОЛЬ КУНГУРСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ФАНЕРОЗОЙСКОМ ЛИТОГЕНЕЗЕ ПРИКАСПИЯ

7.1. Изменения галогенных отложений, связанные с их взаимодействием с рассолами различного геохимического типа.

Галогенные породы, образовавшиеся на хлоридной стадии галогенеза, представляют собой наиболее легко преобразующиеся компоненты осадочных отложений. Их изменение начинается еще на стадии раннего диагенеза, когда только что отложившиеся калийные и калийно-магниево-соли (а иногда и галит) могут частично растворяться при начавшемся опреснении рапы бассейна, способствуя расслоению седиментационного рассола. Как показано ранее (Московский, Гончаренко, 1989), такое расслоение иногда можно предполагать даже в основании галитовой зоны, когда раннедиагенетический донный галит отлагался из рапы, концентрация K^+ и Mg^{2+} в котором, в 2–2,5 раза превышала их содержание в поверхностной рапе (погожская ритмопачка скв. Краснокутской 1К). Но для преобразования первичных парагенезисов калийно-магниево-солей важное значение имеет их подземное выщелачивание и замещение. Раскрытие закономерностей этого процесса и выявление участков его проявления весьма важно при прогнозных оценках площадей распространения галогенных отложений и планирования разведочных работ на разрабатываемых месторождениях. Важно это и при установлении зон проникновения вод, опасных для подземных выработок и, в том числе, для полостей, специально построенных в галогенных породах для хранения продуктов и отходов (Ходьков, 1959, Ходьков, Ходькова, 1968, Борисенков, 1964, 1969, Гофман-Захаров, 1973, Протопопов, Петров, 1981 и др.).

Как известно, М.Г.Валяшко уделял значительное внимание проблеме выщелачивания солей. Физико-химический анализ процесса растворения сложных солевых систем, выполненный им (Валяшко, 1968), показал, что при прогрессирующем выщелачивании последних, состав образующихся рассолов по соотношению солей стремится к составу исходной смеси. При медленном течении процесса он должен сопровождаться образованием вторичных минералов. О составе вод выщелачивания хлоридных калийных солей можно так же судить и по закономерностям формирования конденсационных рассолов в калийных рудниках (Бельтюков, Петруха, 1978, Бельтюков, 2000). Главное отличие вод выщелачивания хлоридных калийных солей – преобладание содержания ионов калия над магнием и весьма незначительное содержание ионов сульфата (или даже его отсутствие). Впрочем, количество сульфата в растворе определяется генезисом и составом растворов, выщелачивавших (или выщелачивающих) калийные соли. В том случае, если в процессе замещения хотя бы частично участвовали захороненные и неметаморфизованные седиментационные рассолы или в составе замещаемых пород присутствовали сульфаты магния, то в растворах выщелачивания должна расти доля Mg^{2+} и SO_4^{2-} .

Анализ свободных рассолов, состав которых, в той или иной степени можно связывать с выщелачиванием карналлит-галитовых и бишофитовых пород ряда районов Прикаспийской впадины и ее обрамления, приведены в работах Л.А.Анисимова, С.М.Кисельгофа (1965), Бочкаревой В.А. и

др. (1973), М.Д.Диарова (1974), О.М.Севастьянова (1985). Основание для наших выводов об их генезисе – пониженное количество брома и магния по сравнению с их значениями для соответствующих стадий галогенеза. О значительном проявлении процессов выщелачивания легко растворимых солей в галогенных разрезах Приволжской моноклинали отмечали так же В.А.Ермаков и др. (1977).

Процессы выщелачивания калиеносных пород в галогенных разрезах устанавливались рядом исследователей так же по структурно-минералогическим критериям. Причем было показано (Скробов, 1964, Протопопов, Петров, 1981 и др.), что выщелачивание калийных и калийно-магниево-солей с образованием на их месте вторичных минералов (сильвина, шенита, галита и др.) весьма распространенное явление. Предпринятое нами изучение галогенных разрезов Приволжской моноклинали (Краснокутский участок, Гремячинское месторождение), Баскунчаской и Индерской солянокупольных структур так же показало, что выщелачивание хлоридных калийных и калийно-магниево-солей и замещение их галитом (галититом) вблизи соляного зеркала имели весьма значительные масштабы. К этому же явлению можно отнести образование в разрезе соляного ядра солянокупольной структуры Индер карстовых полостей, сложенных шпатовым галитом и сильвином. Большие масштабы этого явления установлены для Гремячинского месторождения калийных солей, где нами изучены явления замещения калийных солей галититом вблизи кровли галогенной толщи. Значительное место здесь занимают так же процессы замещения карналлита сильвином на диагенетической стадии (описано выше), образование шпатового сильвина. И даже галитовая зона здесь подверглась значительной перекристаллизации с участием вод хлоридно-кальциевого состава. Критерии выделения разновидностей галита (и сильвина), образовавшихся при процессах подземного замещения были недостаточно разработаны. Поэтому нами делались попытки использовать для этой цели результаты анализов включений в минералах (Московский, 1983, Московский, 1991, Московский, Петриченко, 1986 и др.).

Среди образцов галита, характеризующихся соотношением компонентов в рапе включений, соответствующим растворам выщелачивания калийных солей, мы выделяем (табл. 27):

А) Разности шпатового крупнозернистого галита, встречающегося вблизи соляного зеркала и не содержащего типичных зонально-расположенных включений (первый тип галита в таблице). В нем нередко присутствуют газовые вакуоли, свойственные обычно сильвину или карналлиту. В отличие от последних, где давление в газовых включениях достигает нескольких десятков паскалей, в вакуолях включений в галите давление близко к литостатической нагрузке на том гипсометрическом уровне, на котором эти образцы находились в разрезе до их извлечения в виде керна. По своему положению в разрезе образцы галита (галитита) соответствуют, примерно, положению самого верхнего калийно-магниевого горизонта галогенной толщи. Содержание ионов калия в этих включениях изменяется в широких пределах (от 17,66 до 55,56 г/л), но всегда оно существенно превышает количество магния. Отношение этих ионов здесь близко к тому, что характерно для карналлита.

Сюда же можно отнести галит из продуктивной толщи Индера, образовавшийся в полостях галогенного карста. Об этом можно судить по своеобразному составу содержащихся в нем растворов включений и крайне малому давлению в газовых вакуолях. На диаграмме $2K^+ - Mg^{2+} - SO_4^{2-}$ (рис. 78), точки состава рапы включений этих образцов галита расположились вдоль стороны $2K^+ - Mg^{2+}$ диаграммы, ниже полюса карналлита (твердая фаза), отвечая сильвин-карналлитовому парагенезису породы.

Б) Седиментационный «перистый» галит (второй тип галита в таблице), образовавшийся из рапы, обогащенной ионами калия за счет растворения только что отложившегося сильвина. Состав рапы в этом галите отличается от вышеописанных разностей несколько большей ролью магния и сульфата.

В) Шпатовый и «перистый» галит, образовавшийся при выщелачивании и замещении калийных и калийно-магневых солей хлоридно-кальциевыми растворами (типы галита 2а и 2б таблицы 27; анализы рапы включений в них отображены на рис. 79). На диаграмме $2K^+ - Mg^{2+} - Ca^{2+}$ фигуративные точки состава рапы включений в нем отображаются либо ореолом точек, параллельном основанию $2K^+ - Mg^{2+}$, отражая малые содержания ионов кальция, либо точками, расположенными вдоль нижней границы поля карналлита, характеризуя весьма существенную роль хлоркальциевых растворов в их генезисе.

Таблица 27

Состав растворов включений в галите, образовавшемся при седиментационном растворении и эпигенетическом замещении калийных солей

№№ пп	Содержание, г/л				Тип галита
	K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	
1	48,5	35,38	Сл.	-	1
2	29,42	9,6	6,46	-	1
3	17,66	7,31	5,14	-	1
4	55,56	19,9	6,55	-	1
5	18,85	8,89	3,64	-	1
6	21,88	25,35	9,31	-	2
7	31,65	24,57	10,21	-	2
8	51,99	27,16	23,8	-	2
9	18,24	24,57	5,3	-	2
10	35,64	16	8,86	-	1
11	23,91	16,68	-	25,89	2а
12	18,79	8,65	-	34,78	2а
13	17,82	10,86	-	41,1	2а
14	48,7	13,7	-	0,4	2б
15	30,88	9,36	-	0,2	2б
16	51,2	35,16	-	2,7	2б
17	31,13	43	11,4	-	2

Продолжение таблицы 27

Индексы для нанесения на диаграммы $2K^+ - Mg^{2+} - SO_4^{2-}$ и $2K^+ - Mg^{2+} - Ca^{2+}$

№№ пп	Индексы, %			
	$2K^+$	Mg^{2+}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}
1	29,9	70,1	-	-
2	44,9	47,1	8	-
3	39	51,8	9,2	-
4	44,5	51,2	4,3	-
5	37	57,1	5,9	-
6	19,5	73,7	6,8	-
7	26,4	66,7	6,9	-
8	32,8	55	12,2	-
9	17,9	78,1	4	-
10	37,9	54,5	7,6	-
11	18,7	41,8	-	39,5
12	16,5	24,3	-	59,2
13	13,4	26,2	-	60,4
14	52,1	47,1	-	0,8
15	50,4	49	-	0,6
16	30,2	66,7	-	3,1
17	17,4	77,4	5,2	-

Привязка образцов: 1 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 923 м.; 2 – то же, гл. 782 м.; 3 – то же, гл. 782,3 м.; 4 – то же, гл. 710 м.; 5 – Баскунчак, скв. 600, гл. 159-166 м.; 7 – Баскунчак, скв. 552, гл. 962,3 м.; 8 – то же, гл. 974,5 м.; 9 – то же, гл. 1181 м.; 10 – Индер, шахта; 11 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 797,8 м.; 12 – то же, гл. 775 м.; 13 – то же, гл. 806 м.; 14 – Индер, шахта, орт 14; 15 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 786,8 м.; 16 – Гремячинское месторождение, скв. 2, гл. 1242 м.; 17 – скв. Краснокутская 1К-К, гл. 1125 м.

Типы галита: 1 – шпатовый галит, встречающийся в интервалах разрезов ритмоначек, соответствующих положению горизонтов калийных солей; 2 – «перистый» галит из каменной соли, содержащей вкрапленность калийных солей; 2а – шпатовый и «перистый» галит с рапой хлоркальциевого типа; 2б – шпатовый галит с рапой промежуточного типа.

Приведенные выше результаты показывают, что по составу рапы включений можно с большей достоверностью выделять интервалы галогенного разреза, сложенные продуктами замещения хлоридных калийных и калийно-магневых солей (да и не только хлоридных), неизменные разности которых могут быть встречены по латерали или на данном стратиграфическом интервале, но на больших глубинах.

Выводы, получаемые по результатам анализа состава рапы включений в минералах, могут подкрепляться и определением давлений в газовых или газонасыщенности в жидких включениях. Нами показано, что получаемые при этом данные представляют существенно важную информацию при про-

гнозировании калие-магниеносности галогенных отложений. Её использование позволило нам обосновать отнесение некоторых образцов шпатового сильвина и галита Индерского месторождения к карстовым образованиям (Московский, 1991).

Гидрохимические особенности процессов взаимодействия отложившихся калийно-магниевых солей с рапой бассейна, захороненными рассольными, элизионными и др. водами а так же закономерности их замещения на стадии гипергенеза весьма многообразны и, видимо, не ограничиваются рассмотренными типами преобразований. Некоторые из этих преобразований имеют чрезвычайно важное практическое значение, т.к. их продукты образуют «безрудные окна» в калийно-магниевых пластах («зоны замещения»): Джиноридзе, Киселева и др., 1990, Морозов, 1985, Морозов, Третьяков, 1986, Копнин, 1995 и др.). С близкими по типу процессами связано видимо и образование «пестрых» сильвинитов. Анализ рапы включений из галита, располагающегося в интервалах, где возможно было присутствие калийных солей, как видно из приведенных выше результатов, позволяет относить его, во многих случаях, к постседиментационным образованиям. Такого же мнения о каменной соли «зон замещения» придерживается и В.М.Ковалевич (Джиноридзе, Киселева и др., 1990). В то же время, синседиментационное (бассейновое) растворение калийных и калийно-магниевых минералов с отложением на их месте галитита («псевдосильвинита») или смильвина было так же весьма обычным явлением.

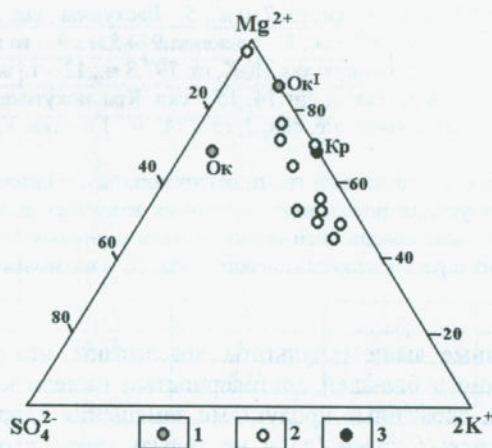


Рис.78 Состав сульфатных растворов включений в галите, образовавшемся при седиментационном растворении и эпигенетическом замещении калийных солей на диаграмме $2K^+ - Mg^{2+} - SO_4^{2-}$ 1 – состав современной сгущенной океанической воды, 2 – состав рапы включений, 3 – состав твердой фазы - карналлита

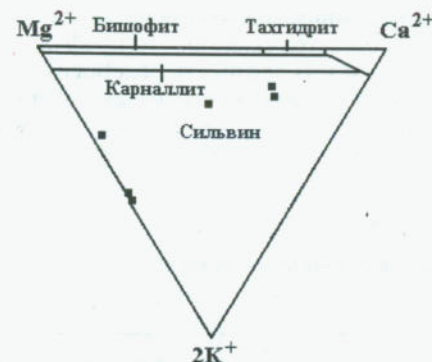


Рис. 79. Состав хлоркальциевых растворов включений в галите, образовавшемся при седиментационном растворении и эпигенетическом замещении калийных солей на диаграмме $2K^+ - Mg^{2+} - Ca^{2+}$.

7.2. Внутрисолевые рассолы кунгурских соленосных отложений Прикаспийской впадины.

Значительная часть галогенных отложений содержат захороненные вместе с ними жидкие продукты, формирующие соленосные гидрогеологические комплексы. Они не образуют единой системы, а локализируются в прослоях трещиноватых сульфатно-карбонатных пород, в отдельных полостях в самих солях, а так же равномерно рассеяны в межкристалльных порах и включениях в минералах. Их изучению посвящены работы многих исследователей (Анисимов, Кисельгоф, 1965, Пиннекер, 1966, Анисимов, 1981, Кудельский и др., 1985, Анисимов, Московский, 1985, 1988, 1989, Московский, Анисимов, 1991, Севастьянов, 1985, Anissimov, Moskowsky, 1995, 1996, 1997, 1998, и др.). Внутрисолевые рассолы имеют существенное значение в качестве источника ряда важных компонентов (хлористого магния, брома, бора). При вскрытии скважинами таких линз наблюдаются газоводные выбросы, так как давление в пластах значительно превышает гидростатическое. Области развития таких рассолов известны на всей площади соленосного комплекса кунгура. Наиболее полно изучены они на Приволжской моноклинали и в пределах Оренбургского газоконденсатного месторождения. Внутрисолевыми линзами рассолов приурочены в основном к контактам пластов сульфатно-карбонатного и хлоридного состава. Эти рассолы имеют очень высокую концентрацию солей (до 380-470 г/л и более, табл.28). При анализе результатов ГИС ряда скважин, в которых наблюдалось проявление рапы внутри толщи галогенной отложений, было установлено, что интервалам таких рапопроявлений соответствуют экстремальные для соляной толщи значения некоторых физических характеристик. По данным акустического каротажа, рапоносные горизонты представлены относительно низкоскоростными прослоями, ограниченными сверху и снизу более высокоскоростными слоями (Иванкин, 1992). Последние, видимо, отвечают более плотным и менее трещиноватым разностям сульфатно-карбонатных пород, представляющих флюидоупоры (рис.80). На диаграммах радиоактивности

эти пласты характеризуются минимальными значениями НГК. Увеличение в интервале рапопроявления диаметра скважины на профилеграмме указывает на высокую трещиноватость и кавернозность рапоносных пород. Наиболее высококонцентрированные рассолы встречаются вблизи контакта базальных ритмопачек доломит-ангидритового состава и нижележащих карналлит-бишофитовых пластов или в интервалах переслаивания ангидрита-доломита, каменной соли и калийно-магниевых пород.

Таблица 28
Химический состав внутрисолевых рассолов кунгурских отложений Прикаспийской впадины и ее обрамления

№№ пп	Глубина вскрытия рассола, м.	Минерализа- ция, г/л	Содержание компонентов в мг.-экв./л		
			Na ⁺ (Na ⁺ + K ⁺)	K ⁺	Ca ²⁺
1	961-1241	473	624,59	*	нет
2	904-910	420	537,73	*	60,97
3	3954	379,5	4427,19	*	80
4	3792	337,5	2967,5	*	130,25
5	1004	360,9	1124,8	*	440
6	944-1033	316	1853,03	*	227,2
7	1378-1385	319	2127,5	*	259,2
8	4395	347	1723,72	*	150
9	1272	344	19,45	*	1000
10	1490	327	1442,69	*	657,68
11	2530	384,6	1016,4	*	86
12	580-1139	386	1483	*	607
13	2877-2890	347,8	2299,43	*	2089,09
14	1897	407,3	1199,62	*	1067,02
15	830-1627	399,1	1432	*	675
16	1593-1606	267,0	2152	225,6	463,7
17	3823-3825	320,1	4066,65	*	1480
18	4000	328,0	5057,1	*	105,6
19	1110-1122	292,0	4844,44	*	129,0
20	3302	315	4661,7	48,29	639,07
21	550-860	478,0	462,8	*	166,61
22		380,5	357,61	521,79	4,2
23	2478-2480	386,1	441,4	*	5650
24	1848-1872	286,8	4104,16	*	482,14
25	1675-1713	439,9	1320,68	*	3312,5
26	3526	295,47	4566,1	*	200
27	845	346,2	1975,5	1068,08	70
28	1113	346,7	1962,37	896,16	98,27
29	879	367,2	1867,9	1072,14	60
30	469-1515	386,0	1199,5	*	687,31
31	327,4	3644,24	1820	*	270

Таблица 28 (продолжение)

№№ пп	Содержание компонентов в мг.-экв./л				Содержание мг/л
	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
1	8975,32	9307,5	100,94	37,5	12320
2	8085,23	8612,5	32,03	9,8	2366
3	1760	6120	116,7	30,5	751
4	3325,35	6276,6	33,8	30,2	1182
5	5580	7120	Нет	17,2	5860
6	4065,2	6100	26,83	18,7	2529
7	3984	6342	19,78	8,2	Не опр.
8	4975	6800	41,32	7,4	2576
9	6019,6	7000	12,45	26,6	3969
10	4023,84		8,06	20,4	604
11	6695,3	7711,86	40,92	17,2	Не опр.
12	5850	7850	2,43	12	835,98
13	475,66	4868,53	12,71	0,4	138,06
14	5569,3	7820	Сл.	24	Не опр.
15	5807	7901	5,7	24,2	651
16	1961,1	4775,5	21,7	6,2	Не опр.
17	Нет	5480	19,45	Нет	808,57
18	244,8	5434,1	169,7	12,29	Не опр.
19	26,7	4937,9	61,73	0,51	Не опр.
20	59,95	5400	11,5	2,8	Не опр.
21	9081,89	9650,8	9,43	15,0	Не опр.
22	6480,66	7526,48	11,25	2,69	890
23	850	7000	1,37	40	Не опр.
24	327,76	4912,5	0,6	0,96	Не опр.
25	3712,5	8334,0	18,1	23,6	Не опр.
26	350	5080	29,35	7,2	Не опр.
27	3025	5977,25	96,38	17,2	Не опр.
28	3309	6035,6	136,9	4,3	4256
29	3587,5	6453,5	69,14	18,4	3703
30	5806,5	7664,8	4,8	23,69	650
31	270	5720	9,24	5	52,26

Скважины: 1 – Светлаярская 7; 2 – Южно-Качалинская 3; 3 – Демидовская 101; 4 – Лободинская 264; 5 – Балыклейская 77; 6 – Умет-Чухонастовская 1050; 7 – Антиповская 2; 8 – Александровская 6; 9 – Николаевская 2; 10 – Карпенская 12; 11 – Дьяковская 2; 12 – Пигаревская 1; 13 – Зап. Тепловская 11; 14 – Чинаревская П-2; 15 – Пигаревская 2; 16 – Кенкиак Г-61 (анализы из работы Бочкарева и др., 1973; 17 – Тенгиз 9; 18 – Каратюбе 33; 19 – Азау 1; 20 – Астраханская 86; 21 – Челкар (Шалкар) 393; 22 – Индер, шахта (анализ из работы Диарова, 1974); 23 – Чарлактинская 2; 24 – Болганмола 3; 25 – Карагай 1; 26 – Уманцевская 2; 27 – Оренбургская 382-Д; 28 – Оренбургская 77; 29 – Оренбургская 306; 30 – Пигаревская 20; 31 – Тенгиз 14. Не опр. –

компонент не определялся; * - калий определялся совместно с натрием. №№ 16, 18, 21, 24, 25 – из работы В.А.Бочкаревой и др., 1973; №№ 27, 28, 29 – из работы О.М.Севастьянова, 1985, № 22 – из работы М.Д.Диарова, 1974

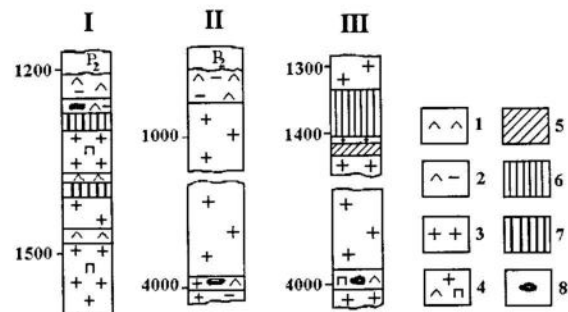


Рис. 80. Условия залегания рапопроявлений в галогенных отложениях (I – скв.

Николаевская 2, II – Демидовская 101, Кара-Тюбе 33 по А.В.Иванкину, 1992).

1 – ангидрит, 2 – ангидрит с глиной, 3 – каменная соль, 4 – ангидрит-полигалит-галитовая порода, 5 – сильвинит, 6 – карналлит, карналлит-галитовая порода, 7 – бишофит, 8 – рапоносный горизонт.

По условиям образования и соотношению основных компонентов, среди внутрисолевых рассолов можно выделить две группы:

1. Сингенетические (седиментогенные);
2. Эпигенетические.

Обе разности встречаются в виде включений в минералах и свободных рассолов. Рассолы включений и межзерновых пор в седиментационных и перекристаллизованных минералах солей в наибольшей степени отражают основные стадии садки и диагенеза солей (Пиннекер, 1966, Бочкарева и др., 1973, Махнач, 1989, Сонненфельд, 1988). Межзерновая и внутриззерновая миграция растворов включений в поле градиентов температур и давлений и их ликвидация при перекристаллизации с последующей миграцией рапы по межзерновым пространствам в породы коллекторы являются основными механизмами формирования линз внутрисолевых свободных рассолов. Испытывая значительные перемещения перед накоплением в коллекторах или трещинных полостях, рассолы взаимодействовали с неравновесными с ними минеральными фазами пород (терригенными и карбонатными). Вследствие этого состав внутрисолевых рассолов и рапы включений отличается незначительно. Это иллюстрируется на рис. 81, где соответствующие им фигуративные точки образуют узкий, не разделяющийся ореол.

К седиментогенным свободным рассолам мы относим те их разности, содержание основных компонентов в которых (K^+ , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^-) и их соотношения находятся в пределах значений, характерных для рапы солеводного бассейна на различных стадиях сгущения (Валяшко, 1962). И лишь

пониженное количество или полное отсутствие ионов сульфата отличает их от седиментационной рапы и ее реликтов, захваченных во включениях в седиментационных разностях минералов. И хотя суммарное содержание ионов кальция в свободных внутрисолевых рассолах (в пределах 50-150 мг. экв./л) лишь незначительно превышает его количество в растворенном сульфате кальция, все же они более метаморфизованы, чем рапа включений – на уровне второй фазы прямой метаморфизации с заменой Mg^{2+} на Ca^{2+} уже в хлоридной системе. Это наиболее распространенные внутрисолевые рассолы. Суммарная минерализация в них, как показано нами (Анисимов, Московский, 1988, Московский, Анисимов, 1991), обуславливается стадией сгущения, которой достигла рапа бассейна при отложении солей того стратиграфического интервала галогенного разреза, с которым связано их формирование.

Седиментогенными следует считать и те разности рассолов, которые возникают на начальных фазах опреснения бассейна, после садки калийных солей и присутствуют, в основном, в виде включений в галите. По соотношению ионов K^+ и Mg^{2+} они соответствуют растворам выщелачивания калийно-магниевого солей (Валяшко, 1968) и поэтому мы их рассматриваем как седиментогенные рассолы растворения. Седиментогенные свободные рассолы, судя по соотношению ионов K^+ и Mg^{2+} (табл. 28) являются чаще всего смешанными (состоят из собственно седиментогенных рассолов и растворения).

В группе эпигенетических рассолов преобладают метаморфизованные хлоркальциевые разности и рассолы выщелачивания. Первые более всего характерны для краевых участков соленосного бассейна, в которых существенную роль играют терригенно-карбонатные породы (или рассеянная примесь слагающих их минералов). Эти породы служат для рассолов коллекторами и источниками ионов кальция при катионном обмене. Степень изменения рассолов здесь заключается в замене части магния на кальций породы (вторая фаза прямой метаморфизации) и зависит, как известно, от температуры. Для большей части соленосной толщи на начало стадии диагенеза, судя по данным гомогенизации включений, температура не превышала 50-60°C. В интервалах галогенных разрезов, где существенную часть составляют калийно-магневые соли, температуры диагенетических преобразований, были значительно выше (до 65-85°C, Московский, Гончаренко, 2004). Соответственно, в этих интервалах разрезов масштабы катионнообменных реакций были значительно выше, чем в толще каменной соли, что и приводило к появлению здесь метаморфизованных рассолов с высокими содержаниями ионов кальция (сумма Ca^{2+} и Mg^{2+} здесь достигает 5000-7000 мг. экв./л, табл. 28).

Внутрисолевые рассолы выщелачивания образуются, в основном при постседиментационном разложении карналлита (в меньшей степени при растворении сильвина) за счет воды, выделяющейся при дегидратации сульфатов магния и кальция. Они имеют такой же состав, как и седиментационные рассолы растворения, отличаясь от последних отсутствием ионов сульфата или даже хлоркальциевым составом (табл. 29). Соотношение растворенных

солей в образующемся таким путем рассоле, как и в седиментационной рапе растворения, адекватно их количеству в выщелачиваемом минерале (Валяшко, 1968). При образовании подобных рассолов существенно уменьшается бром-хлорное отношение относительно исходной рапы. Генезис таких рассолов (как и седиментационной рапы растворения) следует определять по соотношению содержания брома, хлора и калия и отношениям $\text{Br}/10^3/\text{Cl}$ и K/Br , которые занимают определенные поля на генетических диаграммах (Валяшко и др., 1966, Борисенков, 1990 и др.).

Таблица 29

Состав рапы включений в галите и сильвине кунгурских галогенных отложений Прикаспия (в разных генетических типах минералов)

№№ пп	Содержания, г/л				Генетический тип галита
	K^+	Mg^{2+}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	
1	21,87	26,11	9,31	нет	3
2	16,4	63,7	нет	17,5	1
3	43,3	87,1	7,6	нет	1
4	22,3	35,8	10,2	нет	1
5	54,64	102,23	нет	нет	2
6	27,12	82	38	нет	1
7	8,3	22,6	13,76	нет	1
8	54,74	82	33,05	нет	2а
9	11,8	112,4	5,6	нет	1
10	10,84	37,72	16,68	нет	1
11	4	19	22,7	нет	1
12	23,7	97,7	нет	нет	1
13	17,5	49,46	20,58	нет	1
14	14,72	37	14,55	нет	1
15	13,23	30,61	11,6	нет	1
16	18	35	18,3	нет	1
17	27,36	3,28	18,07	нет	3
18	50,8	81,5	47,48	нет	2а
19	53,28	90,76	88,49	нет	2а

1 – Гремячинское месторождение, скв. 2, галит, гл. 919,8 м.; 2 – то же, гл. 1006,7 м.; 3 – то же, гл. 1209 м.; 4 – то же, гл. 1271 м.; 5 – то же, сильвин шпатовый, гл. 1223,2 м.; 6 – скв. Наримановская 1, галит, гл. 1508,5 м.; 7 – то же, галит, гл. 1522 м.; 8 – то же, сильвин 1525,5 м.; 9 – то же, галит, гл. 1595,5

м.; 10 – скв. Жилинская 101, галит, гл. 426 м.; 11 – скв. Нагорная 1П, галит, гл. 3304-3308 м.; 12 – скв. Суитбек Вост. 1, галит, гл. 3100-3105 м.; 13 – скв. Сагиз 1, галит, гл. 3997-4000 м.; 14 – скв. Приозерская 376, галит, гл. 1439 м.; 15 – скв. Сарпинская 381, галит, гл. 1310-1316 м.; 16 – скв. Челкар 314, галит, гл. 776 м.; 17 – Индер, шахта, гл. 370 м.; скв. Кыз, сильвин, гл. 537,5 м.

Генетические типы галита и сильвина: 1 – седиментационный; 2а – раннедиагенетический; 2 – диагенетический; 3 – галит, образовавшийся при выщелачивании карналлита или сильвина.

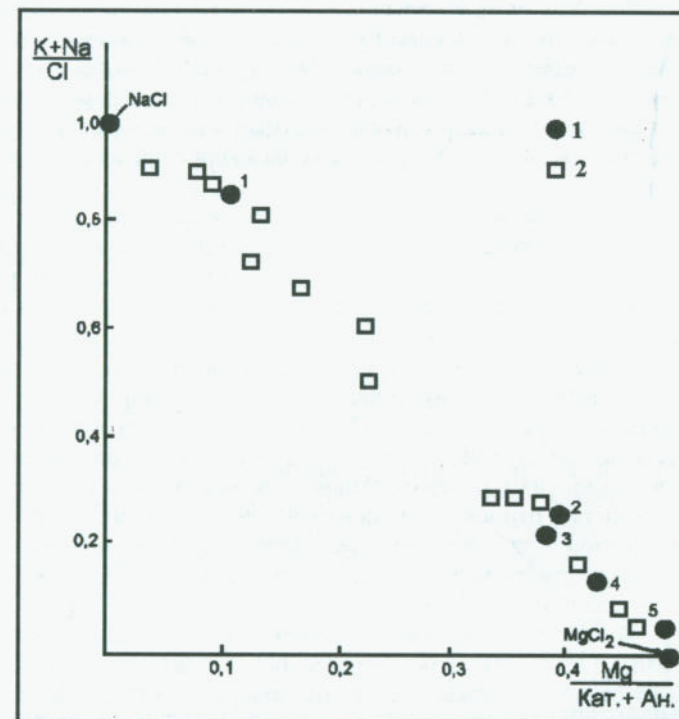


Рис. 81. Соотношение свободных рассолов соленосной толщи Прикаспийской впадины и рапы солеродного бассейна на различных стадиях сгущения последней.

I – состав свободных рассолов; II – Состав рапы солеродного бассейна на стадиях: 1 – галитовой, 2 – эпсомитовой, 3 – сильвинитовой, 4 – карналлитовой, 5 – бишофитовой.

Как установлено нами по анализу состава растворов включений, важным показателем для отнесения растворов к этому типу является так же величина $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$, которое в рассолах выщелачивания значительно превышает значения, что установлены для седиментационной рапы на сильвинитовой стадии сгущения (Валяшко, 1962, Валяшко, 1966). В изученных нами свободных рассолах не установлено разностей, полностью

соответствующих растворам выщелачивания. Они изучены нами лишь в вакуолях включений в галите из тех интервалов галогенных разрезов, где последним замещены калийные соли (табл.28). Свободные рассолы близкого состава можно встретить в горных выработках калийных месторождений в виде конденсатов (Бельтюков, Петруха, 1978, Бельтюков, 2000 и др.) а так же в участках проникновения поверхностных вод в калиеносные горизонты, где они представляют большую опасность при проходке и эксплуатации горных выработок.

В соленосных толщах встречаются так же линзы рассолов, характеризующихся относительно пониженной минерализацией, полным отсутствием ионов сульфата и резким преобладанием ионов кальция над магнием (скв. Астраханская 86, табл.28). Судя по соответствию их состава рассолам подсолевых сульфатно-карбонатных и карбонатных отложений, приведены в работе О.М.Севастьянова (1985), эти рассолы были определены нами как миграционные.

Рассмотрение закономерностей изменения состава рассолов по площади кунгурского соленосного бассейна показало, что в большинстве случаев содержание основных компонентов в них соответствует распространенности тех или иных парагенезисов солей. Так, для центра впадины (районы солянокупольных структур Индер, Кыз и др.) отмечаются парагенезисы калийно-магневых солей с каинитом, кизеритом и даже лангбейнитом. Соответственно здесь же анализы состава растворов включений в сильвине показали максимальное для Прикаспия количество ионов сульфата для соответствующей стадии (55-80 г/л!). Учитывая незначительное значение привноса кальция с поверхностным стоком для этого региона, здесь следовало бы ожидать относительно пониженную прямую метаморфизацию свободных рассолов и значительное преобладание содержания магния над кальцием. Это и подтверждается анализом рассолов из соленосного разреза Индерского купола (Диаров, 1974).

Северо-восток впадины так же отличался высокой сульфатностью первичной рапы. Однако здесь большую роль могло иметь, видимо, поступление сульфатов, мобилизованных водами поверхностного стока из разрушаемых горных сооружений палео-Урала (Азизов, 1975). Это привело здесь, с одной стороны, к массовой садке полигалита, с другой – к существенному опреснению рапы и увеличению количества терригенных компонентов в общем составе галогенной толщи. Все это предопределило достаточно пестрый состав формирующихся здесь рассолов (как сульфатно-магневых, так и хлоридно-кальциевых).

В западной части впадины (структуры Эльтон, Баскунчак) степень сульфатности первичной рапы была несколько ниже (содержания ионов сульфата для начала галитовой стадии не превышали 12-18 г/л и для начала сильвинитовой стадии – 50 г/л). Соответственно, в парагенезисах солей здесь практически отсутствует лангбейнит, редок каинит. Последний встречается чаще в парагенезисах солей северной части обрамления впадины (например в Озинской структуре). В верхних интервалах галогенных разрезов Эльтона

(скв. 696 Улаганского участка) а так же в некоторых интервалах разреза ерусланской ритмопачки скв. Краснокутской 1К-К в составе включений в галите диагенетического и иногда даже седиментационного генезиса отмечается существенное количество хлористого кальция (Московский, 2000). Все это указывает на существенное изменение гидрохимического режима солеродного бассейна к концу кунгурского века. В Приволжской моноклинали, в меньшей степени на северо-западе и севере прибортовой зоны, как известно, периодически происходила садка бишофита. Кроме того, западные районы впадины находились под значительным влиянием привноса вещества с Воронежской антиклизы. И поэтому, в зависимости от стадий галогенеза и морфологии краевых частей бассейна, парагенезисы солей и состав захороняющихся рассолов на протяжении внешней части бортовой зоны существенно изменялись. Подток малоконцентрированной сульфатной рапы приводил здесь к появлению в парагенезисах солей кизерита даже на бишофитовой стадии. Изоляция отдельных частей бассейна от основной акватории могла приводить к падению роли сульфатов и появлению здесь свободных рассолов с высокой степенью прямой метаморфизации. Для тыловых участков бишофитонакопления (Наримановского, Привольненского) эти признаки особенно характерны. Но немаловажное значение здесь приобретали процессы частичного седиментационного и эпигенетического растворения бишофита и возрастание роли континентального стока.

Отклонения от указанных закономерностей в изменении состава рассолов на площади впадины и ее обрамления связаны с присутствием хлоркальциевых вод пониженной минерализации – миграционных растворов подсолевых отложений. Рассолы подобного состава отмечены в соленосной толще Астраханского свода, структуре Тенгиз, на Тепловской структуре (табл. 27), т.е. в районах, содержащих месторождения нефти и газа.

Восходящая миграция рассолов соленосных отложений изучена недостаточно. Она отражается в составе вод соляных озер Прикаспийской низменности (высокие содержания ионов калия и магния в оз. Эльтон, Индер, и ряде других). В целом же, на гидрогеологические комплексы надсолевых отложений наибольшее влияние могли оказывать не внутрисолевые рассолы, изолированные каменной солью верхних горизонтов соленосного разреза и сульфатно-карбонатными отложениями кровли, а хлоридно-натриевые воды выщелачивания, формирующиеся на соляном зеркале галогенных отложений. Их влияние, как продуктов выщелачивания солей могло быть особенно заметным, даже определяющим, в участках выведения соляной толщи на более высокие гипсометрические уровни в солянокупольных структурах.

Заканчивая рассмотрение условий образования и залегания внутрисолевых рассолов, можно отметить следующее.

Наиболее полно история геохимических преобразований в соленосной толще отражается в составе растворов включений в седиментационных и диагенетических минералах. По данным их изучения можно выделить пять основных групп рассолов: а) седиментогенные; б) седиментогенные раство-

рения; в) эпигенетические, сильно метаморфизованные; г) эпигенетические рассолы выщелачивания; д) миграционные.

В свободных рассолах выделение этих разностей (или их влияние) затруднительно из-за их смешения при миграции в коллекторы. С наибольшей уверенностью, по анализу состава и геохимическим критериям, предложенным М.Г.Валяшко и др. (Валяшко и др., 1966, Валяшко, 1976), можно выделить седиментогенные, эпигенетические сильно метаморфизованные и миграционные рассолы. Преобладающую роль седиментационных рассолов соленосных отложений во всех внутрисолевых разностях можно видеть на диаграмме (рис. 81), где точки их состава попадают вблизи «створа» составов рапы солеродного бассейна различной степени сгущения.

Таким образом, состав свободных рассолов какого либо района впадины определяется, в основном, парагенезисом солей в разрезе. В интервалах развития калийно-магниевого солей краевых участков бассейна, со значительной ролью в разрезах терригенного и карбонатного материала, развиты рассолы хлоркальциевого типа с высоким содержанием ионов кальция. Присутствие же в соленосной толще опресненных хлоркальциевых рассолов может служить косвенным признаком нефтегазоносности подсолевых отложений.

7.3. Галогенные отложения и миграционные процессы.

Многие древние соленосные бассейны мира являются объектами поиска, разведки и добычи нефти и газа. В качестве продуктивных комплексов осадочных пород в них рассматриваются подсолевые, надсолевые, а в некоторых случаях и сами соленосные породы. Роль соленосной толщи в нефтегазонакоплении в подобных осадочнопородных бассейнах рассматривалась как исключительно важная (Журавлев, 1970, Эвентов и др., 1971, 1977, Калинин, 1973, Айзенштадт, Слепакова, 1982, Кирюхин и др., 1982, Кудельский и др., 1985, Высоцкий, 1997). По мнению А.А.Махнача (1989) катагенез нормально-морских отложений (известняков, глин, песчаников) из чехла соленосных бассейнов вообще может рассматриваться только с учетом влияния на них эвапоритового процесса. Степень изученности этой проблемы, особенно для Прикаспия, остается в значительной степени не полной. Соленосные отложения представляются, нередко, однородными, с высокой изотропностью, что является, несомненно, грубым упрощением. Еще более это становится очевидным в связи с получением информации о наличии палеонтологически обоснованных верхнепермских соленосных отложений в самой впадине, присутствием соли (хотя бы и перемещенной или образованной при переотложении кунгурской) в триасовых и юрских отложениях (Коробов и др., 1986, Яцкевич и др., 1990 и др.). С соленосной толщей часто связаны аномальный химический состав вод как надсолевых, так и, в некоторых случаях, подсолевых отложений, внутрисолевые рапопроявления с аномально высокими давлениями.

Соленосные отложения считались обычно почти идеальной покрывкой, препятствующей миграции углеводородов (УВ) из подсолевых отложений в вышележащие структурные этажи. По данным Баара, Хофрихтера (Baar, 1974, 1977, Hofrichter, 1976) уже при погружении на 300 метров соли становятся практически непроницаемыми. Однако экспериментальные исследования, проведенные во ВНИГНИ (Антонов и Гладышева, 1958), показали, что масштабы миграции могут быть весьма значительны. На возможность миграции УВ из подсолевых отложений указывают так же встречающиеся в солях нефтенасыщенные ангидриты, капли нефти и окисленных битумов в соли (Скромный, 1974, Травникова, Ерошина, 1985, Головин и др., 1989, Московский и др., 1982, Московский и др., 1996), близость состава газов солей и подсолевых отложений (Московский, Головин, 1982, Московский и др., 1982 и др.). Результаты изучения морфологии скоплений УВ в солях показали существование по крайней мере четырех их основных типов: 1) капельки и пленки жидкой нефти в межкристалльных плоскостях, трещинах, частично или полностью расшнурованных вторичных включениях; 2) газово-жидкие УВ включения (закрытые поры), располагающиеся в полностью расшнурованных включениях; 3) существенно газовые УВ (иногда сероводородные) включения, так же представляющие полностью изолированные вакуоли, располагающиеся внутри кристаллов соли; 4) твердые углеводороды (окисленная нефть). Определенное значение могут иметь так же сорбированные газы.

Каковы же пути миграции УВ сквозь толщу соли? Анализ особенностей структур минералов солей и текстур галогенных отложений позволил нам установить, что путями миграции в первую очередь служат разрывные нарушения в соли, проявляющиеся в виде соляных «супучек», часто сопровождающихся сопутствующей минерализацией (самородная сера, реже — пирит) а так же нехарактерными для соли катагенетическими включениями сероводородного или углеводородного состава. Видимо по этим каналам происходит разгрузка хлоридно-кальциевых рассолов из зон СВПД (описаны нами выше как миграционные рассолы). В случае залечивания этих зон супучек при стабилизации тектонического режима территории, путями миграции (конечно существенно меньших масштабов) могут быть периодически вскрывающиеся и расшнуровывающиеся (обратное первому) вторичные включения, большая часть которых представляет собой вакуоли на границе минеральных зерен и может быть названа граничными включениями. Степень открытости этой системы включений для субвертикальной миграции флюидов из подсолевых отложений, во многом определяет возможность образования месторождений нефти и газа в надсолевом осадочном комплексе пород, а так же обуславливает применение различных модификаций прямых геохимических методов поисков месторождений углеводородного сырья. Текстурно-структурный анализ разновидностей каменной соли в галогенных разрезах впадины, выполненный нами, позволяет наметить последовательный ряд пород по относительной устойчивости к миграции сквозь них флюидов (в направлении ее возрастания):

а) Каменная соль кунгурского и казанского (?) возраста, представленная моноклинально залегающими пластами. Характеризуется полным или почти полным сохранением первично-седиментационных текстур пород и структур минералов.

б) Каменная соль (галитит), образующаяся в интервалах гипергенного замещения калийных солей галитом вблизи соляного зеркала соленосных толщ. Такая соль описана нами в отдельных интервалах разрезов скв. Краснокутской 1К-К, скв. Баскунчакской 600. скв.. 2 Гремячинского месторождения. Для этой соли характерна полнокристаллическая структура, полное отсутствие седиментационных структур галита, своеобразный состав рапы включений и наличие существенно газовых вакуолей, газ в которых, видимо заимствован из замещенного силвина. Давление в этих включениях близко к литостатической нагрузке на глубине, на которой находилась порода до ее извлечения из недр (Московский, Петриченко, 1986).

в) Каменная соль и галопелиты от триасового до неоген-четвертичного возраста (?), представляющие невыдержанные линзы или неравномерно распределенные одиночные кристаллы галита в красноцветных галопелитах и алевропесчаниках. Кристаллы галита этой разности пород имеют часто полногранную форму с редкими крупными включениями рапы, имеющие относительно высокую газонасыщенность (более 2-3 см³/л, против 0,3-1,2 в седиментационных разностях галита кунгурской соли и хлоркальциевый состав растворов со значительным содержанием хлористого кальция (более 10 г/л). Подобные разности каменной соли описаны нами в скв. Тимофеевской 1 (см. гл. 6). Видимо с такой же тип солей был вскрыт скважинами в подкзырьковой части солянокупольных структур Карачаганак и Дарьинская (рис. 65, по Коробову и др., 1986).

г) Каменная соль кунгурского возраста, слагающая ядра солянокупольных структур, козырьки и субгоризонтальные инъекционные тела которых так же связаны с галокинезом. Отличием этой разности является флюидалная текстура породы, зернистые ориентированные зерна галита с встречающимися иногда реликтами первично-седиментационных структур галита с жидкими включениями рапы сульфатного типа. Для этой соли характерно отсутствие примеси пелита и преобладание разновидностей белого цвета. Захват УВ этой солью возможен либо до солянокупольных движений, либо после приобретения солью равномерно-зернистой флюидалной текстуры с захватом на границе вновь образующихся вторичных включений газово-жидкого фазового состава. Первое маловероятно, т.к. при сохраняющейся первично-седиментационной структуре соль обладает наименьшей проницаемостью из-за малого количества межзерновых пор (включений). Второе предположение подтверждается проведенными нами опытами по вскрытию включений при воздействии на соль малокоцентрированных или пресных вод. Вследствии того, что в этих вакуолях газ находится под значительным давлением происходящее при этом их вскрытие представляет фактически микровзрыв, который сразу раскрывает значительный участок в соли для миграции флюидов и растворов. Для суждения о масштабах миграции УВ

необходимо, видимо, изучать газопоказания (по вторичным вакуолям) в наиболее поздних по времени образования флюидопорах. То же самое касается и сорбированных УВ газов в соли. Такие разности, исходя из приведенного выше описания, являются: а) линзы каменной соли пермо-триасового возраста; б) козырьки и инъекционные тела кунгурской соли – относительно молодые и наименее проницаемые флюидопоры; в) линзы каменной соли и галопелиты постпермского возраста, образование которых связано с выщелачиванием и размывом соляного ядра солянокупольных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная работа подводит итоги многолетнего изучения галогенных образований западной и юго-западной частей Северо-Прикаспийского соленосного бассейна, являющихся, по нашим представлениям, особо перспективными в отношении обнаружения промышленных месторождений калийных, калийно-магниевого и магниевых солей.

Проблемы формирования, строения галогенных толщ и их последующих преобразований решаются с помощью новейших достижений в области геодинамики, литологии, геохимии. Поэтому, несмотря на наличие многих опубликованных в разное время работ по этой тематике, в том числе трудов солевых совещаний, периодически проводившихся до 2000 года, в последние годы установлены данные, обосновывающие корректировку или даже изменение взглядов на уже сложившееся мнение об условиях формирования галогенных пород. Кроме того, в рассматриваемом регионе уже выявлены и, в той или иной степени, изучены крупные месторождения калийных солей (Эльтонское, Гремячинское), огромный по территории и объемам накопления бишофитовых залежей Поволжский бишофитоносный бассейн, включающий три эксплуатируемых месторождения: Наримановское, Городищенское, Светлоярское. Все это требует научного освещения.

Ниже приводятся основные результаты выполненных авторами исследований по состоянию на начало 2011 года.

Нижнепермская (кунгурская) галогенная толща Северо-Прикаспийского соленосного бассейна формировалась седиментационным путем под влиянием многих факторов, среди которых важнейшими являются химический состав поступающих в бассейн океанических вод, тектонические движения как региональные, так и локальные внутрибассейновые. Классическая схема соленаккумуляции осложнялась здесь внутрибассейновыми потоками рапы с образованием, особенно в эвтоническую стадию, локальных суббассейнов (ванн), в которых отлагались продукты конечных стадий галогенеза: калийные соли (силвинит), калийно-магниевого (карналлит) и чисто магниевые (бишофит). При этом имели место также нестабильные процессы на границах стадий галогенеза, а в тупиковых участках – поступление компонентов поверхностного стока – хлоркальциевых растворов различного генезиса.

Принципы и схемы расчленения и корреляции галогенных разрезов, разработанные при изучении Эльтонской и Баскунчакской солянокупольных структур и использованные при их сопоставлении с разрезами Приволжской моноклинали (северо-западное обрамление Прикаспийской впадины) определяются следующими факторами:

- анализом текстурно-структурных своеобразий пластов каменной соли, позволяющих использовать их в качестве надежных коррелятивных критериев для любой части разреза, так как в подавляющем большинстве случаев они хорошо сохранились в условиях солянокупольного тектогенеза;
- обоснованным выводом о преобладающей роли при формировании солянокупольных объектов подобной пликативной складчатости и отсутствии существенного влияния дизъюнктивной тектоники;
- своеобразием каротажных характеристик тех частей разреза, которые содержат калийно-магнєвые соли в качестве отдельных слоев или примеси;
- получением впервые для Приволжской моноклинали разреза галогенной толщи, представленной керновым материалом вплоть до третьей снизу карпенской ритмопачки (скважина №1 Краснокутская);
- использованием анализов химического состава пород, результатов минералого-петрографических исследований, изучением состава рапы включений в кристаллах солей, распределением брома (бром-хлорные отношения), рубидия и др.

3. Приводится геолого-промышленная характеристика выявленных и предварительно изученных Поволжского бишофитоносного бассейна и трех его эксплуатируемых месторождений Наримановского, Городищенского и Светлоярского, а также двух месторождений калийных солей Эльтонского и Гремячинского.

Поволжский бишофитоносный бассейн расположен на территории западного (Приволжская моноклинали) и северо-западного (Саратовское Заволжье) обрамления Прикаспийской впадины, а также ее юго-западной прибортовой зоны, включающей Светлоярское месторождение и Карассальскую моноклинали. Бишофитовые залежи развиты в основном в составе двух ритмопачек соляного разреза: погжской (VI) и антиповской (VII); изучение и интерпретация данных радиоактивного комплекса каротажа, проведенного в скважинах нефтяных организаций, пробуренных на площадях Поволжского бишофитоносного бассейна позволили авторам составить литолого-фациальные и структурные карты по бишофитоносным пластам; выяснено, что чистые бишофитовые залежи располагаются отдельными линзообразными телами, отороченными последовательно карналлитовыми и сильвинитовыми породами; это объясняется палеогеографической обстановкой в период седиментогенеза и контролируется различной глубиной в пределах локальных суббассейнов (ванн), наполненных калийно-магнєвыми рассолами; обоснованный подсчет ресурсов магнєвого сырья – бишофита на охваченной бурением территории показывает 54 млрд. т; общая прогнозная оценка – 100-150 млрд.т; разведано на Городищенском, Наримановском и Светлоярском месторождениях по категориям C_1+C_2 порядка 180 млн. т.

Эльтонское солянокупольное месторождение калийных солей изучено на стадии предварительной разведки; выявлены уникальные по качеству сильвинитовые руды с запасами, апробированными ГКЗ СССР в объеме 1014 млн. т со средним содержанием KCl – 43,8%, $MgCl_2$ – 0,74%, дополнительно по категории C_2 на смежном участке месторождения определены запасы сильвинита в объеме 653 млн.т (KCl – 33,8%, $MgCl_2$ – 1,68%); особый интерес представляют кизеритсодержащие руды, установленные в объеме 907 млн. т по категориям C_1+C_2 , на базе которых возможна организация производства бесхлорных (сульфатных) калийных удобрений; вопрос о доразведке и эксплуатации Эльтонского месторождения не решается в связи с нерешенностью экологической совместимости шахтной добычи и промышленной переработки сырья с природным своеобразием (сохранением) озера Эльтон и развитых в нем бальнеологических грязей;

Гремячинское пластовое месторождение сильвинитов изучено на стадии разведки и осуществляется подготовка к его эксплуатации шахтным способом; утверждены ГКЗ Роснедра запасы сильвинита по категории В в объеме 442,7 млн.т, по категории C_1 – 811,9 млн. т и C_2 – 359,1 млн.т; качество сырья: KCl – 37-43%, $MgCl_2$ – 0,12-0,26%, $CaSO_4+n.o.$ – 6,2-9,6%.

Анализ физико-химических условий образования минералов заключительных стадий галогенеза с использованием методов термобарогеохимии позволяет нам сделать следующие выводы.

- Галит, кристаллизующийся вместе с минералами заключительных стадий галогенеза (сильвином, карналлитом, бишофитом) в полной мере отражает состав рапы бассейна на любом уровне ее сгущения. Однако он является наиболее «консервативным» минералом постседиментационных стадий галогенеза (в ряду галит-сильвин-карналлит-бишофит), и не дает информации о характере преобразования морфологии и структуры калийно-магнєвых минералов (формы зерен, соотношения зон роста и водяно-прозрачных участков и др.).

- Садка сновной массы сильвина происходила в придонном слое рапы, обогащенном хлористым калием и при высоких положительных температурах (38-65°C!) при наличии галоклина и термоклина. Следовательно, в парагенезисах калийных и калийно-магнєвых солей преобладает сильвин, образовавшийся на раннедиагенетической стадии, либо за счет разложения карналлита. Подобная особенность галогенной седиментации реализуется при относительно малой степени метаморфизации рапы, т.к. ионы сульфата обеспечивают наибольшую плотность нижнего слоя рапы. В этом случае уже на сильвинитовой стадии, возникают парагенезисы с сульфатами магния. Рост концентрации придонной рапы сопровождалось частичным ее опусканием в еще не консолидированный осадок каменной соли, с образованием в ней вкрапленности вторичного карналлита или сильвина.

- При степени метаморфизации рапы, отвечающей уровню второй-пятой колонки галогенных отложений по М.Г.Валяшко, 1962, кристаллизация солей даже при повышенных температурах приводит к образованию метастабильных парагенезисов солей. Сульфаты магния в этом случае не образуют

своих минеральных зон. Садка стабильных парагенезисов происходит из рапы, метаморфизованной в меньшей степени, чем в точке Q_1 «солнечной» диаграммы $2K^+ - Mg^{2+} - SO_4^{2-}$ и при повышенных температурах рапы бассейна

- Кристаллизации карналлита, судя по анализам растворов включений не требует обогащения рапы ионами магния относительно калия (ореол точек исходной рапы на диаграмме $2K^+ - Mg^{2+} - SO_4^{2-}$ перекрывается ореолом точек ее состава на карналлитовой стадии!). Следовательно карналлит в случае высокой метаморфизации рапы, мог кристаллизироваться сразу после галита.

- Полигалит, присутствующий в верхней части сульфатно-карбонатных базальных горизонтов ритмопачек и в виде примеси встречающийся в основании перекрывающего его слоя каменной соли образуется в основном при полигалитизации ангидрита за счет растворов, просачивающихся в еще рыхлый осадок и обогащенных ионами калия за счет высококонцентрированной рапы, поступающей из соседних акваторий солеродного бассейна, либо при растворении ранее отложившихся калийных солей. В то же время, при образовании «подвешенных» в средней или верхней трети галитовых зон полигалит-ангидритовых и полигалит-галитовых пластов связано с местным сгущением рапы почти до калийной стадии и поступлении в бассейн ионов кальция с поверхностным стоком (в виде бикарбоната и, частично, в виде сульфата) и, возможно, с разгрузкой вод из уплотняющихся осадков базальных горизонтов.

- Бишофит в Прикаспийской впадине является продуктом заключительных стадий эвапоритового процесса. В центральной акватории солеродного бассейна он отлагался из типичной сульфатной рапы. Поэтому в солях карналлит-сильвинитового состава, подстилающих бишофитовые пласты, постоянно присутствует кизерит. В более изолированных участках бассейна, кизерит отмечается уже в парагенезисе с бишофитом и даже встречается в прикровельной части бишофитоносных горизонтов.

- Важным моментом в динамике галогенного процесса является его неустойчивость на переходах от одной хлоридной стадии к другой. Эта неустойчивость является следствием цикличности галогенной седиментации и не является характерным признаком только для границ стадий. На границе калийных солей цикличность процесса предопределяет соотношение мощностей галитовой и калийных зон. На карналлитовой и бишофитовой стадиях сгущения неустойчивость процесса не выражена из-за резкого преобладания в рапе одного компонента – хлористого магния.

- Для каждого из изученных нами карпенского, погожского, антиповского и пигаревского циклов галогенеза нет особой характеристики гидрохимии бассейна на калийной стадии. Парагенезисы минералов определялись соотношением периодически меняющихся масштабов подтока малосгущенных вод (привнос ионов сульфата, калия и магния), метаморфизующих агентов ($Ca(HCO_3)_2$ и $CaCl_2$, глинистого и карбонатного материала), расчлененностью дна бассейна и степени расслоения рапы.

- Направленность и степень диагенетических изменений калийно-магнневых солей в основной акватории солеродного бассейна определялись, более всего, особенностями их первичных парагенезисов и заключались в преобразовании сульфатов магния и калия (переход гексагидрита и эпсомита в кизерит и др.).

- В краевых и тупиковых участках солеродного бассейна диагенетические изменения в соленосной толще связаны, в основном, с хлоркальциевыми водами, обуславливающими образование вторичного сильвина за счет разложения карналлита, появление вторичного карналлита в базальных горизонтах, подстилающих и перекрывающих калийные соли. Диагенетические преобразования сильвина начинаются существенно раньше, чем галита. Это приводит к тому, что включения в перекристаллизованном сильвине могут иметь сульфатный, а в галите – хлоркальциевый состав.

- Распределению парагенетических ассоциаций солей во впадине соответствует вариации состава внутрисолевых рассолов.

- Катагенетические изменения в соленосных толщах, связанные только с их погружением и возрастанием температуры, заключались лишь в перекристаллизации минералов. На стадиях галокинеза соленосные толщи с содержащимися в них внутрисолевыми рассолами могут быть выведены на гипсометрические уровни надсолевых отложений. Происходящие при этом изменения в самих породах соответствуют понятиям гидрометаморфизма (по А.А.Махначу, 1989) и могут выражаться так же в замещении карналлита сильвином, карналлита и сильвина – шпатовым галитом и даже приводить к подземному выщелачиванию солей с отложением их в надсолевых породах, гипсометрически совмещенных с солью при галокинезе.

- Использование результатов изучения включений в минералах оказалось весьма эффективным при расчленении галогенных отложений солянокупольных структур, в том числе для расчленения казанской и кунгурской соли, прогнозировании минерального состава продуктивных горизонтов калийных и магнневых солей на латеральном продолжении от изученных разрезов. Для этой цели могут привлекаться и результаты изучения включений в шламе каменной соли.

- Весьма ценную информацию о вертикальной миграции углеводородов, сероводорода, вод подсолевых отложений представляют данные о составе вторичных включений в минералах солей (главным образом в галите).

ЛИТЕРАТУРА

Авров В.П. Кинематика формирования соляных структур юго-восточной окраины Прикаспийской впадины // Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Киев, 1969. Ч. 2.

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М., 1956.

Азизов А.И. Некоторые особенности локализации сульфатных солей калия // Советская Геология, 1975, № 1, с. 124-129.

Азизов А.И. Роль химического состава солеродных растворов в формировании «морских» соляных отложений // Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. – Новосибирск: Наука, 1991. С. 39-44.

Азизов А.И., Тихвинский И.Н. Основные особенности строения, состава и генезиса хлоридных и сульфатных калиеносных формаций. // Основные проблемы соленакпления. Новосибирск, Наука, 1981, с.79-84.

Аксенов А.А. и др. Тектоническое районирование Волгоградского Поволжья // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского и сопредельных районов. Волгоград, 1968.

Аксенов А.А. и др. Основные этапы геологического развития и закономерности соотношения структурных планов территории Нижнего Поволжья (в связи с тектоническим районированием). Тр. ВНИИНГП, Волгоград, 1969, вып. 14.

Айзенштадт Г.Е.-А. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия. «Геология нефти и газа». 1959, №8.

Айзенштадт Г.Е.-А. Типы соляных куполов и нефтяных залежей Прикаспийской впадины // Тр. Нижневолж. НИИ геол. и геофиз. 1964. Вып. 2.

Айзенштадт Г.Е.-А., Слепакова Г.И. Структурно-генетические соотношения и связи надсолевых и подсолевых комплексов солянокупольных областей // Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. – Новосибирск: Наука, 1982. С.31-39.

Анисимов Л.А., Кисельгоф С.М. Условия залегания и химический состав седиментационных рассолов соленосных толщ Прикаспийской впадины // Докл. АН СССР, 1965, т.202, № 4, с.932-934.

Анисимов Л.А., Гребенников Н.П. Обнаружение йодных вод в Нижнем Поволжье // Геохимия, 1981, № 7, с.1072-1075.

Анисимов Л.А., Московский Г.А. Гидрохимические особенности кунгурского бассейна Прикаспия по данным изучения включений в галите и седиментационных рассолов // Подземные воды и эволюция литосферы. Т.2. Материалы Всесоюзной конференции. М., Наука, 1985, с.117-118.

Анисимов Л.А., Московский Г.А. Причины появления и роль в галогенезе хлоркальциевых рассолов (кунгурский солеродный бассейн Прикаспийской впадины) // Проблемы морского и континентального галогенеза. Тезисы докладов 4 Всесоюзного солевого совещания. Новосибирск, 1988, с. 59-60.

Анисимов Л.А., Московский Г.А. Интерпретация гидрогеологических данных по Прикаспийской впадине // Советская геология, 1989, № 5, с. 49-54.

Антонов П.Л., Гладышева Г.А., Козлов В.П. Диффузия углеводородных газов через каменную соль // Геология нефти и газа, 1958, № 20 (2), с. 47-49.

Атеев А.Е. Геологическая структура и методика разведки эксплуатируемых месторождений каменной соли СССР // Геол. и полез. ископаемых соленосных толщ. Киев, 1974.

Атрашкевич А.А., Соколов М.В., Фивег М.П. Разработка калийных месторождений Германии, США и Франции. Л.—М., 1952. 190 с.

Астахов А.А. Применение бишофита в агротехническом цикле возделывания подсолнечника // Материалы научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона». 2001, с. 111-113.

Атрашкевич А.А., Соколов М.В., Фивег М.П. Разработка калийных месторождений Германии, США и Франции. Л.—М., 1952.

Багаутдинов Р.З., Конищев В.С. Сравнительная характеристика строения и нефтегазоносности соляных структур Припятской и восточной окраины Прикасп. Впадины // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Багаутдинов Р.З., Конищев В.С. Сравнительная характеристика строения и нефтеносности соляных структур Припятской и восточной окраины Прикасп. впадины // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Балуховский Н. Ф. Принципы генетической классификации соляных диапиров в связи с прогнозированием глубинной нефтегазоносности // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Баталин Ю.В., Касимов Б.С. О направлении прогнозных исследований на ископаемые отложения содового типа. В кн. «Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождения горнохимического сырья СССР». М., «НЕДРА», 1971. С.284-253.

Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения природной соды условия их образования. М., «НЕДРА» 1973, 206с.

Баталин Ю.В., Свидзинский С.А. Перспективы освоения калийных месторождений Волгоградской области и основные проблемы разработки броммагниевого сырья – бишофита. Материалы научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона». Волгоград 2001. С. 63-69.

Белкин В.В. Мониторинг геологической среды Верхнекамского соленосного бассейна. Березники. 2006.

Белоножко В.С., Бурунков В.А., Файницкий С.Б., Писаренко Ю.В. Литология и корреляция // Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы. Саратов, 1977. С. 154-167.

Белоусов В.В. Общая геотектоника. М.-Л., 1948.

Бельтюков Г.В., Петруха В.Н. Гидрохимические закономерности формирования конденсационных рассолов в калийных рудниках Верхнекамского месторождения // Геохимия, 1978, № 4, с. 615-622.

Бельтюков Г.В. Карстовые и гипергенные процессы в эвапоритах. – Автореф. Дисс.... д-ра геол.-минер. Наук. Пермь, 2000. 42 с.

Богданов А.А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья // Мат-лы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. 1947. Вып. 7.

Бондарчук Г.К., Бегалиев У.К., Бондарчук Л.С. Некоторые особенности строения солянокупольных структур центральной Эмбы // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Борисенков В.И. Зоны вторичной минерализации на Стебникском калийном месторождении и возможность выделения среди них участков опасных для рудника // Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4, с. 121-124.

Борисенков В.И. К вопросу о причинах возникновения в калийной залежи разубоженных участков и проблема их прогнозирования // Материалы Всесоюзной научно-технической конференции молодых геологов. Л., "Химия", 1969, с. 179-181.

Борисенков В.И. Минералого-геохимические параметры галогенных толщ // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, «Наука», 1990, с. 3-16.

Борисов В.А. и др. Исследование тампонажных материалов в условиях калийных месторождений // Там же. 1969, Вып. LI.

Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., 1965.

Бочкарева В.А., Садыков Ж.С., Джангирьянц Д.А. Подземные воды Прикаспийской впадины и ее восточных обрамлений. Алма-Ата, Наука, 1973, 228 с.

Бражников Г.А. Тектоника бортовой зоны Прикаспийской впадины в пределах Волгоградской области // Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов, 1965.

Бражников Г.А. и др. Структурный план западной окраины Прикаспийской впадины // Вопросы геологии и нефтегазоносности Волгоградской области. М., 1965.

Бражников Г.А., Ермаков В.А., Пескова А.Я., Одолев О.Г. Взаимоотношения структурных планов надсолевого и подсолевого комплексов Приволжской моноклинали // Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. М., 1970.

Бровар И. М., Лата И. Г., Шмаис И. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности надсолевых отложений Северного междуречья Урал — Волга. М., 1971.

Быстрицкая П.М., Грекова Н.В. Особенности тектонического строения юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба // Геолого-геофизические исследования в Нижнем Поволжье, ч. 1, Саратов, 1973.

Буялов Н.И. Соляные купола Урало-Эмбенской области и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Большая Эмба, М., 1937.

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., 1962.

Валяшко М.Г. Физико-химический анализ процесса выщелачивания сложных калийных пород // Литология и полезные ископаемые, 1968, № 1, с. 70-80.

Валяшко М.Г. Геохимические условия формирования отложений тахгидрита // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., 1975, с. 297-311.

Валяшко М.Г. Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор при исследовании соляных месторождений // Бром в соляных отложениях и рассолах. М., Изд-во МГУ, 1976, с. 5-9.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К. Специфика условий формирования отложений заключительных стадий галогенеза // Основные проблемы соленакпления. Новосибирск, Наука, 1981, с. 45-48.

Валяшко М.Г., Мандрыкина Т.В. Бром в соляных отложениях, как генетический и поисковый признак // Труды ВНИИГалургии, вып. XXIII, 1952, с. 54-93.

Валяшко М.Г., Соловьева Е.Ф. О кристаллизации силвина при испарении морской воды // Труды ВНИИГалургии, вып. XXV, 1953, с. 159-171.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Салыков Л.З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1966, 73 с.

Валяшко М.Г., Борисенков В.И., Волкова Н.Н. Экспериментальное изучение взаимодействия хлоркальциевых рассолов с сульфатными солями галогенных отложений // Геохимия, 1973, № 8, с. 1220-1229.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Гребенников Н.П., Ермаков В.А. К генезису калийных солей и бишофита соляных отложений Приволжской моноклинали // Бром в соляных отложениях и рассолах, как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М., 1976. С. 436-453.

Валяшко М.Г., Петрова И.С. Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов при оценке генезиса калийных солей // Бром в соляных отложениях и рассолах. М., Изд-во МГУ, 1976, с. 418-427.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Ермаков В.А., Гребенников Н.П. К вопросу о формировании соляных отложений Приволжской моноклинали // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Из-во Саратовского ун-та. 1978. С. 137-139.

Валяшко М.Г., Жеребцова И.К., Жарков М.А. Геохимические особенности калийно-магнєвых отложений Приволжской моноклинали и вопросы их формирования // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. Элиста, 1979, вып. 6.

Васильев Ю.М. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах. М., 1968.

Васильев Ю.М. и др. Особенности соляного тектогенеза Прикаспийской впадины в связи с ее нефтегазоносностью // Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Киев, 1969. Ч. 2.

Вахрамеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГалургии. 1956. Вып. 32.

Вахрамеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения // Бром в соляных отложениях и рассолах — М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 27-48.

Верховцев В.А., Копнин В.И. Макроскопическое изучение текстуры и структуры соляных пород для оценки гидрохимического развития солеродного бассейна // Галогенные формации Украины и связанные с ними полез. ископ. Киев, 1971.

Ветров Ю.И. Строение соляного ядра Роменского купола и перспективы поисков калийных солей // Перспективы поисков полез. ископ. в Днепровско-Донецкой впадине. Киев, 1974.

Виноградова Н.Г., Ощепков К.Ф. О геологическом строении пермских сульфатно-галогенных отложений северо-восточной части Приволжской моноклинали // Вопр. геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья. Волгоград. 1969. С. 143-147.

Войновский-Кригер К.Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости // Бюлл. МОИП. Отделение геол. 1948. № 6.

Войновский-Кригер К.Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 1.

Войновский-Кригер К.Г., Паталаха Е.И. Складки ламинарного течения в динамометаморфизованных породах среднего палеозоя Успенской зоны смятия (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 2.

Воробьев Н.К., Диаров М.Д., Тухфатов К. Роль гергентового горизонта в корреляции геологических разрезов отдельных куполов Прикаспия. — Вестник АН КазССР, 1962, № 20 (211).

Высоцкий Э.А. Эвапориты Беларуси: обстановки накопления и литофации. - автореф. дисс., докт. геол.-минер. Наук. Минск. 1997. 38 с.

Высоцкий Э.А., Кислик В.З. Этапы накопления бишофита в истории Земли // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986, т. 61, вып. 6. С. 100-105.

Габриэлян А.Г. и др. Тектоническая схема Волгоградской области // Геология нефти и газа, 1962. № 2.

Гемп С.Д. О возможных причинах хлоридного галогенеза // Общие проблемы галогенеза. М., Наука, 1985, с. 48-59.

Гипсометрическая карта поверхности фундамента Прикаспийской впадины и Устьюрта (под ред. Н.В.Неволина). М. 1974.

Говердовский Е.А., Левина В.И., Попов С.В. Перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Астраханско-Калмыцкого Прикаспия и основные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ // Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Поволжья. Саратов, 1977, вып. 2.

Голов А.А. Закономерности пространственного размещения открытых соляных куполов Прикаспийской впадины // Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Киев, 1969. Ч. 2.

Головин Б.А., Кожевников С.В., Московский Г.А. Анисимов Л.А. прогнозирование нефтегазоносности глубокозалегающих подсолевых отложений по результатам изучения включений в минералах галогенных пород // Нетрадиционные методы геохимических исследований на нефть и газ. М. 1989. С. 120-123.

Голубев Б.М. Роль последнего течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГалургии. Л., 1972. Вып. 60.

Гончаренко О.П. Физико-химические условия формирования кунгурских калийно-магневых руд прибортовой зоны Прикаспийской впадины. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Львов, 1986, 16 с.

Гончаренко О.П., Московский Г.А. Условия образования солей заключительных фаз галогенеза по включениям в минералах (западная часть Прикаспийской впадины) // Геохимия и термобарогеохимия эндогенных флюидов. Львов, «Наукова Думка», 1988. С. 131-137.

Гончаренко О.П. Бороносность пермской галогенной формации Прикаспийской впадины. Саратов. Изд. СГУ. 2004. 93 с.

Горбов А.Ф. Прикаспийский калийный бассейн // Месторождения калийных солей СССР. Л. 1973. С. 70-104.

Горфункель М. В., Слепакова Г. И. Механизм формирования соляных куполов юго-востока Прикаспийской впадины // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Гофман-Захаров П.М. Проектирование и сооружение подземных резервуаров нефтехранилищ. Киев, Будивельник, 1973, 224 с.

Гребенников Н.П., Ермаков В.А. О некоторых закономерностях распространения калийных и магниевых солей в западной части Прикаспийской впадины // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск. 1980. Вып. 439. С. 66-67.

Данилович В.Н. Некоторые вопросы, связанные с проблемой складчатости напластований // ДАН СССР. Нов. сер. Т. 68. 1949. № 3.

Даумов С.Г. и др. Строение и перспективы нефтегазоносности соляных валов северной бортовой зоны Прикаспийской впадины // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Деревягин В. С., Седлецкая Н. М. Минералогия, петрография и геохимия пород Эльтонского месторождения калийных солей // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978. Вып. 17.

Деревягин В.С., Морозов Л.Н., Свидзинский С.А. Строение и особенности формирования галогенной толщи Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей // Литол. и полезн. Ископ. 1979. №1.

Деревягин В.С. Палеотектонические и палеогеографические условия соленакопления на территории Северного Прикаспия в нижнепермскую эпоху // Тез. докладов 2 Всесоюз. солевого совещания. Новосибирск, 1979. Т. 1.

Деревягин В.С. Палеотектонические и палеогеографические условия соленакопления на территории Северного Прикаспия в нижнепермскую эпоху // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск, 1981.

Деревягин В.С., Седлецкий В.И. Гребенников Н.П., Ермаков В.А., Свидзинский С.А. Бишофиты Нижнего Поволжья. Ростов-на-Дону, изд-во РГУ, 1989, 95с.

Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Макаров А.С., Киселенко О.М. Хлоридная минерализация соляной толщи и литолого-фациальные особенности пластов калийных и магниевых солей Приволжской моноклинали // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, Наука, 1990 с. 77-83.

Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Седлецкий В.И. Ковальский Ф.И., Макаров А.С., Федин О.В. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия. Ростов-на-Дону, 1981, 400 с.

Деревягин В.С., Седлецкий В.И., Ермаков В.А., Гребенников Н.П., Свидзинский С.А., Бишофиты Нижнего Поволжья. Ростов-на-Дону. 1989, 96 с.

Деревягин В.С., Свидзинский С.А., Макаров А.С., Киселенко О.М. Хлоридная минерализация соляной толщи и литолого-фациальные особенности пластов калийных и магниевых солей Приволжской моноклинали // Условия образования месторождений калийных солей. – Новосибирск: Наука, 1990. С. 77-83.

Джиноридзе Н.М. и др. Новые данные о мезоскладках в соленосных отложениях Голыни Калуж-Голынского месторождения калийных солей // Тр. ВНИИГалургии. Л., 1972. Вып. 60.

Джиноридзе Н.М. и др. Геология восточного поля Голыни Калущ-Голынского калийного месторождения // Тр. Г-1 ИИГалургия. Л., 1973. Вып. 64.

Джиноридзе Н.М., Киселева О.В., Ковалевич В.М., Кузнецов Н.В., Мелкова Н.В., Павленский А.Н., Поликарпов А.И. К проблеме происхождения зон «замещения» в пределах Верхнекамского месторождения // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 165-174.

Джиноридзе Н.М., Аристархов М.Г., Поликарпов А.И. и др. Петротектонические основы безопасности эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей – СПб, Соликамск, 2000. 400 с.

Джумагалиев Т.Н. и др. Классификация локальных положительных структур западной части Прикаспийской впадины // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Диаров М.Д. Особенности седиментации калийных солей Прикаспийской впадины // Пробл. геол. Запад. Казахстана. Алма-Ата. 1971.

Диаров М.Д. К вопросам стратиграфии галогенных отложений Прикаспийской впадины // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978. Вып. 17.

Диаров М.Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. Труды КазНИГРИ. М. 1974, 129 с.

Диаров М.Д. К вопросам стратиграфии галогенных отложений Прикаспийской впадины // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978. Вып. 17.

Диаров М.Д., Тухфатов К., Утарбаев Г. Перспективы обнаружения промышленных месторождений горно-химического сырья на территории Северного Прикаспия и методика их поисков // Геол. и полез. ископ. Калм. АССР. 1979. Вып. 6.

Дмитриев М.М. и др. Геологические и методические результаты изучения подсолевой структуры бортовой зоны Прикаспийской впадины на территории Саратовской области // Состояние и задачи разведочной геофизики. Саратов. 1970.

Дорохов В.Я. Озинское месторождение калийно-магниевого солей // За недр Волго-Каспия. Саратов. 1940. Вып. 1.

Дубинина В.Н. К вопросу о генезисе сильвина // ДАН СССР. Т. 80. 1951. № 2.

Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения // Материалы по петрографии районов соленакпления. Л.: Госхимиздат, 1954. С. 3-128. (Тр. ВНИИГалургии, вып. 29).

Еланский Л.Н., Бархатова З.С., Толстова В.А. Глубинное геологическое строение Куйбышевской области. — Труды КНИИНП, сб. геофизики. Куйбышев, 1963, вып. 18.

Ермаков В.А. Особенности надсолевой гидрохимической толщи перми на территории Волгоградского Поволжья // Советская геология. 1971, № 2. С. 145-150.

Ермаков В.А. К методике выявления дизъюнктивных нарушений и поисков нижнепермских структур // Тр. ВНИИНГП. Волгоград, 1969. Вып. 14.

Ермаков В.А., Гребенников Н.П. Закономерности строения бишофитовых залежей соленосной толщи Нижнего Поволжья и палеогеографические условия их накопления // Проблемы соленакпления, Новосибирск. 1977, т. 2. С. 40-45.

Ермаков В.А., Исаев А.Я., Гетманова Е.И. Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа. Волгоград. 1968, № 5. С. 33-38.

Ермаков В.А., Ковальский Ф.И., Гребенников Н.П. Постседиментационное выщелачивание солей и особенности его проявления в разрезе Приволжской моноклинали // Проблемы соленакпления. Новосибирск, 1977, т. 2, с. 45-49.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М., 1974.

Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск, 1978, 272 с.

Жарков М.А. Проблемы эволюции эвапоритового осадконакопления // Осадочные формации и условия их образования. Новосибирск. 1984. С. 3-13.

Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А., Гребенников Н.П., Ермаков В.А., Аксенов Л.Л. Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск. 1980. Вып. 439. С. 4-32.

Жарков М.А., Гребенников Н.П., Ермаков Г.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А., Аксенов Л.Л. Особенности строения бишофитовых горизонтов Нижнего Поволжья // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. 1979. Вып. 6. С. 56-58.

Жеребцова И.К., Ермаков В.А., Гребенников Н.П., Золотарева В.А. Закономерности размещения и особенности состава калийных и бишофитовых солей Приволжской моноклинали // Соленосные формации и практическое значение их изучения, т. I. Новосибирск. 1979. С. 58.

Жеребцова И.К., Золотарева В.А., Пантелеева О.Д. Особенности формирования соляных отложений кунгура в северной части Приволжской моноклинали // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск. 1983. С. 84-86.

Жеребцова И.К., Золотарева В.А., Пантелеева О.Д. Геохимические особенности формирования соленосных отложений в северной части Приволжской моноклинали // Физико-химические закономерности осадконакопления в соленосных бассейнах. М. 1986. С. 21-34.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогенных впадин Русской платформы // Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М. 1964.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы // Труды ГИН АН СССР, вып. 232. М. 1972.

Зборовский А.Б. Итоги и перспективы использования природных факторов Волгоградского региона в медицинской практике // Материалы научно-практической конференции “Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона”. Волгоград. 2001. С. 94-99.

Знаменский В.В., Погребинский С.А. Нефтегазовая геология и геофизика. 1966, №9.

Иванов А.А. Внутриформационные тектонические брекчии некоторых ископаемых соляных залежей. — Труды ВСЕГЕИ. Л., 1950, вып. 2.

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

Иванов А.А. О пёстрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей // Геология месторождений калийных солей. – Л. 6 ВСЕГЕИ, 1963. С. 153-180. (Труды ВСЕГЕИ. Нов.сер. Т.99).

Иванов А.А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Новосибирск, 1965.

Иванов А.А. О некоторых вопросах формационной и стратиграфической терминологии в применении к галогенным отложениям // Литол. и полезн. ископ.. 1966. № 2.

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

Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., 1972, 328 с.

Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 232. Л., 1975.

Иванов Ю.А., Комиссарова И.Н., Эвентов Я.С. Особенности строения и происхождения нижнепермской соленосной толщи Северного Прикаспия // Проблемы соленакопления, т. II. Новосибирск. 1977. С. 16-26.

Иванкин А.В. Сейсмогеологические критерии прогнозирования рапосных горизонтов в пределах Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. Вып. 9. М., ВНИИОЭНГ, 1992, с.13-17.

Казанцев М.И. Кернометрия. Алма-Ата, 1966.

Калинко М.К. Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. – М., 1973. 132 с.

Казанцев О.Д., Ермаков В.А., Гребенников Н.П. К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья // Советская геология. 1974 № 7. С. 124-132.

Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Комиссарова И.Н. Палеогеографические и палеотектонические условия формирования кунгурской соленосной формации Прикаспийской впадины и ее влияние на размещение залежей нефти и газа // Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск, Наука, 1982, с.40-47.

Кислик В.З., Лупинович Ю.И., Ерошина Д.М. Периодичность осадкообразования галогенной формации Припятской впадины. — В кн. «геология и петрография калийных солей Белоруссии». Минск, 1969.

Китык В.И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев. 1970.

Ковалевич В.М. Каменная соль высаливания в миоценовых галогенных отложениях Восточного Предкарпатья // - Киев: Наукова думка, 1977. С. 48-53.

Ковалевич В.М. Физико-химические условия формирования солей Стебнижского калийного месторождения. Киев: Наукова думка, 1978. 99 с.

Ковалевич В.М. О генетической информативности включений в галите // Литология и полезные ископаемые. 1980, № 1, с.147-152.

Ковалевич В.М. Галогенез и химическая эволюция океана в фанерозое. Киев, Наукова думка, 1990, 154 с.

Ковальский Ф.И. К проблеме соляной тектоники Прикаспийской впадины // Вопросы геохимии Прикаспия. Саратов. 1974.

Ковальский Ф.И., Свидзинский С.А., Гребенников Н.П., Ермаков В.А., Музалевский М.М. Перспективы создания и развития калийно-магниевого промышленности в Нижнем Поволжье // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. 1979. Вып. 6. С. 122-131.

Кольцова В.В. Петрография, генетические типы разрезов нижнепермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья. Деп. в ВИНТИ 28.06.73. № 191/74. 1974. 133 с.

Кольцова В.В., Яржемский Я.Я. Материалы к петрографии пермских соляных отложений некоторых районов Волгоградского Поволжья // Труды ВНИИГа. 1969, вып. 54.

Комиссарова И.Н. Выделение калиеносных зон в пределах Прикаспийской впадины на основе палеотектонических данных // Тез. докладов 2 Всесоюз. солевого совещания. Новосибирск, 1979. Т. 1.

Копнин В.И. и др. Строение и корреляция галогенных отложений Соликамской впадины и прилегающих территорий // Осадочные породы и руды. Киев, 1978.

Копнин В.И. Эвапоритовое осадконакопление и калийный хлоридный рудогенез // Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов. Тезисы 5 Международного Всероссийского солевого совещания. Санкт-Петербург, 1994, с. 66-67.

Копнин В.И. Строение и генезис галитовых аномалий в калиеносных пластах южной части Верхнекамского месторождения калийных солей // Литология и полезные ископаемые, 1995, № 5, с. 500-512.

Кореньевский С.М. Новые данные о наличии разрывов в толщах соляных пород // ДАН СССР. Т. 89. 1953. № 3.

Кореньевский С.М. Геологическая характеристика соляных структур Верхне-тиманской впадины // Тр. ВНИИГалургия. 1959. Вып. 35.

Кореньевский С.М. Литостратиграфическая корреляция разрезов галогенных формаций различных типов и их дифференциация (с элементами палеогеографического контроля) // Осадочные породы и руды. Киев, 1978.

Кореньевский С.М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., 1966. 280 с.

Кореньевский С.М., Донченко К.Б. Геология и условия формирования калийных месторождений советского Предкарпатья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 99. 1963.

Коробов С.С. Некоторые новые данные по геологии Индерского поднятия // Тр. ВНИИГалургия. 1960. Вып. 40.

Коробов С.С., Кричевский Г.Н. Некоторые особенности разрезов и фаций кунгурского яруса Прикаспия // Условия образования и особенности нефтегазоносности соляных структур. Киев, 1966.

Коробов В.И. Результаты применения бишофита в технологиях возделывания сельскохозяйственных культур // Материалы научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона». Волгоград. 2001. С. 109-111.

Коробов Д.С., Алешечкин О.И., Матлошинский Н.Г. Особенности проявления соляной тектоники в пределах северной части Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью отложений надсолевого комплекса // Вопросы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. Геолого-геохимические исследования и направление поисково-разведочных работ на нефть и газ в нижнем Поволжье. Изд-во Саратовского ун-та. 1986, с.27-35.

Королева Т.А. Современные направления применения агроруд в растениеводстве Волгоградской области. // Материалы научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона». Волгоград. 2001. С. 74-77.

Косыгин Ю.А. Тектоника нефтеносных областей. М., 1958. Т. 1.

Косыгин Ю.А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей // Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 29.

Кудельский А.В. Шиманович В.М., Махнач А.А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазонасного района. Минск, 1985, 223 с.

Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей // Пермь: Изд-во ОГУП «Соликамская типография», 2001. 430 с.

Кузнецова М.М. Объекты и методика поисково-разведочных работ на нижнепермскую нефть и газ в дальнем Саратовском Заволжье // Геолого-геофизические исследования в Нижнем Поволжье, ч. 2. Саратов. 1973.

Кузьмин Ю.А., Магретова М.Д. Структурная зональность соляных куполов Прикаспийской впадины // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М. 1975.

Куликов В.М., Николаев С.И., Саломатин В.В. Использование бишофита в кормлении животных // Материалы научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона». Волгоград. 2001. С. 100-105.

Левин Л.Э. Тектоническое строение Саратовско-Волгоградского Поволжья // Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.

Лобанова В.В. К характеристике минералогического состава гидрохимической толщи Челкарского поднятия // ДАН СССР, т. 118. 1958, № 6.

Лобанова В.В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир // Тр. ВНИИ Галургии, 1960, вып. 40, с. 116-127.

Ломако П.М. Перспективы газонефтеносности северо-западной и юго-западной частей Прикаспийской впадины и ее обрамления, по данным глубокого бурения // Бортвая зона Прикаспийской впадины. Саратов. Труды НВ НИИГТ, вып. 13. 1969.

Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Седун Э.В., Шабловская Р.К. Структурно-текстурные особенности сильвинитов западной части Припятской впадины // Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, 1969, с. 245-275.

Лупинович Ю.И., Кислик В.З. Петрографическая характеристика пород калийных горизонтов западной части Припятской впадины // Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск, Наука и техника, 1970, с. 152-167.

Макаров А.С., Деревягин В.С., Кисиленко О.М., Свидзинский С.А. Литолого-фациальные особенности пластов хлоридных калийных и магниевых солей Приволжской моноклинали // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск. 1988. С. 116-117.

Макаров А.С., Седлецкий В.И., Свидзинский С.А. Условия формирования и особенности размещения калийно-магниевых солей западной части Северного Прикаспия // Общие проблемы галогенеза. М. «Наука». 1985. С. 202-209.

Махнач А.А. Катагенез подземные воды. Минск, Наука и техника, 1989, 335 с.

Машкович К.А. Методика поисков и разведки нефти и газа в Саратовском Поволжье. М. 1961.

Мизинов Н.В. и др. Тектоническое районирование Калмыцко-Астраханского Прикаспия // Сов. геология. 1972, № 2.

Мизинов Н.В. и др. Перспективы геолого-разведочных работ на нефть и газ в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1974, № 4.

Мизинов Н.В. и др. Результаты нефтегазописковых работ геологического управления за 9-ю пятилетку и их дальнейшее развитие в 1976-1980 гг. // Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Поволжья. Саратов. 1977, вып. 2.

Милеев В.С. Будинаж как индикатор интенсивности и условий складкообразования // ДАН СССР. Т. 214. 1974. № 2.

Мирчинк М.Ф. и др. Новые данные о геологическом строении кряжа Карпинского и прилегающих территорий // ДАН СССР, т. 154, 1964, № 6.

Морозов Л.Н. Основные генетические разновидности сильвинитов как критерий корреляции калийных горизонтов в хлоридных и сульфатно-хлоридных галогенных формациях // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, Наука, 1986, с. 106-110.

Морозов Л.Н. Особенности гипергенных изменений галогенных пород и значение их исследований для практики разведки солянокупольных калийных месторождений // Общие проблемы галогенеза. М., Наука, 1985 с. 112-120.

Морозов Л.Н., Седлецкая Н.М., Аношин Л.В., Свидзинский С.А. Строение калиеносных интервалов Эльгонского месторождения // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, Наука, 1980, с. 47-59.

Морозов Л.Н., Третьяков Ю.А. Особенности формирования литофаций в краевых зонах калийных бассейнов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М., Наука, 1986, с. 121-128.

Московский Г.А. Исследования физико-химических условий седиментации кунгурских галогенных отложений западной части Прикаспийской синеклизы по включениям в минералах. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Москва, 1983, 19 с.

Московский Г.А. Ритмостратиграфическое расчленение разреза кунгурских галогенных пород на северо-западе бортовой зоны Прикаспийской впадины (по составу включений в галите) // Геология Южного Урала и Поволжья. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1983, с. 46-55.

Московский Г.А. Физико-химические закономерности кунгурского галогенеза в Прикаспийской впадине (по включениям в галите). Депонирована в ВИНТИ 20.06.1988, № 4827-В 88, 14с.

Московский Г.А. Признаки подземного выщелачивания хлоридных калийных и калийно-магнєвых солей // Состав и условия образования морских и континентальных формаций. Новосибирск: Наука, 1991, с. 64-67.

Московский Г.А. О неустойчивости гидрохимического режима галогенеза при переходе от галитовой стадии к калийной // Геологические науки-97. Тезисы докладов научной конференции геол. фак. и НИИГеологии Саратовского ун-та, 1997, с.9.

Московский Г.А. Пермский галогенез Прикаспия. Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. Воронеж, 2000, 36 с.

Московский Г.А., Сиротин К.М. Использование результатов изучения включений в минералах солей для выяснения условий седиментации и расчленения разрезов (районы Эльтона, Баскунчака и северо-западной части прибортовой зоны Парикаспийской синеклизы) // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск, Наука, 1981, с 44-52.

Московский Г.А., Головин Б.А., Горяинов В.А. Опыт изучения включений в минералах по керну и шламу (районы прибортовой зоны и центральной части Прикаспийской синеклизы) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск, Наука, 1982, с. 115-119.

Московский Г.А., Головин Б.А. Способ прогнозирования калийной и калийно-магнєвой минерализации. А.С. СССР 913315. Бюлл. изобретений № 10. 1982.

Московский Г.А., Сиротин К.М., Ковальский Ф.И. Физико-химические условия галогенной седиментации в западной части Прикаспийской синеклизы по результатам изучения включений в минералах солей // Тезисы докладов 27 Международного геологического конгресса. М., 4-14 августа 1984, т. 2, с. 141-142.

Московский Г.А., Петриченко О.И. Способ прогнозирования калие-магнєности галогенных отложений. А.С. 1272297 СССР. Бюлл. изобретений № 43, 1986.

Московский Г.А., Гончаренко О.П. Основные черты геохимии кунгурского галогенеза в западной части Прикаспийской впадины (по включениям в минералах). Депонировано в ВИНТИ 16.11.1989, № 4072-В90, 198 с.

Московский Г.А., Анисимов Л.А. Хлоркальциевые рассолы соленосных отложений Прикаспийской впадины // Геохимия, 1991, № 6, с. 898-902.

Московский Г.А., Локтионов С.П. Кунгурский галогенез в Прикаспийской впадине на галитовой стадии (палеогидрохимия бассейна). Депонирована в ВИНТИ 24.03.1995 № 808-В95. 23с.

Московский Г.А., Анисимов Л.А., Головин Б.А. Включения газов в минералах галогенных отложений Прикаспия // Проблемы изучения биосферы. Тезисы Всероссийской конференции. Саратов, 1996, с. 74-75.

Московский Г.А., Свидзинский С.А. Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия // Советская геология, 1989, №5. С.49-54.

Московский Г. А., Сиротин К. М. Использование включений в минералах солей для выяснения условий седиментации и расчленения разрезов (районы Эльтона, Баскунчака и северо-западной части прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы)//Тез. Докладов 2 Всесоюз. солевого совещания. Новосибирск, 1979. Т. 1.

Московский, Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Писаренко Ю.А. Пермский галогенез Прикаспия. Часть 1. Гидрохимия галитовой стадии. Изд. «Научная книга». Саратов. 2003. 59 с

Московский Г.А., Гончаренко О.П. Пермский галогенез Прикаспия. Часть 2. Гидрохимия заключительных стадий и условия постседиментационных преобразований солей. Изд. «Научная книга». Саратов. 2004. 87 с.

Московский Г.А., Музалевская Л.В., Свидзинский С.А. «Особенности формирования элементарных седиментационных ритмов каменной соли в фациальных зонах пермского солеродного бассейна Прикаспия». Литология и полезные ископаемые. №1, 2008. С.66-72.

Московский Г.А., Свидзинский С.А., Петрик А.И. Условия формирования галогенных пород района Гремячинского месторождения сильвинитов. Известия Саратовского госуниверситета. Серия Науки о Земле. Вып 1, 2008. С. 78-85.

Московский Г.А., Гужиков А.Ю., Решетников М.В., Сорокин А.С., Свидзинский С.А. Отражение в петромагнетизме закономерностей распределения нерастворимого остатка по разрезу сильвинитового пласта Гремячинского месторождения. Известия Саратовского госуниверситета. Серия Науки о Земле. Вып 1, 2010. С. 54-60.

Наливкин В.Д. и др. Тектоника Волго-Уральской области // Труды ВНИГРИ. Л. 1956, вып. 16.

Неволин Н.В. Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., 1971.

Несмеянов Д.В. Тектоника и структурное районирование Волго-Донской территории и прилегающих с юга районов // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л. 1965, вып. 13.

Одолєев О.Г. Закономерности формирования западной части Прикаспийской впадины и Приволжской моноклинали // Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья. Волгоград. 1972.

Одолєев О.Г., Аксенов А.А., Бражников Г.А. Особенности строения и генезис инверсионных структур // Геологическое строение и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. Элиста. 1973, вып. 2.

Ошакпаев Т.А. Челкарский соляной купол-гигант (Прикаспийская впадина). Алма-Ата, Наука, 1974, 183 с.

Паталаха Е.И. О некоторых закономерностях и причинах внутренней структуры диапировых куполов // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Паукер И.А., Свидзинский С.А. Открытие Эльтонского месторождения калийных солей // Разведка и охрана недр. 1970. № 8.

Петриченко О. И. Включения в минералах как источник информации об условиях солеобразования//Геол. и полез. ископ. соленосных толщ. Киев. 1974.

Петриченко О. И., Сливко Е. П. Физико-химические условия формирования галогенных образований Украины по данным изучения включений в галите // Международный геохим. конгресс. Тез. докладов. М., 1971. Т. 2.

Петриченко О.И., Ковалевич В.М., Шайдецкая В.С. О возможности использования жидких включений в галите для расчленения соленосных толщ // Осадочные породы и руды. Киев, 1978.

Петриченко О.И. Физико-химические условия древнего соленакопления и эпигенез галогенных осадков (по данным изучения включений в минералах). Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1982, 22 с.

Петриченко О.И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев, Наукова думка, 1988, 128 с.

Петриченко О.И. Эпигенез эвапоритов. Киев, Наукова думка, 1989, 63 с.

Петриченко О.И., Ковалевич В.М. К вопросу о закономерностях связи полезных ископаемых с эвапоритами морского генезиса // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 17-23.

Петриченко О.И., Ковалевич В.М., Перит Т.М. Закономерности изменения содержаний SO_4 и Ca в водах мирового океана в фанерозое; исследования включений в галите морских эвапоритов // Тез. Докл. IX Междунар. Конф. по термобарогеохимии. Александров. 1999 С. 174-176.

Пиннекер Е.В. Рассолы Ангара-Ленского артезианского бассейна: закономерности размещения, состав, динамика, формирование и использование – М., 1966. 332 с.

Писаренко Ю. А. и др. Результаты корреляции соленосной толщи северо-ападной части бортовой зоны Прикаспийской впадины // Пробл. соленакопления. Новосибирск, 1977. Т. 2.

Писаренко Ю.А., Файницкий С.Б., Белоножко В.С. и др. Корреляция соленосной толщи бортовой зоны северо-западной части Прикаспийской впадины в связи с поисками месторождений калийно-магнневых солей // Осадочные породы и руды. Киев. «Наукова думка». 1984. С. 81-84.

Писаренко Ю.А., Гончаренко О.П., Писаренко В.Ю., Киреенко О.С., Карпова Т.Г. Палеогеографические и тектонические условия формирования нижнепермской галогенной формации юго-восточной окраины Русской плиты. Известия Саратовского госуниверситета. Т.10. Серия Науки о Земле. Вып 2, 2010. С. 49-58.

Погребнов Н.И. Региональная тектоника Волго-Донской нефтегазоносной области // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов-на-Дону. 1965.

Протопопов А.Л., Петров В.Е. Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений) // Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981, с. 59-71.

Рабкин Ф.С. К универсальной классификации солянокупольных структур Прикаспийской впадины // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 1.

Разин Л.В. ЭПГ, Au, Ag, Редкоземельные и рудные элементы в промышленном сырье Нижневолжских месторождений бишофита. Известия секции наук о Земле РАЕН. Вып. 19, июнь 2010. С. 51-58.

Рауп О. Смещение рассолов: еще один механизм месторождений осадочных сульфатов и хлоридов // Первый Международный геохимический конгресс. Труды, т. 4, кн.1. М., 1973, с. 369-396.

Романов Ю.В. Ликвидация поглощения промывочной жидкости при бурении скважин на Эльтонском месторождении // Разв. и охрана недр. 1972. № 8.

Романов Ю.В. Нефтеэмульсионные соленые глинистые растворы в разведочном бурении // Экспресс информация ВИЭМС. 1973. № 9.

Романов Ю.В. Нефтеэмульсионные глинистые растворы для бурения скважин на калийных месторождениях // Разв. и охрана недр. 1974. № 1.

Романов Ю.В. Предупреждение и преодоление геологических осложнений при проводке скважин на калийных месторождениях Прикаспийской синеклизы // Геол. строение и полез. ископ. Нижнего Поволжья. Саратов, 1977.

Решитько Л.А. Минералогия нерастворимого остатка соляных пород Наримановской площади (Волгоградское Поволжье) // Проблемы морского и континентального галогнеза. Новосибирск. 1988, с. 72.

Розанов Л.Н. и др. Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы. М. 1965.

Свидзинский С.А. Применение метода графического построения геологических разрезов по скважинам с помощью биссектрис при работах на Эльтонском соляном куполе. // ОНТИ ВИЭМС. 1969. №1.

Свидзинский С.А. Сводный нормальный разрез северо-восточной, части Эльтонского соляного купола // Геол. и генезис месторождений горно-хим. сырья. Казань, 1971, (Тр. геол. ин-та. Вып. 33).

Свидзинский С.А. Применение метода кернометрии при поисках калийных солей на Эльтонском соляном куполе // Пробл. прогноза поисков и развед. месторожд. горно-хим. сырья СССР. М., 1971, 2.

Свидзинский С.А., Морозов Л.Н. Находки серы в кепроке Эльтонского соляного купола // Формационный метод в прогнозе и изучении месторожд. горно-хим. сырья. М., 1974.

Свидзинский С.А. и др. Корреляция разрезов и палеотектонические условия накопления кунгурской соляной толщи запада Прикаспийской впадины // Сов. геол. 1980. № 7.

Свидзинский С.А. и др. Сводный разрез галогенных образований Эльтонской структуры и принципы его корреляции // Пробл. соленакопления. Новосибирск, 1977. Т. 2.

Свидзинский С.А. Литолого-фациальный анализ галогенной толщи западной части Северного Прикаспия // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М. «Наука». 1986. С. 10-18.

Свидзинский С.А. Бишофитоносные пласты кунгурской галогенной формации Приволжской моноклинали // Высокомагнезиальное минеральное сырье. М. «Наука», 1991. С. 180-185.

Свидзинский С.А., Ковальский Ф.И., Аношин Л.В., Музалевский М.М. Результаты изучения калиеносности Приволжской моноклинали // Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. СО АН СССР. Новосибирск. 1983. С. 89-90.

Свидзинский С.А., Музалевский М.М., Ковальский Ф.И. Гремячинское месторождение сильвинитов // Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М. «Наука». 1986. С. 204-219.

Свидзинский С.А., Седлецкая Н.М., Деревягин В.С. Литологический разрез скважины Краснокутской // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск. 1988. С. 120.

Свидзинский С.А. Внутренняя тектоника солянокупольных структур и методы ее изучения. Ростов-на-Дону. Изд-во Ростовского университета, 1992, 160 с.

Свидзинский С.А. Состояние изученности и перспективы освоения крупной минерально-сырьевой базы калийно-магниевых-бромной промышленности в Нижнем Поволжье // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей (тезисы докладов VI соленосного совещания). Из-во "Соликамская типография". 2000. С. 210-214.

Свидзинский С.А. Проблемы изучения и освоения месторождений калийно-магниевых солей Нижнего Поволжья и пути их решения // Новые идеи в науках о Земле (тезисы докладов на V международной конференции). М. МГГА. 2001. С. 326.

Свидзинский С.А., Московский Г.А. Поволжский бишофитоносный бассейн. Изд. «Научная книга». Саратов, 2004. 104 с.

Свидзинский С.А., Московский Г.А. Методика поисково-разведочных работ на минеральные соли в условиях солянокупольных структур. Изд. Саратов. ун.-та, 2008. 76 с.

Седлецкий В.И., Деревягин В.С., Ковальский Ф.И., Свидзинский С.А. Проблемы геологических исследований соленосных отложений Северного Прикаспия // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. 1979. Вып. 6. С. 3-19.

Седлецкий В.И., Тихвинский И.Н., Свидзинский С.А., Ковальский Ф.И. Комплексное освоение минеральных богатств Северного Прикаспия – основа для развития химической промышленности и производства удобрений. Из-во Северо-Кавказского науч. центра высшей школы. 1985, № 3. С. 3-10.

Свищева М.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. М. 1961.

Севастьянов О.М. Рассолы Оренбургского газоконденсатного месторождения // Литолого-фациальные проблемы соленакпления. М., Наука, 1985, с. 140-152.

Сельский В.А. Соляные купола и их связь с нефтью. М.-Л., 1936.

Сиротин К.М., Московский Г.А. Опыт термобарогеохимического изучения соляных пород Эльтонского и Баскунчакского месторождений калийных солей и других районов Прикаспийской впадины. // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. 1979. Вып. 6.

Скок В.И. Графическое построение геологических разрезов скважин в складчатых пластовых месторожд. // Горн. журнал. 1933. № 9.

Скоров А.А. Суброзия и изменение минерального состава пород соляного ядра одного из куполов Прикаспийской низменности // Труды ВНИИ галургии, 1964. вып. 46. С. 98-109.

Скроцкий С.С. Следы вертикальной миграции углеводородов через соли на примере западной части Прикаспийской впадины // ДАН СССР, 1974, т. 217, с. 929-930.

Станкевич Е.Ф. Значение вод континентального стока в формировании пермских соленосных отложений Прикаспия // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978. В. 17.

Страхов Н.М. Геология кунгура Ишимбаевского нефтеносного района // Мат. к познанию геол. строения СССР. Нов. Сер. 1947. Вып. 5.

Слепакова Г.И. О продолжении Пачелмского авлакогена в Прикаспийской впадине // Геотектоника. 1977, № 3.

Слепакова Г.И., Черепанов Н.Н. Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным // Актуальные вопросы геологии и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 386. Л. 1976.

Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. М, Мир, 1988, 478 с.

Спасов А.А. Использование бишофита в производстве фармацевтических препаратов // Материалы научно-практической конференции «Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона». Волгоград. 2001. С. 88-94.

Станкевич Е.Ф. Значение вод континентального стока в формировании пермских соленосных отложений Прикаспия // Вопр. Геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов. 1978. В. 17.

Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В. Континентальный галогенез и связанные с ним полезные ископаемые (на примере соленосных отложений). В кн. «Геология и полезные ископаемые соленосных толщ», Киев, из-во «Наукова Дума», 1974, с. 156-162.

Судариков Ю.А., Каламбаров Л.В., Шафранов А.П. Особенности тектоники юго-запада Прикаспийской впадины // Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. М. 1970.

Тихвинский И. Н. Стратиграфическое положение калиеносных свит центральной и западной частей Прикаспийской впадины // ДАН СССР. Т. 211. 1973. № 3.

Тихвинский И. Н., Близов Б. И. Корреляция разрезов кунгурского яруса платформенной Башкирии и востока Среднего Поволжья с разрезом классического кунгура // Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь, 1973.

Тихвинский И.Н. Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской впадины // Советская геология, 1974, № 5, с. 44-54.

Тихвинский И.Н. Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне // Советская геология, 1976, № 2, с. 102-113.

Травникова Л.Г., Ерошина Д.М. Химический состав газов микровключений соляных пород Припятского прогиба // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М., Наука, 1985, с. 134-140.

Тхоржевский С.А. О соляной тектонике в Прикаспийской впадине. Сов. геология, 1970, № 10.

Урусов А.В., Кетат О.Б., Кольцова В.В. Стратиграфическая схема пермских и триасовых отложений Волгоградского Поволжья // Тр. ВНИИГП. М. 1962., в. 1.

Урусов А.В., Кетат О.Б., Кольцова В.В. Новые данные по стратиграфии и перспективам нефтегазоносности пермских и триасовых отложений Волгоградской области. М. 1964. Вып. 3.

Урусов А.В., Кетат О.Б., Кольцова В.В. Об открытии рифовых фаций в пермских отложениях Нижнего Поволжья // ДАН СССР, т. 160. 1965, № 5.

Утебаев Х. Особенности внутреннего строения солянокупольных структур Прикаспийской впадины // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978. Вып. 17.

Федоров Е.В. Генезис соленосных толщ Предкарпатья // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск, Наука, 1981, с. 113-120.

Фивег М.П. О некоторых задачах геологического изучения калийных месторождений // Вопр. геол. изучения агрономических руд. М., 1956.

Фивег М.П. Методика поисков калийных солей. Новосибирск. 1967.

Фивег М.П. О некоторых вопросах палеогеографии эпох соленакпления // Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 69-93.

Форш Н.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми // ДАН СССР, 1961, т. 137, № 1, с. 154-158

Фоменко К.Е. Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1972, № 4.

Фотиади Э.Э. О крупных элементах тектоники юго-востока европейской части СССР // Труды ВНИГРИ, нов.серия. 1956, вып. 96.

Халтурина И.И. О минералообразовании в галогенных породах // Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата. 1968.

Хедберг Х. Международный стратиграфический справочник. Пер. с англ. М., 1978.

Ходьков А. Е., Валукоис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., 1968.

Ходьков А.Е. Геологическая роль процессов подземного выщелачивания галогенных пород // Тр. ВНИИГалургии. Л., 1959, вып. 35, с. 474-485.

Ходьков А.Е., Ходькова С.В. Роль гипергенных процессов в генезисе Предкарпатских калийных месторождений // Вестник Ленинградского ун-та, серия геология и география, 1968, вып. 3. с. 13-22.

Храмой А.И. и др. Основные этапы развития кристаллического фундамента в бортовой зоне Прикаспийской впадины // Геология, нефтегазоносность и методика поисково-разведочных работ в Нижнем Поволжье. Тр. НВНИИГТ. Вып. 11. Саратов. 1969.

Храмой А.И. и др. Геоструктура терригенного девона северо-западного обрамления Прикаспийской впадины // Там же. 1969.

Хрушев Д.П. О возможности дифференцирования разновозрастных соляных толщ // Литол. и полез. ископ. 1967. № 1.

Хрушев Д.П. Литологическая корреляция разновозрастных соленосных толщ // Литолог. и полез. ископ. 1978. № 4.

Хрушев Д.П. Методика литологического дифференцирования соленосных толщ и ее использование для решения геологических задач // Осадочные породы и руды. Киев, 1978.

Цветков Д.В. Соляная тектоника Прикаспийской впадины и ее соотношение со структурами фундамента // Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата, 1973.

Чирвинская М.В. Основные принципы классификации локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (авлакогена). // Геол. и геохим. нефтяных и газовых месторожд. Киев, 1965.

Чирвинская М.В. и др. Типы соляных диапиров и их роль при формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины // Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Киев, 1966.

Чирвинский П.Н. Петрохимические отношения карналлитовых и сильвинитовых фаций в Верхнекамском месторождении // Зап. Всес. Мин. Об-ва, 1943, № 2, ч. 72, с. 44-50.

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1965, № 51.

Шайдецкая В.С. Физико-химические условия минералообразования в период катагенеза девонских соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины // Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск, Наука, 1991, с.74-79.

Шафиро Я.Ш. Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования // Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 47. 1972. № 6. С. 45-59.

Шафиро Я.Ш. Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления // Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 50. 1975 № 1. С. 22-39.

Шафиро Я.Ш. Строение и условия формирования нижнепермских галогенных отложений северо-западной окраины Прикаспийской впадины и ее обрамления // Проблемы соленакпления. Новосибирск. 1977, т.2. С. 32-36.

Шебалдин В.П., Александров В.И. О геологическом строении бортовой гравитационной ступени Прикаспийской впадины // Нефтегазовая геология и геофизика. 1973, № 8.

Шебалдин В.П., Пахомов И.Б., Русецкая Н.Н. Особенности геологического строения Северо-Западного обрамления Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности // Нефтегазовая геология и геофизика. 1976 № 5.

Эвентов Я.С., Милешина А.Г., Комиссарова И.Н. О нефтепроницаемости ископаемых солей (на примере Прикаспийской впадины) // Геология нефти и газа, 1971, № 4. С. 37-42.

Эвентов Я.С., Голов А.А., Иванов Ю.А., Комиссарова И.Н., Качарьянц С.Б., Такаев Ю.Г. Влияние соленосной толщи на распределение залежей нефти и газа в Прикаспийской впадине // Проблемы соленакпления. – Новосибирск: Наука, 1977, С. 83-90.

Эздрин М.Б. Новые вероятные зоны нефтегазоаккумуляции на юго-восточном склоне Русской платформы // Геология, нефтегазоносность и методика поисково-разведочных работ в Нижнем Поволжье. // Тр. НВНИИГТ, вып. 11. Саратов. 1969.

Юркив Н.И., Салех И.Ш. Использование природного бишофита в освоении топливно-энергетических ресурсов Волгоградской области // Материалы научно-практической конференции "Освоение и использование природных ресурсов Волгоградской области – путь устойчивого развития региона". Волгоград. 2001. С. 113-115.

Яржемский Я.Я. К вопросу о генезисе полигалита в калийных месторождениях // Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 29, с 223-259.

Яржемский Я. Я. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа // Литол. и полез. ископ. 1964. № 6.

Яржемский Я. Я. Петрографо-минералогические критерии корреляции соленосных толщ // Осадочные породы и руды. Киев, 1978.

Яцкевич С.В. и др. Стратиграфический разрез в наложенной мульде купола Каракудук // Геология нефти и газа, 1990. № 7. С.36-39.

Anissimov L., Moskovsky G. Brine Geochemistry of Permian Salt Formation: Pricaspian Depression. // XIII Int. Congress on Carboniferous-Permian (28 August-2 September, 1995). Krakow, 1995. P.7.

Anissimov L., Moskovsky G. Subsalt Prospect of Pricaspian Basin: from Post-Permian Geochemistry to Pre-Permian Geology // Extended Abstracts: 58th Conference and Technical Exhibition of EAGE (3-7 June, 1996 Amsterdam), 1996. Vol.2.P 557.

Anissimov L., Moskovsky G. Brine Geochemistry of Permian Salt rocks: Pricaspian Depression. Proceedings of the XIII International Congress on the carboniferous and permian. Part. 2. Warszawa, 1997. P. 7-13.

Anissimov L., Moskovsky G. Predicting hydrocarbon accumulation below deep Permian salt in the Pricaspian Basin: the use of shallow geochemical indicators // Petroleum Geoscience, 1998. Vol. 4/ P 1-6.

Atwater G. J. Gulf Coast Salt Dome Field Area//The Geol. Society of Amer., in special paper 88. 1968.

Baer C.A. Geological problems als Saskatchewan potash mining due to peculiar conditions during deposition of potash beds. In «Sump. on Salt, 4th. (A.H.Gogan, ed.). N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio, 1974, vol. 1. P. 101-118.

Baer C.A. Applied Salt Rock Mechanics I. The In Situ Behavior of Salt Rock. Elsevier, Amsterdam, 1977. 283 p.

Balk R. Structure of Grand Saline salt dome. Van Zandt Cotinty, Texas//Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1949. V. 33. № 11.

Balk R. Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberia and Vermillion Parishes, Louisiana//Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1953. V. 37, № 11.

Fulda E. Salztektunik. Zeitschr. deutsch//Ged. Gesellschaft. 1929. Bd. 79.

Fulda E. Der deutschen Salzlaporstaffen in den Alpen//Kali. 1938. H. 17 u. 18.

Gorgey R. Uber die alpinen Salzgesteine//Sitzungsberichte Akad. der Wissenschaften, 1914. Bd. 73. H. 8.

Hofrichter E. Stratigraphy and Structure of the Palangana Salt Dome. Duval County, Texas//The Geol. Society of America, inc. Special paper 88, 1968.

Hottewitz V. Zur Methodik der Untertagigen Kalisalzzerkundung Berichte der Geologischen Gesellschaft, 1962. Bd. 7, H. 3.

Hoy R., Foose R. M., O'Neill B. J. Structure of Winnifield Salt Dome. Winn Parish, Louisiana//Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 1968. V. 46. H. 8.

Kupfer D. Structure of Morton salt company mine, Weeks Island salt dome Louisiana//Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 1962. V. 46. H. 8.

Kupfer D. Relationship of internal to external structure of salt domes//Diapirism and Diapirs. Symposium. A. A. P. g., Tulsa, Oklahoma, 1968.

Lotze F. Steinsalz und Kalisalz. B., 1957. V. 1.

Mansfeld G., Lange W. The Texas — New-Mexico potash deposits//Univ. Texas Bull. 1934. H 3401.

Muehlberger W. R. Internal structur of the Grand Saline Salt dome, Van Zandt County, Texas//Texas Univ., Bur. Econ. Geol., Rept. Inv., 1959.№ 38.

Muehlberger W. R. Internal structure and mode of uplift of the Grand Saline Salt Dome, Van Zandt County, Texas, USA, in Structure of the earth's crust and deformation of rocks//Rept. of XXI Internat. Geol. congress. 1960.

Muehlberger W. R. Internal Structures and Mode of Uplift of Texas and Louisiana Salt Domes//The Geol. society of America, inc special paper 88, 1968.

Muehlberger W. R., Clabaugh P. S., Hightower M. L. Palestine and Grand Saline salt domes, eastern Texas, Geol. of the Gulf Coast and central Texas and Guidebook of Excursions//Houston Geol. Soc, 1962.

Murrey E. Salt structures of Gulf of Mexico basin — a review//Bull. of the Amer.Ass. of Petr. Geol. 1966. V. 50, № 3.

Potthoff A., Schulze F. Wirtschaftliche Beuziellung der Verfahren zum Abbau steller Kalilager Slatten//Kali und Steinsalz, 1974.

Pumpelly R., Dale T., Wolff G. Geology of the Green Mountains in Massachusetts//Geol. Surv., Monogr., 1894. H 3.

Richter-Bernburg G. Uber salinare Sedimentation//Z. Deutsch. Geol. Ges.1955. Bd. 105.

Richter-Bernburg G. Geology of Saline Deposits. Proc. Hanover Symp. 1968. (Earth sciences 7). Unesco, P, 1972.

Seidl E. Die pormische Salzlagerstatte im Graf—Moltke—Schacht in der Umgebung von Schonebeck//Arch. Lagerstättenforsch. 1914. Hi 10.

Shchettler H. The stratigraphical significance of idiomorphic quartz crystals in the saline formations of the Weser//Erms area north-western Germany. Unesco, 1972. Geol. of saline deposits. Proc. Hanover. Symp., 1968 (Earth sciences, 7).

Taylor R. E. Water—insoluble residues in rock salt plugs//Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 1937. V. 21.

Wagner W. Einpressungen von Salz in Spalten der oberelsassischen Salz- und Kalisalzablagerungen. Mitteil. geol. Landesans., Els.—Lothringen. 1916. Bd. 9. № 2.

Wagner W. Die tertiaren Salzlagerstatten im Oberrheintal — Graben.— Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1955. Bd. 105. № 4.

Свидзинский С.А., Московский Г.А., Петрик А.И.

**НИЖНЕПЕРМСКАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ.
ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ**

Подписано в печать 21.12.2011 г. Формат 60х90/16
Гарнитура «Times». Печать офсетная. Усл. печ. л. 17,5.
Тираж 300 экз. Заказ № 95 от 21.12.2011г.

Издательство ООО «СП-Принт»
410004, г. Саратов, ул. Астраханская, 43
тел.: (8452) 52-93-98
sp-print@renet.ru



9 785904 654191