

А. И. Кудряшов

**ВЕРХНЕКАМСКОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ
СОЛЕЙ**

МОСКВА
2013

Кудряшов А. И.
Верхнекамское месторождение солей. 2-е изд.,
перераб. – М.: ?, 2013. – ??? с.

Научное издание. В книге дана общая характеристика геологического строения Верхнекамского месторождения солей (стратиграфия, литология, тектоника, гидрогеология). Приведены результаты исследований верхней части подстилающей каменной соли, изменчивости минерального состава продуктивных пластов, строения и соотношения морфоструктурных и геохимических полей калийной залежи, систем субширотных структур Дуринской и Боровицкой площадей, структур малых форм (трещины, соляные жилы, будинажные отрывы, кинкбанды и др.), редких пород и минералов, органического вещества соляной толщи, элементов-примесей солей и газоносность.

Освещены условия накопления и факторы эпигенеза солей Соликамской впадины. Дан детальный анализ гипотез образования каменной соли зон замещения и пестрых сильвинитов месторождения. Рассмотрены процессы деструкции месторождения (карст). Раскрыта роль подземных вод в эпигенезе солей месторождения, освещена природа внезапных выбросов соли и газа, а также причины и механизмы деформации соляных пород.

Проведен обзор основных геологических задач освоения ресурсов Верхнекамского месторождения солей.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся изучением геологии и освоением месторождений ископаемых солей.

Табл. 89, илл. 253.

Рецензент Г.Г. Морозов, Заслуженный геолог Российской Федерации

Книга подготовлена и издана за счет средств ОАО «Уралкалий»

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
Глава 1 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВКМС	9
1.1. Общие сведения о месторождении	10
1.2. Стратиграфия и литология	13
1.3. Тектоника	31
1.3.1. Структурно-тектоническое положение ВКМС	31
1.3.2. Пликативные структуры	34
1.3.3. Разрывные нарушения	41
1.4. Гидрогеология	56
Глава 2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ	76
2.1. Строение верхней части ПдКС	76
2.2. Изменчивость минерального состава продуктивных пластов	89
2.3. Строение и соотношение геологических полей калийной залежи	103
2.4. Субширотные структуры месторождения	115
2.5. Структуры малых форм	125
2.6. Редкие породы и минералы соляной толщи.	134
2.7. Элементы-примеси солей	156
2.8. Органическое вещество	215
2.9. Газоносность	223
Глава 3. ОНТОГЕНЕЗ ВКМС	234
3.1. Терминология и особенности соляных отложений	234
3.2. Условия соленакопления	256
3.3. Факторы эпигенеза солей	297
3.4. Проблема генезиса зон замещения и пестрых сильвинитов	302
3.5. Разрушение соляной толщи (карст)	315
3.6. Причины и механизмы деформации соляной толщи	324
3.7. Природа внезапных выбросов соли и газа	345
3.8. Роль подземных вод в эпигенезе месторождения	356
Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	387
ЛИТЕРАТУРА	436
ПРИЛОЖЕНИЯ:	439
1. Краткая характеристика разломов ВКМС	439
2. История открытия и освоения ВКМС	441
3. П.И. Преображенский	445
4. Библиография по геологии ВКМС	453
SUMMARY	456



ПРЕДИСЛОВИЕ

Уважаемый читатель!

Перед Вами второе издание книги А.И. Кудряшова «Верхнекамское месторождение солей». Первое издание, вышедшее в 2001 году, давно стало библиографической редкостью, несмотря на довольно большой тираж для вроде бы узкоспециального произведения. Причина спроса на книгу А.И. Кудряшова кроется прежде всего в полноте и детальности освещения автором геологического строения уникального Верхнекамского месторождения, являющегося до сих пор единственным из разрабатываемых калийных месторождений в России.

В этой связи выход второго издания книги – событие, безусловно, востребованное геологическим сообществом.

Актуальность нового издания обусловлена еще несколькими факторами.

С середины нулевых мировая калийная отрасль находится в состоянии подъема, вызванному беспрецедентным ростом цен на минеральные удобрения. Не обошел стороной калийный «бум» и Верхнекамье. В настоящее время на месторождении в стадии освоения находятся четыре (!) участка. Строительство калийных предприятий на Усть-Яйвинской и Половодской площадках ведет ОАО «Уралкалий», на Палашерско-Балахонцевском участке – филиал ОАО «Ковдорский ГОК», входящего в группу «МХК «Еврохим», на Талицком – ЗАО «ВКК», учрежденное ОАО «Акрон». Несомненно, что книга А.И. Кудряшова может и должна послужить новым геологическим кадрам, принимаемым в компании, введением в геологию Верхнекамского месторождения.

Верхнекамское месторождение не только одно из крупнейших в мире по запасам солей, но и одно из самых изученных с позиций геологии и условий отработки. Как отмечает А.И. Кудряшов, в настоящее время «мы стоим на пороге создания полной модели образования, изменения и разрушения месторождения на основе историко-генетической увязки всех процессов, приведших месторождение к современному виду».

И автор уже заложил основы этой модели в третьей главе книги, названной «Онтогенез ВКМС».

В истории освоения Верхнекамского месторождения есть две трагические даты. Это аварии и затопления рудников БКПРУ-3 в 1986 г. и БКПРУ-1 в 2006 г. А.И. Кудряшов прекрасно понимает роль геологического фактора в происшедших событиях. Две из четырех первоочередных практических задач геологического обеспечения освоения ресурсов ВКМС, поставленные автором в четвертой главе книги, имеют целью повышение безопасности горных работ и защиту рудников от затопления.

А.И. Кудряшовым «расширены» границы Верхнекамского месторождения за счет включения в его состав не только калийной части, но и всей соляной залежи, в том числе за пределами контура калийных солей. Такой подход абсолютно правомерен с генетических позиций и является еще одним аргументом для принятия предлагаемого автором названия месторождения – «Верхнекамское месторождение солей».

Второе издание книги А.И. Кудряшова дополнено новым фактическим материалом, существенно переработано в разделах, посвященных разрывной тектонике и гидрогеологии, актуализировано с позиций геологических задач освоения месторождения. Наряду со стройностью и четкостью изложения, логикой и обоснованностью выводов, книга прекрасно иллюстрирована (250 рисунок!), что улучшает восприятие и запоминание материала.

Безусловно, что новая книга А.И. Кудряшова будет полезна всем, кто посвятил себя делу изучения и освоения месторождений ископаемых солей.

С. Квиткин,
заслуженный геолог Российской Федерации

ВВЕДЕНИЕ

Верхнекамское месторождение солей пока (до ввода в действие Гремячинского калийного комбината) остается единственной сырьевой базой калийной промышленности России. Необходимость второго издания книги «Верхнекамское месторождение солей» обусловлена рядом причин, наиболее важными из которых являются:

- книги первого издания (2001 г.) стали библиографической редкостью, и одновременно появились новые кадры геологической специальности на сформировавшихся в последнее время фирмах по освоению этого месторождения (ООО «ВКК», ООО «Ковдорский ГОК в г. Усолье»);
- появились новые публикации, освещающие геологическое строение месторождения, в их числе книга о разрывных нарушениях [153];
- по мнению автора, к рубежу веков изучение месторождения вышло из стадии простого накопления фактического материала и «точечного» генетического объяснения имеющихся геологических фактов. Сейчас мы стоим на пороге создания полной модели образования, изменения и разрушения месторождения на основе историко-генетической увязки всех процессов, приведших месторождение к современному виду.

Как ни странно, но за период от открытия месторождения (1925 г.) до настоящего времени (т.е. около 90 лет) его название еще не устоялось и в практике автора по этому поводу иногда имели место жесткие дискуссии. Впервые в печати этот вопрос был поднят Е.О. Корочкиной [136]. В названии месторождения она справедливо выделяет две составляющие — «географическую и компонентную». Примерно до 50-х годов прошлого столетия географическая составляющая названия была представлена двумя прилагательными: «Соликамское» (в различных вариациях) и «Верхнекамское» с постепенным вытеснением первого. Позднее в названии месторождения стала варьироваться лишь компонентная составляющая: Верхнекамское (далее просто В.) месторождение, В. месторождение калийных солей, В. калийное месторождение; В. месторождение солей; В. месторождение калийно-магниевого сырья; В. месторождение калийных солей, калий-

но-магниевого сырья и природных солей и природных рассолов. В соответствии с этим употреблялось и различное сокращенное название месторождения — ВКМ, ВКМС, ВКМКС, ВКМКМС и т.д.

Применение прилагательного «калийное» и словосочетания «калийных солей» в названии месторождения имеет исторические корни, поскольку изначально велись поиски именно сильвинитов, необходимых для производства калийных удобрений. Позднее стали добывать карналлитовую породу и каменную соль. Кроме того, в Государственном балансе по Верхнекамскому месторождению числятся запасы некоторых попутных компонентов (брома и рубидия). В связи с этим в его названии нет необходимости перечислять все виды полезных ископаемых месторождения. Главные виды полезных ископаемых месторождения — сильвинит, карналлитовая порода, смешанные хлоридные соли и каменная соль — являются солями. По этой причине название «Верхнекамское месторождение солей» и, соответственно, аббревиатура ВКМС являются наиболее подходящими со всех точек зрения.

Традиционно контур ВКМС проводится по контуру распространения его калийной залежи, что, на наш взгляд, не совсем верно. В настоящее время балансовые запасы каменной соли месторождения расположены в пределах контура калийной залежи, поскольку они были оценены по результатам детальной разведки отдельных участков развития калийно-магниевого сырья. Однако каменная соль соляной линзы месторождения, находящаяся за пределами калийной залежи, представляет собой гигантский сырьевой резерв для химической промышленности. В связи с этим в настоящей работе контур ВКМС проведен по контуру сплошного распространения каменной соли луневской пачки.

Основой для написания этой книги явилось первое издание. Наибольшие изменения внесены в разделы «Разрывные нарушения», «Гидрогеология» и «Геологические задачи освоения месторождения».

Автор благодарен сотрудникам ООО «НПФ «Геопрогноз» за помощь при оформлении работы.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ
ВКМС

1.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ

Верхнекамское месторождение солей (ВКМС) находится в пределах Пермского края, главным образом на левобережье р. Камы (рис. 1.1). В административном отношении оно находится в Чердынском, Красновишерском, Соликамском, Усольском и Добрянском районах, а также на территориях и подчиненных городам Березники и Александровску. Соляная толща месторождения, имеющая форму линзы площадью около 8,2 тыс. км², прослеживается в меридиональном направлении на 206 км, в широтном — до 56 км (рис. 1.2). Внутри контура соляной толщи расположена многопластовая залежь калийно-магниевых солей протяженностью 140 км при ширине до 41 км. Площадь основной части калийной залежи по внешнему контуру составляет 3,7 тыс. км².

Месторождение комплексное: на его базе ведется добыча сильвинитов (сырье для производства калийных удобрений), карналлитовой

породы (получение искусственного карналлита для магниевой промышленности) и рассолов (сырье для производства соды, энергетика и др.). Геологические запасы месторождения огромны и оцениваются по карналлитовой породе в 96 млрд т, по сильвинитам — 113 млрд т, по каменной соли — 4,7 трлн т.

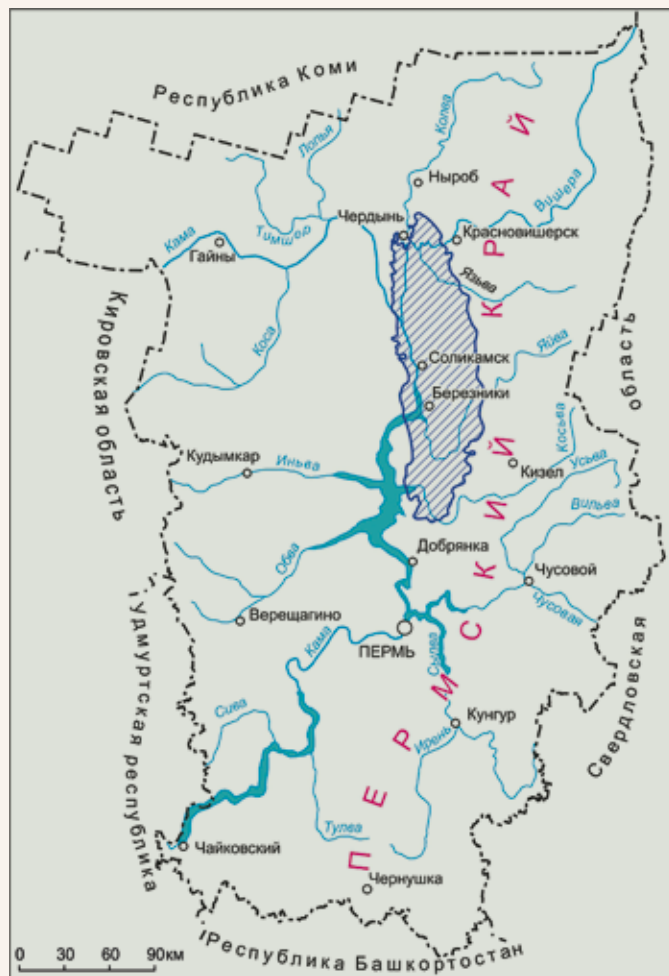


Рис. 1.1. Географическое положение ВКМС (штриховкой отмечена площадь развития соляной залежи)

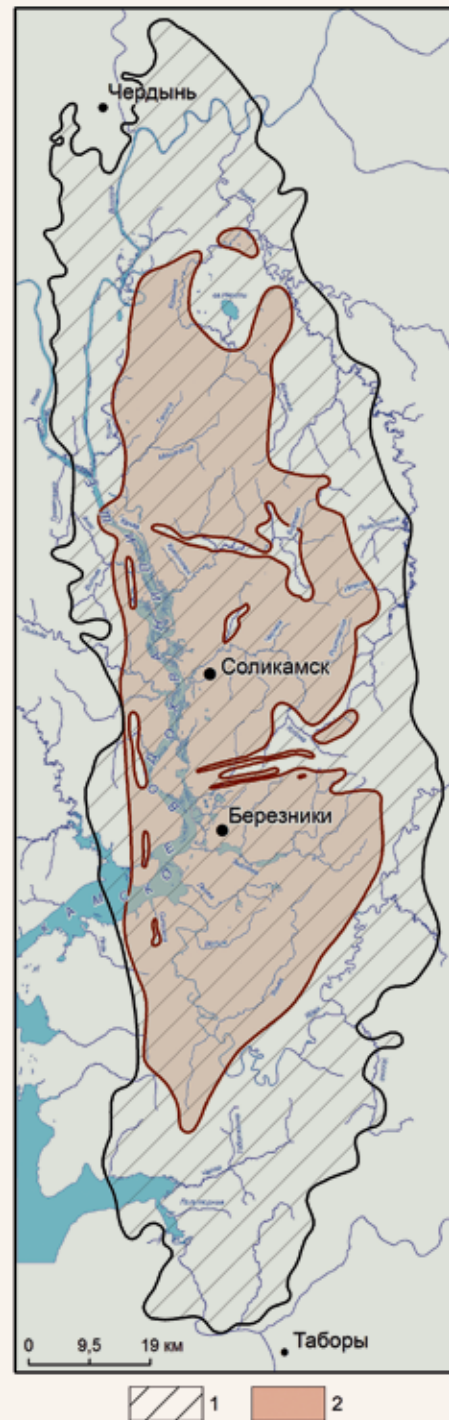


Рис. 1.2. Площадь распространения ВКМС



Рис. 1.3. Обзорная карта района ВКМС [214]

Район месторождения по степени расчлененности делится на две орографические зоны (рис. 1.3): низкую аккумулятивную равнину, включающую в себя долину Камы и участки долин низовой ее притоков, с абсолютными отметками от +108 м (урез воды Камского водохранилища) до +120 м, и возвышенную денудационную равнину (восток и юго-восток месторождения), расчлененную долинами мелких рек и ручьев, сетью логов. Абсолютные отметки рельефа этой зоны колеблются от +120 до +250 м. Максимальная высотная отметка рельефа находится в центральной части месторождения, в междуречье Усолка – Быгель – Легчим (в 1,7 км восточнее пос. Чашкинцы), и составляет +273 м.

Главным водотоком является р. Кама, протекающая в западной части месторождения. До широты г. Соликамска сказывается влияние подпора Камского водохранилища. Гидрографическая сеть района представлена, кроме Камы, реками Колва, Вишера, Язьва, Яйва, Косьва и их притоками. Основной источник питания рек – талые воды (более 60% годового стока), поэтому для рек характерны продолжительный ледостав, высокое весеннее половодье, низкая летняя и зимняя межень. В северной части ВКМС расположено мелководное (до 2,5 м) оз. Нюхти (длина – 3,4 км, ширина – 2,2 км).

В районе ВКМС хорошо выражены сезонные изменения характеристик климата: зима – холодная и продолжительная, с устойчивыми морозами, а лето – теплое и дождливое. Среднегодовая температура воздуха составляет +0,7°С. Самым холодным месяцем в году является январь со среднемесячной температурой –16,0°С, самым теплым – июль (+17,5°С). Абсолютный максимум температуры воздуха достигает +35°, абсолютный минимум – минус 50°С.

По количеству выпадающих осадков (600–700 мм в год) природная зона, в которую входит территория ВКМС, относится к зоне избыточного увлажнения. Количество атмосферных осадков превышает испарение, что обуславливает их существенную роль в формировании водного баланса территории, в том числе стока рек и ресурсов пресных подземных вод. Наибольшее количество осадков приходится на июль–август, наименьшее – на январь–март. Снеговой покров держится с ноября по апрель. Весной переход среднесуточной температуры через 0° происходит в середине апреля, обуславливая интенсивное таяние снега и подъем уровня вод в водотоках, осенью – 20–25 октября.

Преобладающая часть площади района месторождения (немного более 60%) покрыта лесом с преимущественным развитием хвойных пород. На севере площади, в зоне развития песчаных водно-ледниковых отложений, широким

развитием пользуются сосново-березовые леса, а к югу от широты г. Березники к ним примешивается липа. Свободная от леса территория представлена сенокосами и в меньшей степени – пашней. Почвы в основном подзолистые и дерново-подзолистые, в районах развития болот – болотистые торфяные, в незаболоченных долинах рек – дерново-луговые.

Распределение населения весьма неравномерное. Наиболее густонаселенной является западная половина центральной части месторождения с городами Березники (183 тыс. чел.), Соликамском (97 тыс. чел.) и Усолье (5,3 тыс. чел.). На севере месторождения находится г. Чердынь (5,4 тыс. чел.). Остальное население проживает в поселках городского (Орел, Яйва) и сельского (Половодово, Тюлькино, Родники, Черное, Железнодорожный, Лысва, Пыскор, Усть-Игум и др.) типов. Большинство населенных пунктов приурочено к долинам р. Камы и ее притоков.

Промышленность района связана в основном с освоением ВКМС, которое разрабатывается калийными комбинатами ОАО «Уралкалий» (СКРУ-1, СКРУ-2, СКРУ-3, БКПРУ-2, БКПРУ-4). В г. Березники находится ряд крупных предприятий, таких как ОАО «Бератон», ОАО «Корпорация ВСМПО-Ависма», Филиал «Азот» ОАО «ОХК УРАЛХИМ», ОАО «Березниковский содовый завод», ООО «Березниковский кирпичный завод», в г. Соликамске – ОАО «Соликамский магниевый завод», ОАО «Соликамскбумпром». Кроме того, в районе имеется ряд мелких предприятий: заводы бытовой химии, электроосветительной аппаратуры, ЖБИ, крупнопанельного домостроения, силикатного кирпича, швейная фабрика и др. Все предприятия обеспечиваются электроэнергией из Уральской энергосистемы, в которую включены местные ТЭЦ. На р. Яйве вблизи железной дороги расположен крупный домостроительный завод. В районе широко развиты лесозаготовки. Древесина, кроме удовлетворения местных строительных и производственных потребностей, в значительных количествах вывозится за пределы края. Сельское хозяйство имеет ограниченное развитие и подчиненное значение. Ведущая его отрасль – животноводство: молочно-мясное скотоводство, свиноводство, птицеводство.

Основными путями сообщения в районе являются электрифицированная железная дорога Чусовая – Соликамск, шоссе Пермь–Соликамск–Красновишерск и р. Кама. Кроме этих дорог существует ряд местных, как асфальтированных, так и улучшенных: Соликамск–Половодово, Соликамск–Сим, Соликамск–Тюлькино, Березники–Усолье. Имеется разветвленная сеть грунтовых дорог местного значения и дороги,

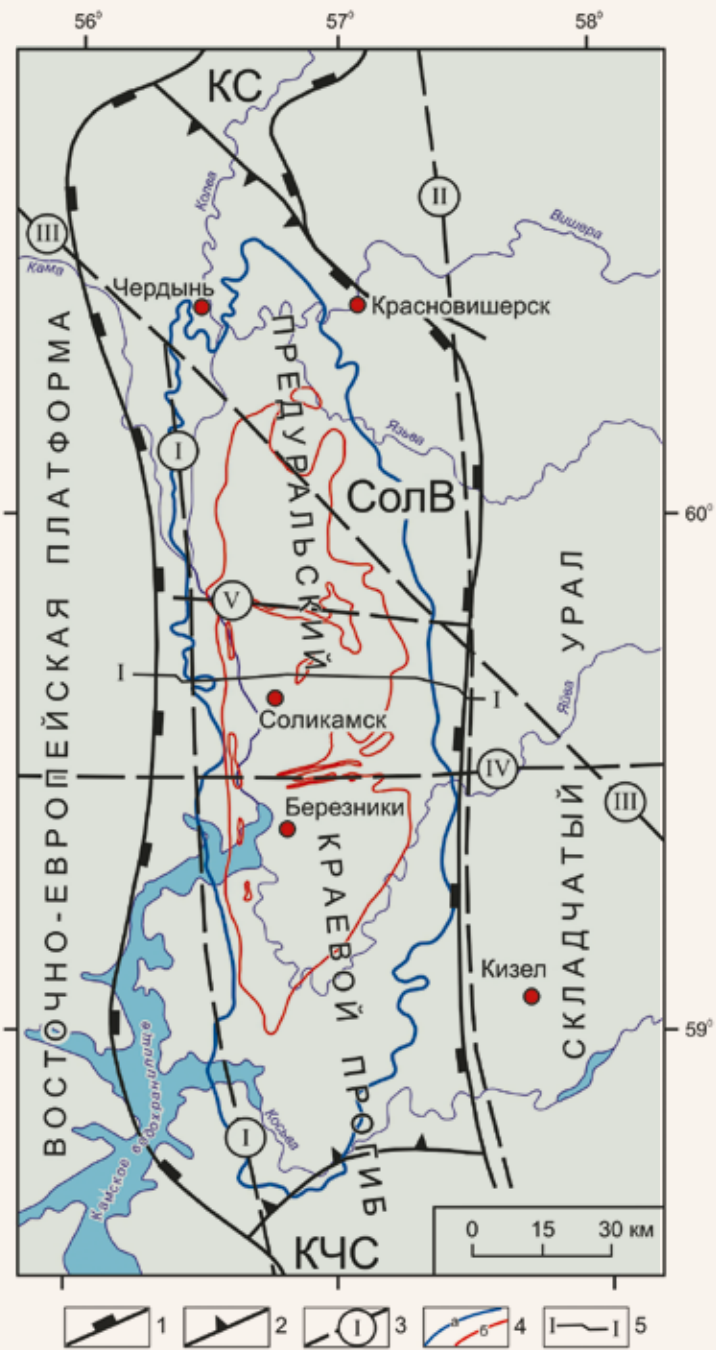


Рис. 1.4. Структурно-тектоническое положение Соликамской впадины:

- 1 – границы Предуральского краевого прогиба;
- 2 – границы седловин и впадин:
КС – Колвинская седловина,
СолВ – Соликамская впадина,
КЧС – Косьвинско-Чусовская седловина,
СылВ – Сылвенская впадина;
- 3 – региональные разломы:
Красноуфимский (I),
Западно-Уральский (II), Предтиманский (III),
Дурицкий (IV), Боровицкий (V);
- 4 – контуры распространения соляной толщи (а) и калийной залежи ВКМС (б);
- 5 – линия геологического разреза

соединяющие месторождения нефти с основными трассами. Река Кама доступна для прохода волжских судов в продолжение всей навигации

(май–октябрь). Судосходными являются также нижние участки рр. Вишеры, Колвы и Косьвы.

1.2 СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

В тектоническом отношении месторождение приурочено к Соликамской впадине Предуральского краевого прогиба (рис. 1.4). Геологический разрез района ВКМС наиболее полно изучен опорной (скв. 1-ОП, глубина 2973 м) и нефтепоисковыми (самая глубокая скв. 37-ОГН, Уньвинская площадь, глубина 2912 м) скважинами. Этими скважинами вскрыты породы кудымкарской свиты (Vkd) валдайской серии вендского комплекса, представленные алевролитами неравномерно глинистыми, ангидритизированными, с обугленными растительными остатками; аргиллитами слюдистыми, зеленовато-серыми и буро-коричневыми, песчаниками косослоистыми, реже массивными, кварцевыми, мелкозернистыми. Вскрытая мощность вендского комплекса 342 м.

Выше залегают отложения девонской, каменноугольной, пермской, палеогеновой (?), неогеновой (?) и четвертичной систем (рис. 1.5).

Отложения девонской системы, в объеме среднего и верхнего отделов, со стратиграфическим перерывом залегают на породах вендского комплекса. Разрез системы представлен двумя толщами: нижней – терригенной и верхней – карбонатной.

Терригенная толща включает отложения эйфельского и живетского ярусов среднего девона, а также франского яруса верхнего девона.

Средний отдел (D₂) в своей нижней части представлен алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Алевролиты и песчаники пестроокрашенные, кварцевые. Аргиллиты пе-

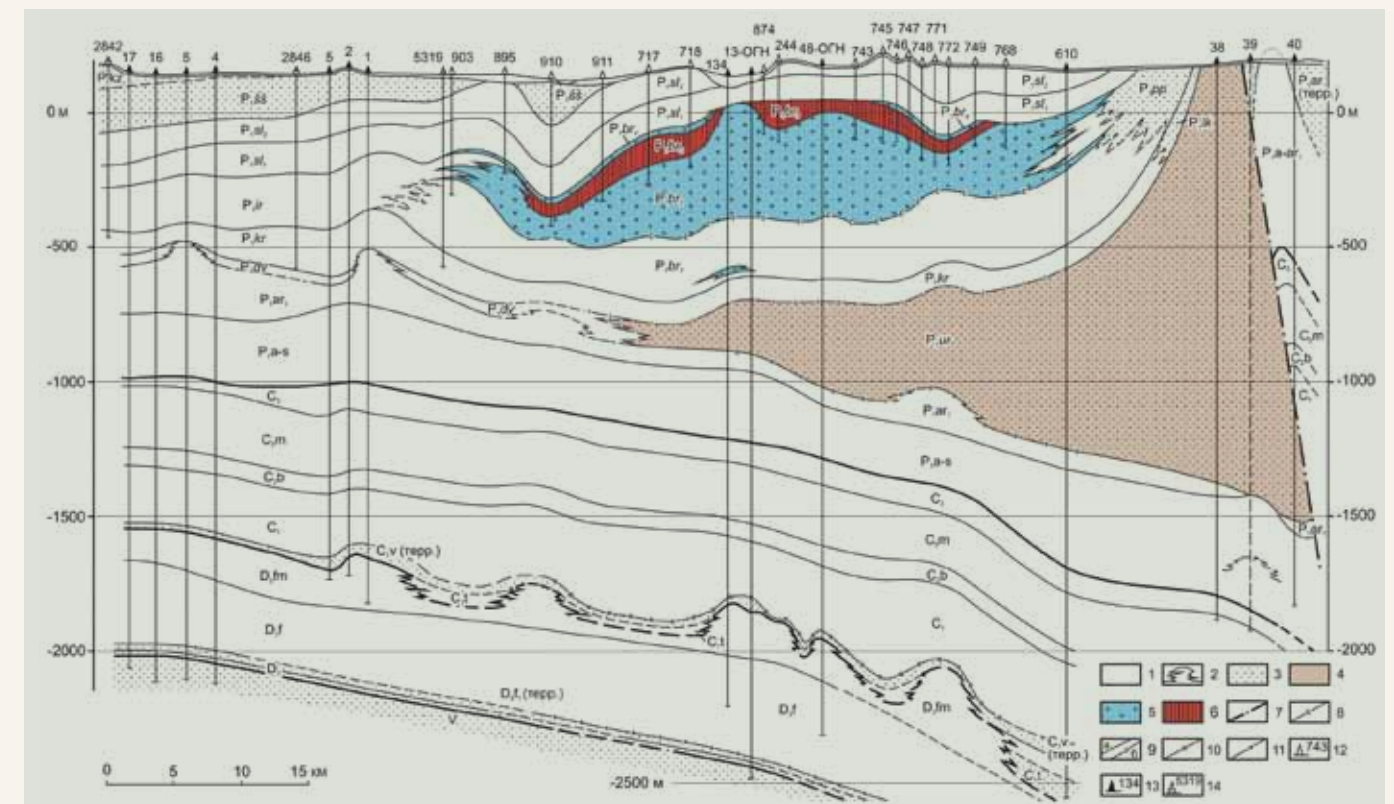


Рис. 1.5. Геологический разрез Соликамской впадины по линии I-I (см. рис. 1.4):

- 1 – карбонатные и существенно карбонатные отложения; 2 – рифовые постройки; 3 – преимущественно терригенные отложения; 4 – «терригенный клин»; 5 – каменная соль; 6 – калийная залежь; 7 – Всеволодо-Вильвенский надвиг; 8 – по подошве соляной толщи (ОГ С); 9 – по кровле терригенной – а (ОГ АТ) и карбонатной – б (ОГ АК) толщ артинского яруса; 10 – по кровле терригенной пачки визейского яруса (ОГ II); 11 – по кровле терригенной пачки тиманского горизонта (ОГ III); скважины и их номера: 12 – солеразведочные; 13 – нефтяные; 14 – структурные

строцветные, алевритистые, неяснослоистые. В верхней части разреза наблюдается переслаивание алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Мощность отдела колеблется от 10 до 75 м.

Верхний отдел (D_3) представлен отложениями франского и фаменского ярусов.

Франский ярус. Нижняя часть разреза франского яруса в объеме пашийского и низов тиманского горизонтов представлена терригенной пачкой — D_3f (terr.), сложенной алевролитами неравномерно глинистыми, песчаниками кварцевыми и аргиллитами алевритистыми и известковистыми. Мощность пачки от 6 до 30 м. Кровля терригенной пачки является отражающей поверхностью и при сейсморазведочных работах обозначается как отражающий горизонт III (ОГIII).

Разрезы карбонатной части франского яруса (D_3f) и отложения фаменского яруса (D_3fm), литологические особенности которых определялись развитием рифовых массивов и разделявших их межрифовых впадин, группируются в рифовый и межрифовый (впадинный) типы.

Рифовый тип разреза выделяется на рифовых выступах и одиночных массивах. Его подразделяют на склоновый, гребневый и платформенно-лагунный подтипы. Смена указанных типов и подтипов разрезов происходит постепенно.

Межрифовый (впадинный) тип разреза представлен известняками, в различной степени окремнелыми, с подчиненными прослоями битуминозных известняков, сланцев и кремней. Мощности этого типа разреза для данного стратиграфического подразделения являются минимальными.

С приближением к рифовым массивам со стороны впадин, в склоновом подтипе разреза, начинают преобладать небитуминозные, чистые разновидности карбонатных пород. Мощности отложений возрастают. По мере приближения к центральным частям массивов исчезают серые, темно-серые известняки и прослои битуминозных сланцев с кремнями.

Гребневый подтип представлен светло-серыми, почти белыми известняками, местами доломитизированными, органогенно-детритовыми, с неясной крупной слоистостью. Известняки и доломиты местами пропитаны нефтью, в различной степени окисленной, нередко до твердого битума. Мощности разреза в этом подтипе максимальные.

К платформенно-лагунному подтипу отнесены разрезы, развитые в центральных частях рифовых выступов и одиночных рифовых сооружений. Здесь известняки преимущественно светлоокрашенные, светло-серые, почти белые, органогенно-детритовые, доломитизированные, переходящие во вторичные доломиты. Иногда наблюдаются тонкие прослои аргиллита известкового.

Мощность карбонатной части разреза франского яруса от 95 до 405 м.

Мощность отложений фаменского яруса 70–210 м.

Каменноугольная система представлена нижним, средним и верхним отделами. Нижний отдел включает турнейский, визейский и серпуховский ярусы.

Турнейский ярус (C_1t) развит не повсеместно. На девонских рифовых постройках отложения яруса либо отсутствуют, либо представлены в редуцированных мощностях.

В межрифовом типе в низах разреза породы турнейского яруса представлены отложениями доманикового типа, сменяющимися на карбонатно-терригенный тип разреза. Известняки (40%) серые, глинистые, мелкодетритовые; аргиллиты (60%) темно-серые, почти черные, тонкоплитчатые.

Разрезы склонов рифовых сооружений также представлены чередованием темноокрашенных известняков и аргиллитов. В низах разреза преобладают карбонаты (70%). Известняки водорослевые, доломитизированные, прослоями окремнелые.

Разрезы мелководья (рифовые выступы и массивы) сложены известняками светло-серыми, детритовыми. Вверх по разрезу наблюдается переслаивание известняков и аргиллитов. Известняки органогенно-детритовые, мелкообломочные, с прослоями раковинно-известняковых песчаников.

Мощность турнейского яруса изменяется от 0 до 270 м.

Визейский ярус (C_1v). Нижняя часть разреза визейского яруса имеет терригенный состав — C_1v (terr.). Она сложена (снизу вверх) аргиллитами темно-серыми, почти черными, чередующимися с алевролитами глинистыми, в самом основании разреза — с редкими прослоями известняков; песчаниками светло-серыми, известковистыми, с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов глинистых, с углистыми растительными остатками. Мощность терригенной пачки 10–90 м. Кровля терригенной пачки является отражающей поверхностью и при сейсморазведочных работах используется как отражающий горизонт II (ОГII).

Карбонатная часть разреза нижнего отдела каменноугольной системы (верхневизейского яруса и нерасчлененный серпуховский ярус) сложена известняками темно-коричнево-серыми, серыми, органогенно-детритовыми, доломитизированными, с типичной морской фауной или ее реликтами; доломитами вторичными серыми, разнотермитными, с реликтовой органогенной структурой, с желваками ангидрита и кремня. Суммарная мощность карбонатной ча-

сти разреза визейского яруса и серпуховского яруса изменяется от 110 до 530 м.

Средний отдел каменноугольной системы (C_2) представлен башкирским и московским ярусами.

Башкирс обречкии. По всему ярусу нефтепроявления от слабых до обильных. Мощность яруса от 15 до 80 м.

Московский ярус (C_2m) представлен неравномерным переслаиванием известняков, аргиллитов, доломитов. Известняки серые и темно-серые, глинистые, органогенно-обломочные, детритово-фораминиферовые, наблюдается доломитизация, сульфатизация, битуминозность по стилолитовым швам. Аргиллиты темно-серые, известковистые, слюдястые. Доломиты тонкозернистые, глинистые, крепкие, с гнездами ангидрита. Мощность яруса 195–305 м.

Верхний отдел каменноугольной системы (C_3) сложен преимущественно доломитами с прослоями известняков. Доломиты серые, мелкозернистые, известковистые, кристаллические, прослоями глинистые, битуминозные, участками кавернозные. Наблюдается слабое окремнение и сульфатизация. Мощность отдела 35–80 м.

Пермская система представлена отложениями ассельско-сакмарского, артинского, кунгурского и уфимского ярусов.

Ассельский + сакмарский ярусы (P_1a+s). Нерасчлененные отложения ярусов сложены известняками серыми, темно-серыми, кристаллическими, плотными, крепкими, участками окремнелыми, прослоями органогенно-детритовыми, иногда глинистыми, битуминозными. Мощность их изменяется от 180 до 450 м.

Артинский ярус (P_1ar) по литологическому составу подразделяется на две пачки: карбонатную и терригенную. Граница раздела пачек используется при сейсморазведочных работах как отражающий горизонт A^k (ОГ A^k).

Карбонатная пачка (P_1ar_1) представлена известняками светло- и темно-серыми, участками окремнелыми, органогенно-обломочными, с обильной фауной. Отмечено участие нижнеартинских карбонатных пород в формировании рифовых построек, к которым бывают приурочены проявления нефти. Мощность пачки от 70 м в межрифовом просторстве и до 220 м в пределах рифовых сооружений.

Терригенная пачка распространена не повсеместно, а лишь в восточной половине Соликамской впадины, где она представлена *урминской свитой* (P_1ur) и образует так называемый «артинский терригенный клин». «Клин» сложен флишоидно-молассовой толщей — аргиллитами, алевролитами и песчаниками с линзами и прослоями конгломератов, относительная роль которых постепенно возрастает в восточном направлении, по мере приближения к складчато-

му Уралу. Мощность толщи возрастает от 120 м на западе до 1500 м и более на востоке в зоне перехода к передовым складкам Урала (см. рис. 1.5).

В западной части Соликамской впадины урминская свита фациально сменяется на глинистые известняки, мергели и доломиты *диввинской свиты* (P_1dv). Мощность диввинской свиты колеблется от 10 м (на участках развития нижнеартинских рифов) до 120 м в межрифовом просторстве.

Кровля терригенной пачки артинского яруса при сейсморазведочных работах используется как отражающий горизонт A^T (ОГ A^T).

Кунгурский ярус, отложения которого распространены на всей территории Соликамской впадины, представлен двумя горизонтами — филипповским и иренским.

Филипповский горизонт. На восточной окраине Русской (Восточно-Европейской) платформы и большей части Соликамской впадины распространен карбонатно-сульфатный тип разреза — *карнауховская свита* (P_1kr). На восточной окраине Предуральяского прогиба карбонаты и сульфаты замещаются обломочными породами *лекской свиты* (P_1lk).

Мощность горизонта 50–160 м.

Иренский горизонт (P_1ir) в пределах Соликамской впадины и прилегающей к ней части Русской платформы включает четыре разновозрастные свиты — иренскую, березниковскую, поповскую и кошелевскую, фациально сменяющие друг друга с запада на восток (Б.И. Грайфер, 1965).

Иренская свита (P_1ir), развитая в пределах восточной окраины Русской платформы, делится на семь пачек (снизу вверх): ледянопещерскую (ir_1), неволинскую (ir_2), шалашнинскую (ir_3), елкинскую (ir_4), демидковскую (ir_5), туюскую (ir_6) и лунежскую (ir_7), из которых нечетные сложены в основном ангидритовой породой, а четные представлены преимущественно доломитами и доломитизированными известняками, содержащими фауну брахиопод, пелеципод, фораминифер и др. Участками доломиты и известняки содержат прослои мергелей и глин. Мощности карбонатных пачек изменяются от 3 до 20 м, а ангидритовых — от 5 до 140 м.

Мощность иренской свиты — от 110 до 385 м.

Березниковская свита (P_1br), развитая в пределах большей части Соликамской впадины, представлена глинисто-ангидритовой и соляной толщами. Последняя включает калийную залежь ВКМС. При сейсморазведочных работах кровля глинисто-ангидритовой толщи используется как отражающий горизонт С (ОГС). Мощность свиты 150–800 м. Более подробно строение березниковской свиты рассмотрено при характеристике галогенной формации Соликамской впадины.

Вдоль восточного борта Предуральяского прогиба распространена кошелевская свита (P_1ks), сложенная преимущественно песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами. Мощность свиты — от 100 до 300 м.

Уфимский ярус представлен соликамским и шешминским горизонтами, которые соответствуют одноименным свитам.

Соликамская свита подразделяется на две толщи — соляно-мергельную (СМТ — P_1sl_1) и терригенно-карбонатную (ТКТ — P_1sl_2).

СМТ сложена мергелями, глинами, гипсами, ангидритами и каменной солью. Ее средняя мощность около 100 м. Более подробно эта толщина рассмотрена при характеристике галогенной формации Соликамской впадины.

ТКТ разделена В.И. Копниным [122] на две литозоны: нижнюю — плитняковую (мергельно-доломито-известняковую) и верхнюю — известково-терригенную. Плитняковая зона средней мощностью 65–70 м сложена известняками, доломитами и тонкослоистыми мергелями. Известково-терригенная литозона мощностью 52–64 м представлена аргиллитами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и известняками. Общая мощность ТКТ колеблется от 90 до 170 м.

Шешминская свита (P_1ss) представлена пестроцветной толщей (ПЦТ). Толща сложена песчаниками и алевролитами бурыми, зеленовато-серыми и серыми, иногда с маломощными пропластками мергеля и известняка. Песчаники и алевролиты известковистые, косослоистые, нередко с медистыми соединениями в виде малахита и азурита (медистые песчаники). Наблюдается загибованность в виде линзовидных прослоев, согласных и секущих прожилков гипса. В пределах ВКМС мощность шешминского горизонта изменяется от 0 до 675 м. Максимальные мощности приурочены к Дуринской площади месторождения.

Кайнозойские отложения палеогена и неогена на площади месторождения развиты фрагментарно.

К палеогеновым отложениям А.А. Иванов [106] условно отнес цветные глины (белые, желтые и др.) и кварцевые песчано-гравийно-галечные отложения, вскрытые в северной части Дуринской площади. Мощность этих отложений — до 17,4 м.

Неогеновые (верхнемиоценовые) отложения обнаружены в переуглублениях ложа древнего русла р. Пракамы. Они представлены глинами, песками и суглинками с прослоями торфа и лигнита. Возраст отложений установлен по растительным остаткам и пыльце. Мощность неогеновых отложений — 20–36 м.

Четвертичная система (Q) представлена рыхлыми образованиями различного происхождения: эоловыми песками (до 3 м), торфяно-бо-

лотными отложениями (до 5 м), аллювиальными песками, глинами, галечниками (1,5–30 м), озерно-аллювиальными (до 25 м) и перигляциальными (до 10 м) супесями, суглинками и глинами, флювиогляциальными, моренными и другими образованиями (1,5–10 м). В отдельных случаях (переуглубления палеодолин, зоны выщелачивания солей и др.) мощность четвертичных отложений достигает 80 м.

ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ Соликамской впадины (рис. 1.6) включает отложения карнауховской, березниковской свит и нижнесоликамской подсвиты [106].

Карнауховская свита (P_1kr) представлена четырьмя чередующимися пачками сульфатных и карбонатных пород. Ангидритовая порода первой и третьей снизу пачек имеет голубовато-серый цвет, массивную текстуру. Она содержит примесь доломита, прослои карбонатных пород (до 3 м) и тонкие прослои мергелей и глин. Мощности ангидритовых пачек составляют 5–100 м. Карбонатные породы второй и четвертой пачек представлены известняками, доломитизированными известняками, доломитами, мергелями и карбонатными глинами. Встречаются отдельные прослои и включения ангидрита и гипса. Мощность нижней карбонатной пачки 6–80 м, верхней — 8–35 м [106]. Общая мощность свиты — около 100 м.

Березниковская свита, как уже отмечалось, состоит из глинисто-ангидритовой и соляной толщ.

Глинисто-ангидритовая толща (ГАТ — P_1br_1), которую А.А. Иванов называет глинисто-карбонатной сульфатно-соленосной толщей [106], а В.И. Копнин [122] — глинисто-доломито-ангидритовой подтолщей, сложена мергелями и аргиллитами, доломитами и в меньшей степени известняками, ангидритовой породой, каменной солью, алевролитами, песчаниками. В западных разрезах преобладают глинисто-мергельные и карбонатные породы, в восточных — алевролиты и песчаники. Ангидритовая порода распространена по площади равномерно. В разрезе толщи встречаются линзы и пласты каменной соли мощностью до 12 м.

Мощность этой толщи изменяется от 145 м (на западе впадины) до 325 м (на востоке) [106], в среднем составляя 230 м.

Соляная толща общей мощностью до 550 м подразделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль (ПдКС — P_1br_2), калийную залежь (P_1br_3), состоящую из сильвинитовой (СП) и карналлитовой (КП) пачек, и покровную каменную соль (ПКС — P_1br_4) (см. рис. 1.6).

Соляные породы Верхнекамского месторождения представлены каменной солью, сильвинитами и карналлитовой породой. Краткая минералого-петрографическая характеристи-

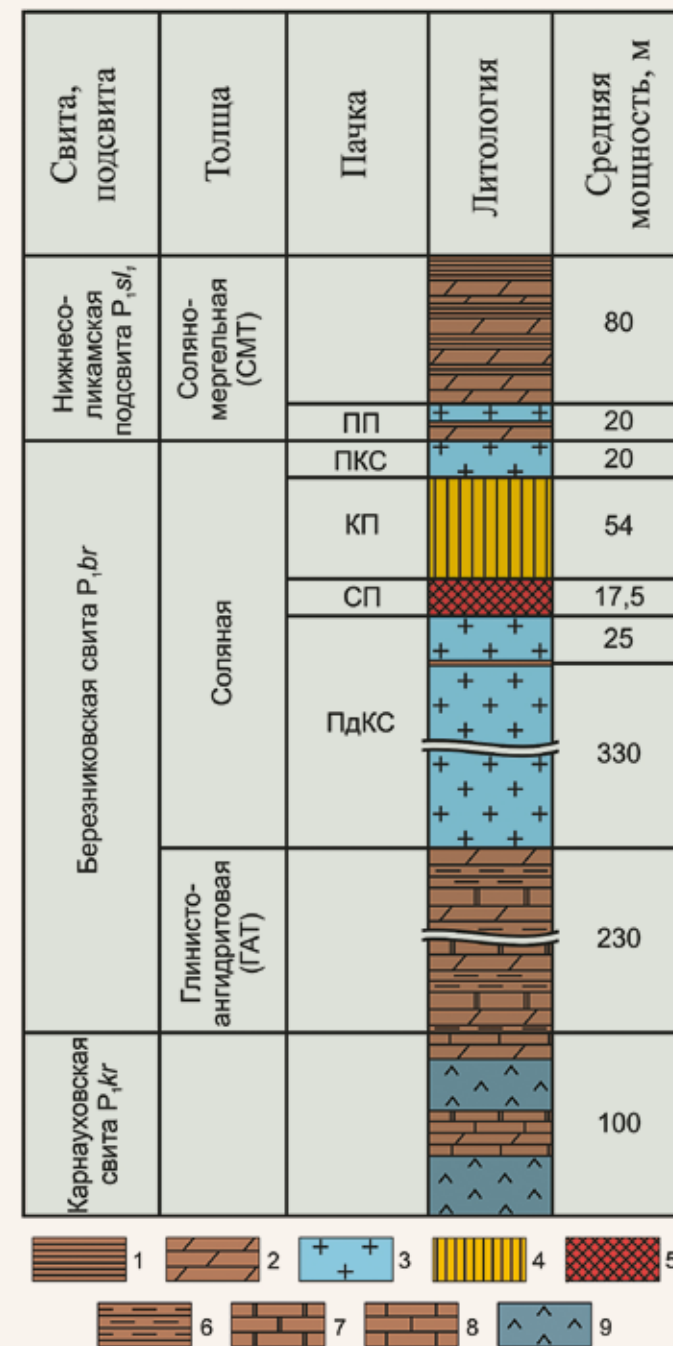


Рис. 1.6. Стратиграфический разрез галогенной формации Соликамской впадины:

1 — глина; 2 — мергель; 3 — каменная соль; 4 — карналлитовая порода и каменная соль; 5 — сильвинит и каменная соль; 6 — аргиллит; 7 — доломит; 8 — известняк; 9 — ангидрит

ка этих соляных пород месторождения дается по материалам, изложенным в работах В.Н. Дубининой [84], М.Л. Вороновой [106, 107], А.Л. Протопопова [240], Е.Э. Разумовской [247, 248], М.П. Фивега [304], Я.Я. Яржемского [350, 352] и других исследователей, с учетом результатов наблюдений автора.

Каменная соль слагает ПдКС и ПКС, разделяет продуктивные пласты калийной залежи и мергелей ПП. Ею также сложены зоны замещения продуктивных пластов. Она представляет собой почти мономинеральную породу (рис. 1.7), на 90–98% сложенную галитом (NaCl). В качестве примесей в ней встречаются ангидрит, силикаты (в основном глинистые минералы), карбонаты (доломит, кальцит) и др.

Каменная соль обладает четкой слоистой текстурой, обусловленной чередованием прослоев галита и глинисто-ангидритового материала. По структурным особенностям галит разделяется на несколько разновидностей: перистый темно-серый, перистый светло-серый, зернистый и шпатовый.

Перистый темно-серый галит, имеющий в литературе различные названия (перистая соль, кружевной галит, скелетно-зернистый галит, серая перистая каменная соль, крупноперистая соль и др.), находится в виде прослоев мощностью 1–3 см. Размер зерна — до 3 см. Темная окраска обусловлена наличием примеси глинистого и органического материала. На этом фоне выделяются крупные белые участки зональных кристаллов галита («лодочки» или «елочки»). Часто по всему прослою наблюдаются стяжения ангидрита размером до 1,0 см.

Прослои перистого светло-серого галита (белая средне- и мелкозернистая соль, мелкоперистая каменная соль, матово-белый галит и др.) имеют мощность 0,5–4,0 см. Размер белых «елочек» здесь не превышает 1 см, а промежутки между ними заполнены прозрачным галитом.

Зернистый галит (средне- и мелкозернистая каменная соль, соль высаливания и др.) белого, часто желтовато-розового цвета слагает прослои мощностью 0,3–1,5 см. Размер зерен — до 2 мм. Нередко они имеют шестоватую форму. По простиранию зернистый галит часто сменяется шпатовым (гигантокристаллическим, ле-



Рис. 1.7. Каменная соль (пласт Б-В)



Рис. 1.8. Пример соотношения зернистого (ЗГ) и шпатового (ШП) галита в каменной соли верхней пачки ПдКС рудник СКРУ-3)

дянопрозрачным) галитом (рис. 1.8). Мощность прослоев шпатового галита часто достигает 5–7 см.

Макрокомпонентный состав разновидностей галита показан в табл. 1.1.

Табл. 1.1 свидетельствует, что самым чистым является шпатовый галит. Наибольшее количество примесей характерно для перистого темно-серого галита (их сумма в среднем равна 8,82%). Значительно меньше примесей обнаружено в перистом светло-сером галите (сумма примесей 1,26%) и самое меньшее — в остальных разновидностях (0,42–0,63%). Важно отметить, что в перистом темно-сером галите значительная часть (43%) примесей представлена нерастворимым в воде остатком (Н.О.); в других разновидностях эта доля не превышает (16%). В перистом светло-сером галите доля Н.О. от общего количества примесей минимальная и составляет 9,5%.

Несоляные минералы не только встречаются в рассеянном виде внутри прослоев галита, но и образуют обособленные галопелитовые прослои (их часто называют глинисто-ангидритовыми прослоями, соленосной глиной или просто глиной), имеющие, как правило, мощность 0,5–1,0 мм. Эти прослои сложены в основном ангидритом, карбонатами и глинистым материалом.

Каменная соль зон замещения имеет те же характеристики, что и обычная каменная соль, но в ней более широко представлен зернистый

галит, чаще всего имеющий желтоватый оттенок. Встречаются и реликтовые ксеноморфные зерна сальвина. По мере увеличения глубины залегания (более 400–500 м) каменная соль приобретает массивную или флюидальную текстуру и гранобластовую структуру.

Сильвинит — биминеральная порода, сложенная галитом и сальвином. Содержание последнего в сильвините колеблется обычно в пределах 20–45%. В качестве примесей присутствуют несоляные минералы (глины, ангидрит, карбонаты и др.), суммарное содержание которых не превышает нескольких процентов. По текстурно-структурным особенностям и цвету среди сильвинитов выделяют красные, полосчатые и пестрые.

Красный сильвинит (рис. 1.9) обладает отчетливой слоистой текстурой. Большая часть прослоев сложена теми же разновидностями галита, что и каменная соль. Присутствуют прослои галопелитового материала мощностью 1–2 мм. Остальная часть породы состоит из прослоев мощностью 1–5 см очень богатого сальвинита, содержание сальвина в котором достигает 95%. Сильвин здесь представлен темно-красными, реже светло-красными и розовыми, изометричными (часто вытянутыми) зернами размером 0,5–1,5 мм. Галит, находящийся в промежутках между зернами сальвина, серый, бесцветный, иногда с розоватым оттенком.

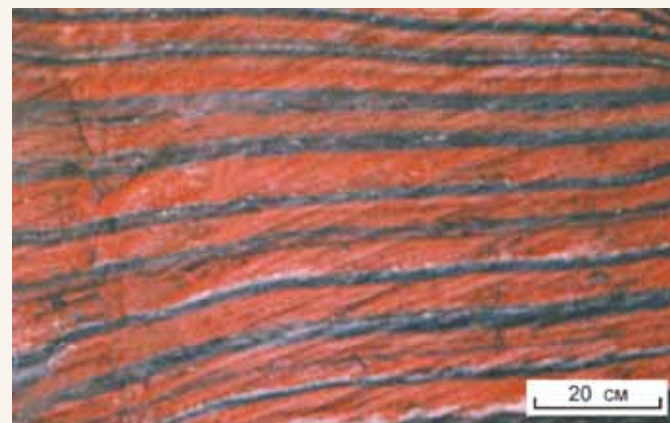


Рис. 1.9. Красный сильвинит (пласт КрII)

Таблица 1.1

Средний состав разновидностей галита, вес. %

Галит	NaCl	CaSO ₄	KCl	MgCl ₂	Н.О.	H ₂ O
Перистый темно-серый	91,18	4,02	0,039	0,22	4,24	0,24
Перистый светло-серый	98,74	0,36	0,040	0,28	0,12	0,38
Зернистый	99,37	0,11	0,021	0,06	0,10	0,07
Шпатовый	99,58	0,29	0,014	0,02	0,06	0,03

Полосчатый сильвинит (рис. 1.10) по составу и текстурно-структурным характеристикам весьма близок к красному, но отличается от него несколько меньшими мощностями слагающих его прослоев, а также изменением соотношения мощностей галитовых и сильвинитовых прослоев в пользу последних. Это самый богатый сильвинит — содержание KCl в нем часто превышает 50%.

Пестрый сильвинит (рис. 1.11) встречается в продуктивных пластах карналлитовой пачки. По текстурным особенностям среди разновидностей этого сильвинита выделяют слоистые и массивные. Слоистые пестрые сильвиниты сложены прослоями галита, богатого сальвинита и галопелитового материала. Сильвин здесь представлен молочно-белой разновидностью с желтоватым оттенком и красной оторочкой по краям зерен. Молочно-белый цвет этой раз-

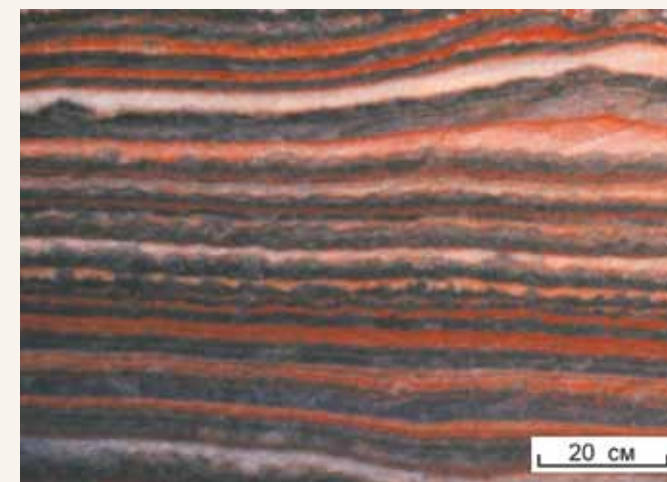


Рис. 1.10. Полосчатый сильвинит (пласт А)

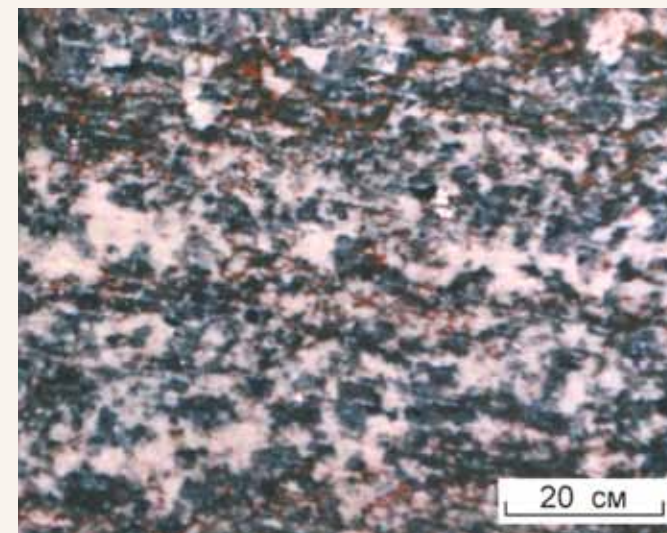


Рис. 1.11. Пестрый сильвинит (пласт Б)

новидности сальвина обусловлен многочисленными мельчайшими пузырьками газа и ксеноморфными микровключениями галита размером от 0,001 до 0,1 мм. Размер зерен молочно-белого сальвина колеблется от 3 до 5 мм, реже до 1 см. Форма зерен обычно неправильная. Границы между прослоями, слагающими эту разновидность сильвинита, не столь контрастны, как у красного сальвинита, но достаточны для того, чтобы придать породе явно слоистую текстуру.

Пестрый сильвинит с массивной текстурой имеет тот же состав, что и его слоистая разновидность, однако отличается яркими чистыми цветами слагающих его минералов (сильвин — молочно-белый, галит — бесцветный, голубой, часто синий). Структура породы — гигантокристаллическая (размер кристаллов сальвина обычно превышает 1 см, часто достигая 2–3 см в поперечнике). Глинисто-ангидритовый материал присутствует в виде изолированных неправильной формы включений размером 1–5 мм. Резкой границы между слоистыми и массивными пестрыми сильвинитами не наблюдается.

Из описания следует, что сальвин сильвинитов месторождения имеет несколько разновидностей (сургучно-красный, красный, розовый, молочно-белый), которые отличаются окраской, размером и морфологией зерен, а также химическим составом (табл. 1.2).

Карналлитовая порода (рис. 1.12) слагает пласты карналлитовой пачки месторождения. Она состоит из карналлита (KCl·MgCl₂·6H₂O) и галита. В качестве примесей карналлитовая порода содержит сальвин и несоляные минералы (глины, ангидрит, карбонаты и др.). Окраска этой породы самая разнообразная, но чаще всего имеет темно-красный, реже желтовато-бурый и еще реже лимонно-желтый цвет.

Слоистость породы выражена значительно слабее, нежели в красных сильвинитах. Прослои представлены почти мономинеральным карналлитом, галитом и глинистым материалом.

Структура карналлитовых прослоев средне- и крупнозернистая (размер зерен 2–5 мм). Карналлитовые зерна — неправильной формы, не-

Таблица 1.2

Средний химический состав разновидностей сальвина, % [132]

Разновидность	KCl	NaCl			H ₂ O
Сургучно-красный	97,47	1,84	0,34	0,05	0,41
Красный	98,60	0,50	0,44	0,05	0,30
Розовый	98,96	0,77	0,17	0,08	0,30
Молочно-белый	99,29	0,67	0,17	0,07	0,33

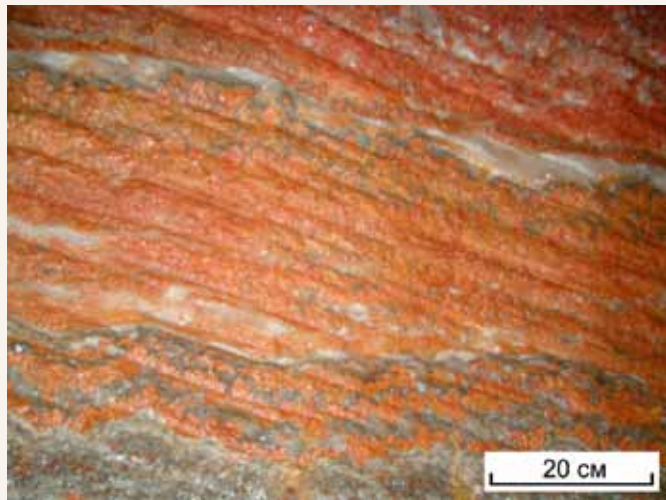


Рис. 1.12. Карналлитовая порода (пласт В)

много вытянуты вдоль слоистости. Границы зерен неровные, особенно там, где имеются мелкие кристаллы галита. Реже встречается крупнозернистая структура породы, которая обусловлена присутствием субвертикально ориентированных зерен карналлита размером 1–2 см, иногда до 3 см. Для кристаллов карналлита характерно полисинтетическое двойникование.

Мощность прослоев галита составляет 1–3 см. Галит — серый, мелко- и среднезернистый. Реже встречаются зерна голубого и синего цвета.

Карналлитовая порода нередко имеет брекчиевидный облик, когда обломки наиболее богатой карналлитовой породы, имеющие неправильную угловатую форму, перемешаны с такими же обломками каменной соли. Другая особенность карналлитовых пород — присутствие трещин кливажа, которые являются реакцией этих пород на тектонические движения, обусловившие внутрисолевую складчатость.

ПОДСТИЛАЮЩАЯ КАМЕННАЯ СОЛЬ (ПдКС) делится на три пачки (горизонта [106]),

каждая из которых характеризуется определенным литологическим составом.

Нижняя пачка (нижняя переходная литозона, по В.И. Копнину [122]) сложена чередующимися пластами (слоями) каменной соли и терригенно-хемогенных пород. Последние представлены глинисто- (мергельно)-ангидрито-доломитовыми, глинисто- (мергельно)-гипсово-ангидритовыми и доломито-ангидритовыми разностями, а также алевролитами и песчаниками. Количество пластов (слоев) терригенно-хемогенных пород колеблется от 1 до 5, а их мощность изменяется от 0,5 до 43 м [12]. По распределению несоляных пород литозона разделена В.И. Копниным [122] на две пачки: нижнюю (базальную соль) и верхнюю (ангидрит-соляную). Нижняя пачка мощностью от 19 до 36 м сложена каменной солью; верхняя, мощностью от 32,8 до 82,8 м, содержит три пласта несоляных пород, преимущественно мергельно-ангидритовых на западе и терригенных на востоке. Общая мощность нижней пачки ПдКС изменяется от 61 до 98,6 м. Соленасыщение — 61–82%.

Средняя пачка (по В.И. Копнину [122] – литозона нижняя каменная соль) представлена мощной, относительно однородной каменной солью, в которой встречаются прослои глинисто-ангидритового материала мощностью от 0,05 до 0,5 м (средняя 0,15–0,2 м). Суммарная мощность этих прослоев 5–10 м.

В пределах двух небольших участков южной части месторождения (рис. 1.13) в кровле рассматриваемой пачки ПдКС пятью солеразведочными (№ 403, 404, 424, 983, 987) и серией нефтяных (№ 57, 68, 69, 70) скважин вскрыт пласт красного сильвинита, названный пластом КрIV [152], характеристики которого приведены в табл. 1.3.

В разрезе скв. 424 пласт КрIV состоит из двух сильвинитовых и разделяющего их слоя каменной соли. Мощность верхнего сильвинитового слоя — 1,4 м, нижнего — 0,95 м. Мощность всего пласта составляет 3,45 м. Содержание КСI в верхнем слое со-

Таблица 1.3

Некоторые характеристики пласта КрIV

№ скв.	Абс. отм. кровли, м	Мощность пласта, м	Мощность КрIV-МГ, м	Содержание, %	
				КСI	Н.О.
57	-202,40	0,80	—	26,38	1,66
68	-218,84	0,70	0,60	не опр.	не опр.
69	-298,23	0,60	1,20	не опр.	не опр.
70	-306,93	0,40	—	14,89	0,90
403	-256,18	0,80	1,45	15,77	1,00
404	-325,85	1,00	—	15,46	0,80
424	-253,61	3,45	0	23,15	2,31
983	-302,29	0,61	1,05	14,30	1,25
987	-232,79	0,60	0	5,28	1,00

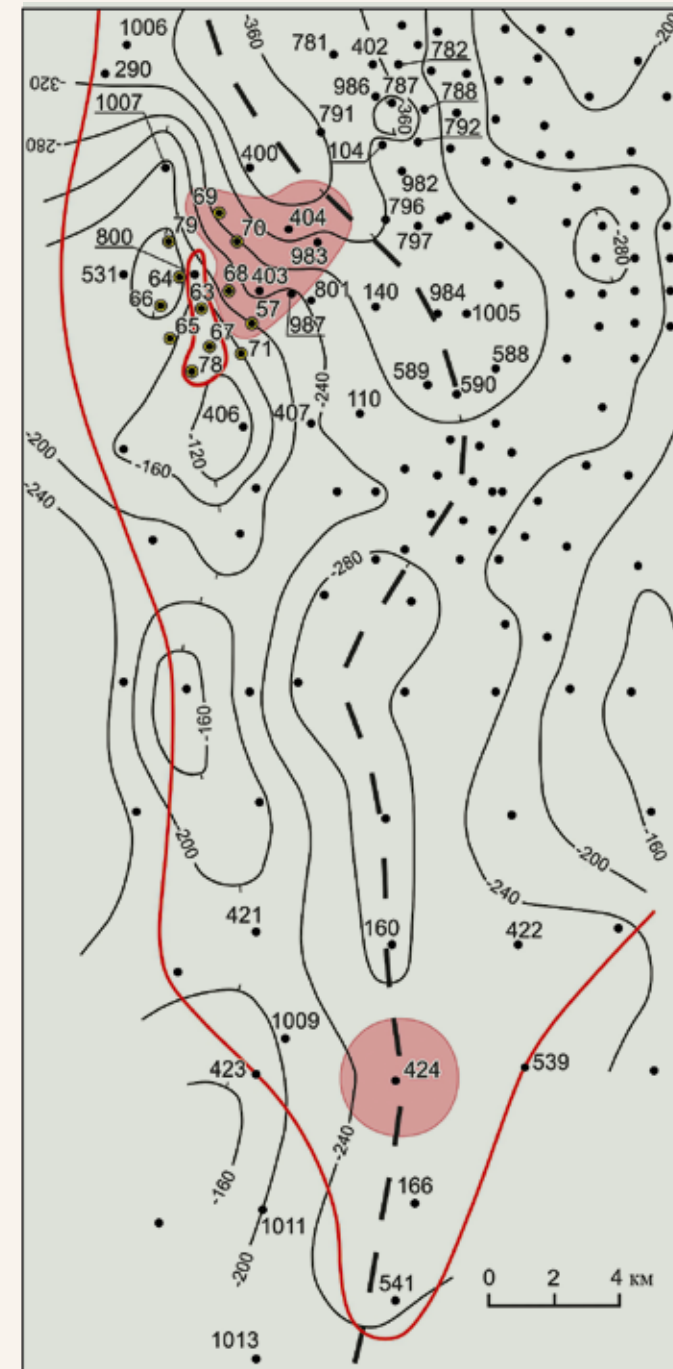


Рис. 1.13. Схема расположения участков развития пласта КрIV в юго-западной части ВКМС: 1 – контур калийной залежи; 2 – участки развития пласта КрIV; 3 – стратоизогипсы кровли пласта МГ (в метрах); 4 – ось Камского прогиба; 5 – скважины: солеразведочные (а) и нефтяные (б)

ставляет 36,88%, в нижнем — 17,22%. Содержание Н.О. — 3,31 и 3,55% соответственно.

В структурном отношении оба участка развития пласта КрIV тяготеют к оси Камского прогиба. При этом южный участок расположен точно на осевой

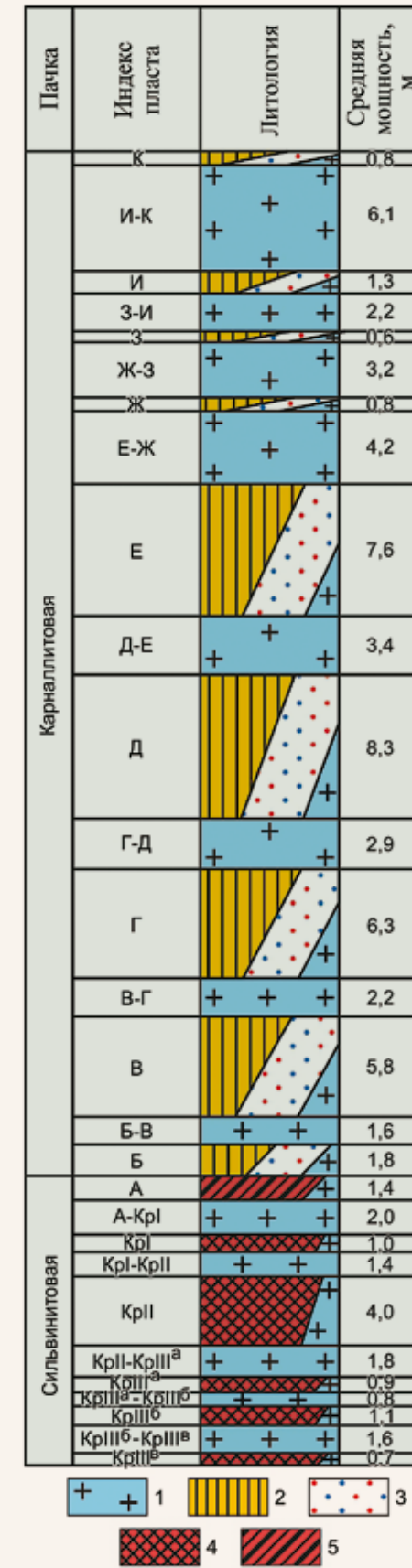


Рис. 1.14. Литолого-стратиграфический разрез калийной залежи ВКМС: 1 – каменная соль; 2 – карналлитовая порода; сильвиниты: 3 – пестрые, 4 – красные, 5 – полосчатые

линии, а северный — несколько смещен на юго-запад в сторону Белопашнинской брахиантиклинали.

Общая мощность средней пачки ПдКС колеблется от 50 до 440 м.

В основании верхней пачки ПдКС находится пласт «маркирующая глина» (МГ), залегающий с угловым несогласием на каменной соли средней пачки [57]. Этот пласт является самым надежным маркирующим горизонтом соляной толщи месторождения. Мощность пласта МГ изменяется от 0,8 до 1,4 м.

По петрографическому облику каменная соль верхней пачки близка к соли нижележащих горизонтов. В верхней части разреза при приближении к границе с сильвинитовой пачки прослои зернистого галита приобретают светло-желтую и розовую окраску (зонарозовой соли) [245]. По окраске и распределению шпатового и зернистого галита верхняя пачка разделяется на две примерно равные по мощности пачки — нижнюю (шпатовую) и верхнюю (розоватую соль) [131].

Мощность верхней пачки ПдКС колеблется от 8 до 66 м, составляя в среднем 25 м [106].

Средний химический состав каменной соли ПдКС (%): NaCl — 94–94,5; CaSO₄ — 2,5–3; MgCl₂ — 0,2; Н.О. — 2–2,5 [12].

Общая мощность ПдКС изменяется от 0 до 515 м, составляя в среднем около 330 м.

Калийная залежь ВКМС представлена серией продуктивных пластов, разделенных каменной солью (рис. 1.14). По составу продуктивных пластов залежь делится на сильвинитовую и карналлитовую пачки.

СИЛЬВИНИТОВАЯ ПАЧКА сложена чередующимися пластами красных сильвинитов (КрIII, КрII и КрI), полосчатого сильвинита (А) и разделяющими их пластами каменной соли (КрII-КрIII, КрI-КрII, А-КрI).

Пласт КрIII разделен двумя пластами каменной соли мощностью 0,2–4,5 м на три самостоятельных пласта — КрIII^а, КрIII^б, КрIII^в. Каждый из этих пластов имеет трехслойное строение: нижний и верхний слои сложены сильвинитом, средний — каменной солью. Обычная мощность прослоя каменной соли составляет 0,2–0,4 м, но иногда достигает 2 м.

Пласт КрII разделен П.С. Гольдберг-Захаровой [66] на семь слоев (нумерация сверху вниз), из которых нечетные сложены богатым красным сильвинитом, а четные — бедным. Мощность пласта изменяется от 0,8 до 11,9 м и в среднем составляет 4,1 м.

Пласт КрI состоит из двадцати пяти годовых слоев [63]. Мощность прослоев сильвина этого пласта изменяется от 1 до 3 см, а галита — от 1 до 7 см. Общая мощность пласта изменяется от 0,1 до 4,2 м и в среднем составляет 1,1 м.

Пласты каменной соли сильвинитовой пачки имеют ритмичное строение. В основании каждого ритма залегает более или менее мощный прослой глинисто-ангидритового материала, который перекрывается прослоем каменной соли. Мощности ритмов увеличиваются вверх по разрезу, при этом мощности прослоев глинисто-ангидритового материала уменьшаются.

Каждая пачка каменной соли вместе с прослоем глинисто-ангидритового материала, входящего в состав залегающего выше ритма, образует так называемый корж (терминология горняков). Например, в пласте КрI-КрII выделяются три коржа. Мощность глинистой части коржей возрастает в юго-восточном направлении.

Часть прослоя глинисто-ангидритового материала второго снизу ритма пласта КрI-КрII представлена тонкослоистой пачкой глинисто-ангидрито-доломитовой породы (2–5 см), в практике именуемой «книжечкой». Первое описание «книжечки» приводится в работе В.И. Дубининой [84], впоследствии оно дополнено исследованиями М.Л. Вороновой [106]. При этом «книжечка» описывалась по образцам, отобранным, как правило, из керн солеразведочных скважин. В силу объективных причин (избирательное разрушение керна и возможность переворачивания его частей при извлечении из колонковой трубы) эти данные по составу и особенно по строению «книжечки» могли оказаться неполными. Ниже изложены результаты наших исследований «книжечки» по образцам, отобранным из массива в подземных горных выработках.

Макроскопически «книжечка» представляет собой тонкое чередование темно- и светло-серых прослоев (рис. 1.15). В ней выделяются семнадцать прослоев, девять из которых имеют темно-серый цвет и восемь — светло-серый. Мощность темно-серых прослоев увеличивается в юго-восточном направлении от 0,75–2,0 до 3–4 мм.

Темно-серые прослои обычно имеют четкую, ровную верхнюю границу. Исключением является вторая (снизу) прослой, границы которого расплывчаты как внизу, так и вверху. В юго-восточном направлении окраска этих прослоев светлеет, особенно в их центральных частях. Если на северо-западе месторождения темно-серые прослои «книжечки» макроскопически однородны, то на юго-востоке эти прослои, наряду с повышенной мощностью, нередко характеризуются едва различимой слоистостью.

Мощность светло-серых прослоев «книжечки» более выдержанна. В большинстве их выделяется одна-две более или менее четкие полосы, представляющие собой скопления зерен темноокрашенных минералов. Если в прослое такая полоса одна, то она расположена в его центральной части. Нередко окраска прослоев,

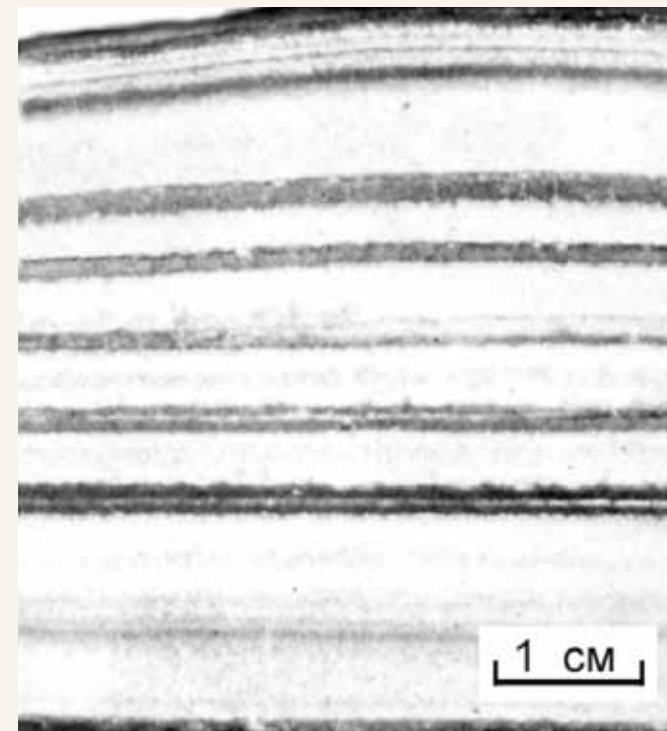


Рис. 1.15. Поперечный срез «книжечки» (рудник БКПРУ-1). Прослои глинисто-карбонатного (темное) и галит-ангидритового (светлое) материала

заклученных между темно-серыми прослоями, частично или полностью меняется на розовую или красную. Появление такой окраски не подчиняется какой-либо региональной пространственной закономерности. Однако подмечено, что наиболее густые красные тона прослоев характерны для площадей, где «книжечка» и соляные глины пласта КрI-КрII рассечены трещинами, выполненными волокнистым или мелкозернистым красным сильвином. Мощность прослоев при смене их окраски от светло-серой до розовой или красной практически не меняется.

Химический анализ водной и солянокислой вытяжек позволил установить наиболее вероятный минеральный состав «книжечки» (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Состав «книжечки», масс. %

Минерал, компонент	Интервал	Среднее
Ангидрит	49,2–62,8	54,0
Галит	9,4–24,4	20,0
Сильвин	0,5–15,9	6,8
Доломит	5,0–10,0	6,8
Магнезит	1,0–2,1	1,5
Прочие минералы	0,6–3,2	1,5
Н.О.	2,8–17,7	8,2
П.п.п. (без CO ₂)	0,9–1,4	1,2

Качественный состав «книжечки» постоянен, но количественные соотношения между минералами претерпевают существенные изменения. В юго-восточном направлении в «книжечке» уменьшается содержание ангидрита (с 62,8 до 49,2%) и органического вещества (п.п.п. без CO₂), а содержание терригенного материала (Н.О.) увеличивается с 2,8 до 17,7%. В изменении содержаний галита, сильвина и доломита по площади месторождения какой-либо закономерности не обнаружено. Необходимо только отметить, что содержания галита и сильвина находятся в обратной зависимости.

Под микроскопом (петрограф Н.Е. Молоштанова, Пермский ГУ) темно-серые прослои «книжечки» представляют собой глинисто-карбонатный материал с пелитоморфной или неясно выраженной микро- и реже мелкозернистой структурой. Разрозненные зерна ангидрита, гидроокислов железа и пятна органического вещества ориентированы длинными осями параллельно общей слоистости «книжечки», что определяет прерывистую микрослоистую текстуру глинисто-карбонатной породы. Включения гидроокислов железа размером 0,01–0,2 мм имеют лапчатую или звездчатую форму. Размер включений органического вещества по длинной оси составляет от 0,04 до 0,30 мм. В верхней части глинисто-карбонатного прослоя встречаются стяжения ангидрита размером 0,2–0,5 мм.

Светло-серые прослои на 60–70% представлены кристаллами ангидрита призматической и игольчатой форм. Длина их 0,02–0,60 мм, ориентировка беспорядочная. В наиболее крупных кристаллах этого минерала обнаружены включения карбоната, который, по данным В.Н. Дубининой [84] и М.Л. Вороновой [106], представлен доломитом. Кристаллы доломита округлые или ромбоэдрические. Размер зерен не более 0,02 мм. Промежутки между кристаллами ангидрита выполнены галитом, содержащим включения карбонатов в виде неправильных пелитоморфных скоплений. Эти включения часто располагаются вблизи контактов зерен галита и ангидрита. В галит-ангидритовых прослоях «книжечки» отмечаются включения марказитовых микродендритов, иголок и розеток, приуроченных к центральной части слоя. Размеры включений колеблются от 0,02 до 0,08 мм. В единичных случаях марказитовые включения полностью или частично оконтурены гидроокислами железа. Когда рассматриваемый прослой окрашен в розовый или красный цвет, цементирующей массой вместо галита является сильвин, что подтверждается данными химического анализа (табл. 1.5).

Изучение изменчивости состава «книжечки» по разрезу показало, что она состоит из восьми

Таблица 1.5

Состав различных по окраске прослоев «книжечки» (по данным химического анализа водной вытяжки), масс. %

Минерал, компонент	Цвет прослоя	
	светло-серый	красный
Ангидрит	50,9	59,8
Галит	41,9	3,6
Сильвин	0,3	24,1
Доломит	1,5	1,6
Магнезит	1,5	1,6
Прочие минералы	1,0	1,6
Н.О.	3,5	5,3
П.п.п. (без CO ₂)	0,4	0,4

двучленных наборов. Нижний элемент набора, так же как и в соляных породах [93], сложен глинисто-доломитовым материалом, верхний — галит-ангидритовым. Самый верхний глинисто-доломитовый прослой является частью нижнего элемента первого набора вышележающей каменной соли.

Повсеместность развития «книжечки» свидетельствует о том, что седиментационная стадия формирования калийной залежи, и в частности межпластовой каменной соли, характеризовалась выдержанностью гидрохимических условий в пределах всего солеродного бассейна.

В верхней части пласта А-КрI (в 0,2 м от кровли) наблюдается прослой красного сильвинита А' мощностью 0,25 м, в подошве которого залегает прослой глинисто-ангидритового материала (3–5, реже 20–30 см).

Пласт А мощностью 0,3–3,6 м сложен полосчатым сильвинитом.

Мощность сильвинитовой пачки меняется от 3,3 до 30 м и в среднем равна 17,4 м.

КАРНАЛЛИТОВАЯ ПАЧКА в литературе [12, 106, 122 и др.] обычно называется сильвинито-карналлитовой пачкой (зоной), что, на наш взгляд, не совсем верно. Если исходить из современного литологического состава продуктивных пластов калийной залежи, то сильвинитовая пачка должна называться галито-сильвинитовой пачкой, поскольку ее продуктивные пласты сложены как сильвинитом, так и каменной солью (зоны замещения). Учитывая генетическую сторону формирования продуктивных пластов (в сильвинитовой пачке первичным калийсодержащим минералом является сильвин, а в карналлитовой — карналлит), верхнюю пачку калийной залежи должно называть карналлитовой, что и сделано, например, в работе [73]. Более подробно этот вопрос рассматривается в разд. 3.

Карналлитовая пачка сложена чередующимися пластами калийно-магниевых солей (девять пластов, которые индексируются снизу вверх буквами от Б до К) и каменной соли (восемь пластов — от Б-В до И-К). В основании пачки, непосредственно на пласте А, залегает пласт Б (см. рис. 1.14).

Эта пачка подразделяется на две части [122]: нижнюю — карналлитовую, охватывающую пласты от Б до Е, и верхнюю — карналлитогалитовую, содержащую пласты от Е-Ж до К. Продуктивные пласты нижней части карналлитовой пачки имеют сложное многослойное строение и большую мощность, а в верхней они отличаются простым строением и малой мощностью. Пласты И и К содержат в средней части по одному слою каменной соли.

На части площади карналлитовые породы замещаются пестрыми сильвинитами, которые, в свою очередь, могут замещаться каменной солью. Средние мощности пластов пестрых сильвинитов приблизительно в два раза меньше мощностей карналлитовых.

Пласт В разделен Н.Г. Шешуковым [341] на шесть слоев. Нумерация слоев (снизу вверх) от В₁ до В₆: четные слои — это богатые карналлитовые слои, нечетные — преимущественно галитовые.

В верхней части пласта Б-В (в 0,35 м от его кровли) располагается слой-спутник В' средней мощностью 0,4 м (при карналлитовом составе) и 0,25 м (при сильвинитовом составе).

Каменная соль, залегающая между продуктивными пластами карналлитовой пачки, представлена серыми разностями с хорошо выраженной неравномерно полосчатой текстурой. Мощность пластов каменной соли более постоянна, чем карналлитовых. Ее среднее значение возрастает вверх по разрезу от 1,6 до 6,1 м.

Мощность нижней части карналлитовой пачки, охватывающей мощные продуктивные пласты (от Б до Е), изменяется от 20,2 до 60,5 м, составляя в среднем 34,9 м. Верхняя (карналлитогалитовая) часть карналлитовой пачки выдержана по мощности, значения которой составляют 15,7–25,0 м, при средней — 19,5 м. Общая мощность карналлитовой пачки изменяется от 38 до 80 м, составляя в среднем почти 55 м (53,8 м).

Важной стороной строения калийной залежи является изменение по ее разрезу площади развития продуктивных пластов и их состава по латерали. Фактическим материалом для построения литологических карт явились данные поискового бурения, предварительной и детальной разведки участков месторождения, а также материалы бурения нефтяных и других специальных скважин.

Литологические карты продуктивных пластов сильвинитовой пачки строились с выделением следующих разностей: богатый сильвинит (содержание KCl не менее 18%), бедный силь-

винит (содержание KCl 5–18%), каменная соль и породы гипсово-глинистых шляп.

Литологические карты продуктивных пластов карналлитовой пачки строились по результатам пересчета химических анализов керновых проб. Исходя из стехиометрических соотношений компонентов карналлита, его количество в породе (Q) определялось по формуле: $Q = 2,919 \cdot MgCl_2$, где $MgCl_2$ — содержание хлористого магния по данным опробования керна скважин в процентах. Остальное количество KCl, не связанное с карналлитом, принималось за содержание сильвина. Представленные ниже литологические карты продуктивных пластов карналлитовой пачки — не поля развития пород, а поля типов разрезов пластов, поскольку в этой пачке имеется только две калийсодержащие породы — карналлитовая порода и сильвинит.

Рассматривая площади развития продуктивных пластов, отметим, что ни один из них не достигает размеров калийной залежи. Если принять площадь калийной залежи за 1, то площади развития продуктивных пластов выразятся следующими величинами: КрIII^a — 0,35; КрIII^b — 0,61; КрIII^c — 0,65; КрII — 0,87; КрI — 0,82; А — 0,84; Б — 0,74; В — 0,80; Г — 0,79; Д — 0,77; Е — 0,85; Ж — 0,70; З — 0,56; И — 0,66; К — 0,53. Из этого ряда следует, что площади развития продуктивных пластов увеличиваются снизу вверх до пласта КрII, площадь которого достигает максимального значения (0,87). Далее, до пласта Е включительно, пласты имеют довольно близкие площади, укладываемые в узкий интервал (0,81 ± 0,06). Исключением среди них является пласт Б (0,74), площадь которого даже меньше площади подстилающего его пласта А. Выше по разрезу проявляется тенденция к уменьшению площади развития пластов вплоть до пласта К (0,53).

Самый нижний пласт калийной залежи, пласт КрIII^a (рис. 1.16а), представлен серией участков различной величины, не объединенных общим контуром. В пределах северной части калийной залежи имеется четыре участка общей площадью около 200 км². Здесь сильвиниты на 95% представлены бедными разностями (табл. 1.6). В центральной части пласт КрIII^a представлен одиннадцатью продуктивными участками различной величины. Доля богатых сильвинитов здесь значительно выше, чем в северной части, и составляет 32%. В южной части месторождения степень расчленения этого пласта меньше: семь участков развития продуктивных пород в сумме составляют 627 км², а доля богатых сильвинитов — 62%.

Пласт КрIII^b (рис. 1.16б) представлен тремя крупными участками развития сильвинитов. Вследствие общего низкого содержания KCl

в продуктивных породах этого пласта, общая площадь развития богатых сильвинитов не превышает 17% от площади его развития. Однако прослеживается та же закономерность: на севере их 2%, в центральной части — 13%, а на юге — 30%. Интересно, что в южной части месторождения для этого пласта характерна и другая важная тенденция, выражающаяся в том, что богатые сильвиниты тяготеют к восточным контурам развития сильвинитов.

Третий снизу пласт, КрIII^c (см. рис. 1.16в), в целом сохраняет основные особенности пласта КрIII^b. Исключением является то, что богатые и бедные сильвиниты имеют почти одинаковую степень развития.

Остальные пласты сильвинитовой пачки (КрII, КрI, А) имеют общие черты развития продуктивных пород (рис. 1.17). Во-первых, каждый из них представляет собой непрерывное поле сильвинитов, ограниченное одним контуром. Во-вторых, богатые сильвиниты, так же как и в нижних пластах, распространены по площади месторождения неравномерно. Меньше всего их в северной части залежи (см. табл. 1.6). Участки развития богатых сильвинитов пласта КрII еще не объединены общим контуром. Это особенно характерно для северной части месторождения. На остальной части месторождения контур богатых сильвинитов пласта КрII единый, но имеет очень сложную форму.

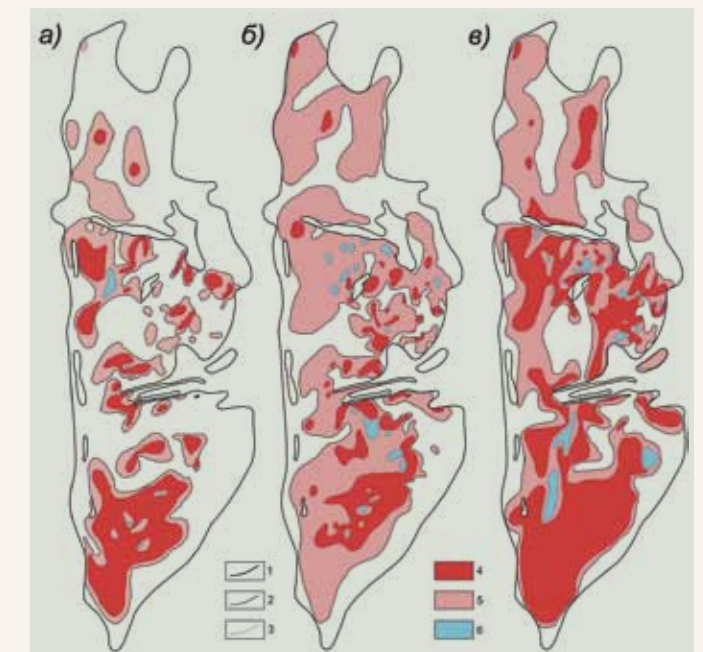


Рис. 1.16. Литологические схемы пластов КрIII^a (а), КрIII^b (б), КрIII^c (в): 1 — контур калийной залежи; 2 — контур пласта; 3 — литологические границы; 4 — богатые сильвиниты; 5 — бедные сильвиниты; 6 — каменная соль замещения

Таблица 1.6

Площади распространения продуктивных пластов сильвинитовой пачки

Части залежи	Состав пласта	Площадь распространения, км ² (%)					
		КрIII ^а	КрIII ^б	КрIII ^в	КрII	КрI	А
Вся залежь	Весь пласт	1296	2258	2396	3233	3044	3107
	Богатый сильвинит	545 (42)	391 (17)	1158 (48)	2069 (64)	2173 (72)	2288 (74)
	Бедный сильвинит	738 (57)	1822 (81)	1178 (49)	1097 (34)	775 (25)	770 (25)
	Каменная соль	13 (1)	45 (2)	60 (3)	62 (2)	91 (3)	44 (1)
	Породы шляп	–	–	–	5 (< 0,5)	5 (< 0,5)	5 (< 0,5)
Северная	Весь пласт	197	573	560	864	800	859
	Богатый сильвинит	12 (5)	12 (2)	68 (12)	195 (23)	488 (60)	577 (66)
	Бедный сильвинит	185 (95)	561 (98)	492 (88)	631 (73)	284 (36)	273 (32)
	Каменная соль	–	–	–	38 (4)	28 (4)	13 (2)
	Породы шляп	–	–	–	5 (< 0,5)	5 (< 0,5)	5 (< 0,5)
Центральная	Весь пласт	471	743	801	1073	1015	1005
	Богатый сильвинит	148 (32)	100 (13)	369 (46)	730 (68)	672 (66)	694 (69)
	Бедный сильвинит	313 (66)	617 (84)	407 (51)	316 (39)	284 (28)	288 (29)
	Каменная соль	10 (2)	26 (3)	25 (3)	22 (2)	54 (6)	18 (2)
	Породы шляп	–	–	–	5 (< 0,5)	5 (< 0,5)	5 (< 0,5)
Южная	Весь пласт	627	942	1035	1296	1309	1243
	Богатый сильвинит	385 (62)	279 (30)	721 (70)	1144 (88)	1013 (82)	1021 (82)
	Бедный сильвинит	239 (38)	644 (68)	279 (27)	150 (12)	207 (17)	209 (17)
	Каменная соль	3 (< 0,5)	19 (2)	35 (3)	2 (< 0,5)	89 (1)	13 (1)

Выше, в пласте КрI, изолированные участки богатых сильвинитов редки, а в пласте А это единое поле (см. рис. 1.17в). В этом пласте контур развития богатых сильвинитов близок к контуру распространения самого пласта.

Самый нижний пласт карналлитовой пачки, пласт Б (рис. 1.18), характеризуется сильной изменчивостью состава, которая проявляется в том, что участки, сложенные смешанными солями и карналлитовыми породами, часто представляют собой небольшие «островки», а наиболее крупные из них имеют очень сложную форму. Все они находятся внутри общего контура развития пестрых сильвинитов, суммарная доля развития которых составляет 54% (табл. 1.7 и 1.8). Общая площадь развития карналлитовых пород мала и не превышает 6% от площади пласта.

Залегающий выше пласт В (рис. 1.19а) характеризуется не только большей общей площадью развития продуктивных пород (по отношению к пласту Б), но и большим развитием карналлитовых пород, которые, объединяясь практически одним общим контуром, занимают более одной трети площади пласта. Распределение их по площади месторождения неравномерное: в северной части доля их распространения составляет 20%, в центральной – 38% и в южной – 43%. Доля площади развития сильвинитов этого пласта вдвое меньше, чем для пласта Б.

Три последующих пласта (Г, Д, Е) имеют близкие характеристики: доля развития карнал-

литового типа разреза – 39–45%, смешанного – 35–41% и сильвинитового – 18–19% (рис. 1.19б и 1.20, табл. 1.7). Для этих трех пластов наиболее богатой карналлитовыми породами является центральная часть, где доля развития карналлитового типа разреза колеблется от 49 до 56%,

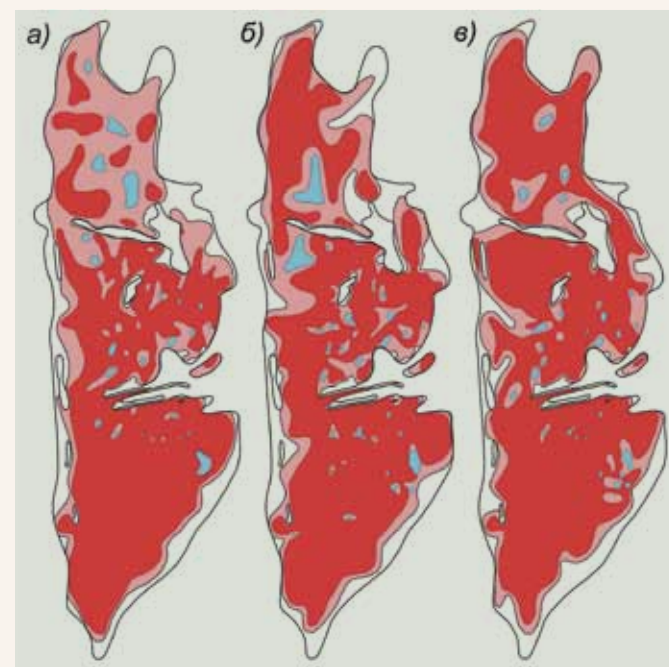


Рис. 1.17. Литологические схемы пластов КрII (а), КрI (б) и А (в). Условные обозначения см. на рис. 1.16



Рис. 1.18. Литологическая схема пласта Б: 1 – карналлитовые породы; 2 – смешанные соли; 3 – пестрые сильвиниты; 4 – каменная соль; 5 – гипсово-глинистые шляпы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.16

а не южная, как для пласта В (см. табл. 1.8). Северная часть месторождения в этом отношении остается самой бедной.

В целом для продуктивных пластов нижней части карналлитовой пачки (Б, В, Г, Д, Е) характерно, что при общей тенденции увеличения площади развития карналлитового типа разреза сохраняется асимметрия распространения типов разрезов в широтном направлении: карналлиты тяготеют к западной, а сильвиниты – к восточной половине залежи. Наиболее обширные поля развития пестрых сильвинитов наблюдаются вдоль восточных границ месторождения. Следует отметить еще одну очень важную особенность: поля развития карналлитовых пород в рассматриваемых пластах часто расположены в непосредственной близости от субширотных прогибов и нередко здесь резко обрываются границами калийной залежи, почти не оставляя места для проявления промежуточных типов разрезов.

Переход от нижней части карналлитовой пачки к верхней (пласты Ж, З, И, К) отмечается резким сокращением площади развития пластов (рис. 1.21 и 1.22, см. табл. 1.7). Так, площадь пласта Ж примерно на 500 км² меньше площади пласта Е. Площадь самого верхнего пласта К наименьшая и равна 1979 км². Общая закономерность сокращения площади пластов вверх по разрезу нарушается пластом З (или И), в результате чего сохраняется лишь тенденция к этому сокращению. Сокращение площади пластов идет главным образом за счет сокращения площади развития продуктивных пород в пределах северной части месторождения. Вместе с сокращением общей площади развития пластов наблюдается повышение сложности их контуров с последующим разделением единого пласта на части и появлением отдельных фрагментов. Важно отметить, что при сокращении площади развития пластов вверх по разрезу соотношение площадей развития типов разрезов в пластах в общем изменяется незначительно. Так, доля площади с карналлитовым типом разреза колеблется в пределах 31–38%, со смешанным типом разреза – 39–47%, с сильвинитовым – 19%. Более детальная характеристика пластов верхней части карналлитовой пачки приведена в табл. 1.9.

Общая характеристика продуктивных пластов калийной залежи ВКМС приведена в табл. 1.10.

ПОКРОВНАЯ КАМЕННАЯ СОЛЬ (ПКС) распространена на преобладающей площади месторождения, но отсутствует на сводах некоторых поднятий. По внешнему облику она заметно отличается от подстилающей: слоистость более тонкая и неровная, прослои часто выклиниваются, структура более мелкозернистая, окраска светлее. Темно-серый перистый галит встречается редко и приурочен в основном к верхней части разреза;

Таблица 1.7

**Площади распространения типов разрезов в пластах карналлитовой пачки
(в числителе – км², в знаменателе – %)**

Состав пластов	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
Карналлитовый	$\frac{151}{6}$	$\frac{1013}{35}$	$\frac{1186}{41}$	$\frac{1297}{45}$	$\frac{1210}{39}$	$\frac{813}{31}$	$\frac{785}{38}$	$\frac{902}{37}$	$\frac{653}{33}$
Смешанный	$\frac{1028}{38}$	$\frac{1121}{38}$	$\frac{1139}{39}$	$\frac{1005}{35}$	$\frac{1304}{41}$	$\frac{1234}{47}$	$\frac{824}{39}$	$\frac{969}{40}$	$\frac{815}{41}$
Сильвинитовый	$\frac{1484}{54}$	$\frac{783}{27}$	$\frac{567}{19}$	$\frac{518}{18}$	$\frac{575}{18}$	$\frac{482}{19}$	$\frac{397}{19}$	$\frac{470}{19}$	$\frac{379}{19}$
Каменная соль	$\frac{54}{2}$	$\frac{21}{0,7}$	$\frac{9}{< 0,5}$	$\frac{17}{1}$	$\frac{28}{1}$	$\frac{40}{2}$	$\frac{43}{2}$	$\frac{70}{3}$	$\frac{117}{6}$
Породы глинисто-гипсовых шляп	$\frac{12}{< 0,5}$	$\frac{14}{< 0,5}$	$\frac{19}{1}$	$\frac{20}{1}$	$\frac{23}{1}$	$\frac{34}{1}$	$\frac{34}{2}$	$\frac{31}{1}$	$\frac{15}{1}$
Общая площадь пласта	2729	2952	2920	2857	3140	2603	2083	2442	1979

Таблица 1.8

Площади распространения нижних пластов карналлитовой пачки по типу разреза

Часть залежи	Тип разреза	Площадь распространения, км ² (%)*				
		Б	В	Г	Д	Е
Северная	Карналлитовый	38 (5)	129 (20)	221 (25)	263 (34)	214 (29)
	Смешанный	267 (33)	493 (53)	512 (59)	335 (43)	409 (55)
	Сильвинитовый	473 (58)	244 (26)	145 (16)	176 (23)	121 (16)
	Каменная соль	30 (4)	13 (1)	1 (< 0,5)	1 (< 0,5)	2 (< 0,5)
	Породы шляп	–	–	1 (< 0,5)	1 (< 0,5)	1 (< 0,5)
	Общая площадь	808	942	880	776	747
Центральная	Карналлитовый	59 (6)	404 (38)	553 (52)	569 (56)	494 (49)
	Смешанный	356 (38)	378 (37)	316 (31)	327 (32)	371 (36)
	Сильвинитовый	521 (54)	237 (23)	145 (14)	95 (9)	115 (11)
	Каменная соль	15 (1)	6 (1)	5 (< 0,5)	11 (1)	23 (2)
	Породы шляп	12 (1)	14 (1)	18 (2)	19 (2)	22 (2)
	Общая площадь	963	1039	1037	1021	1025
Южная	Карналлитовый	54 (6)	417 (43)	412 (41)	465 (44)	502 (36)
	Смешанный	405 (42)	250 (26)	320 (31)	343 (32)	524 (39)
	Сильвинитовый	490 (51)	302 (31)	277 (28)	247 (23)	339 (25)
	Каменная соль	9 (1)	2 (< 0,5)	3 (< 0,5)	5 (< 0,5)	3 (< 0,5)
	Общая площадь	958	971	1003	1060	1368
Площадь пласта		2729	2952	2920	2857	3140

* проценты от площади развития пласта в пределах данной части калийной залежи.

более редко отмечаются и стяжения ангидрита [106 и др.]. ПКС разделена В.И. Копниным и М.А. Коротаяевым [131] на две почти равные по мощности пачки: нижнюю (светлая соль) и верхнюю (темная соль). Граница между пачками проходит в основании маркирующего горизонта «галопелитовая пара», который представляет собой пакет каменной соли мощностью от 19,5 до 33,5 см с двумя (4,5–17,5 см) глинисто-ангидритовыми прослоями в почве и кровле.

В нижних слоях ПКС местами наблюдается редкая вкрапленность карналлита и сильвина. Средний химический состав каменной соли (%): NaCl – 80,96; CaSO₄ – 0,7–5; MgCl₂ – 0,1–0,4; KCl – следы, Н.О. – 0,7–4,5.

Мощность ПКС меняется незначительно (16–22 м) и в среднем равна 20 м.

Нижнесоликамская подсвета (P_1sl_1) в галогенной формации представлена соляно-мергельной толщей (СМТ), которая распространена

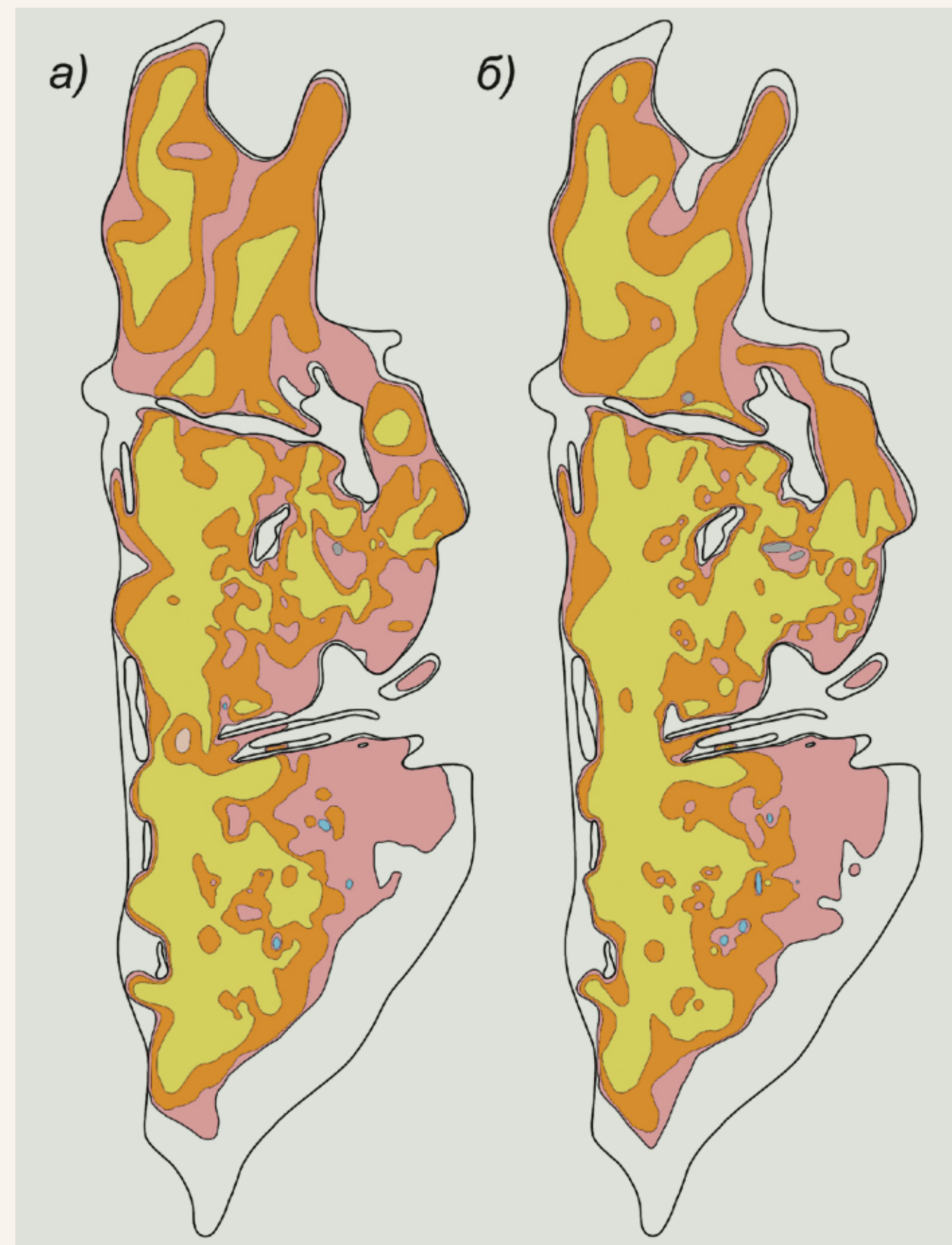


Рис. 1.19. Литологические схемы пласта В (а) и Г (б). Условные обозначения см. на рис. 1.16 и 1.18

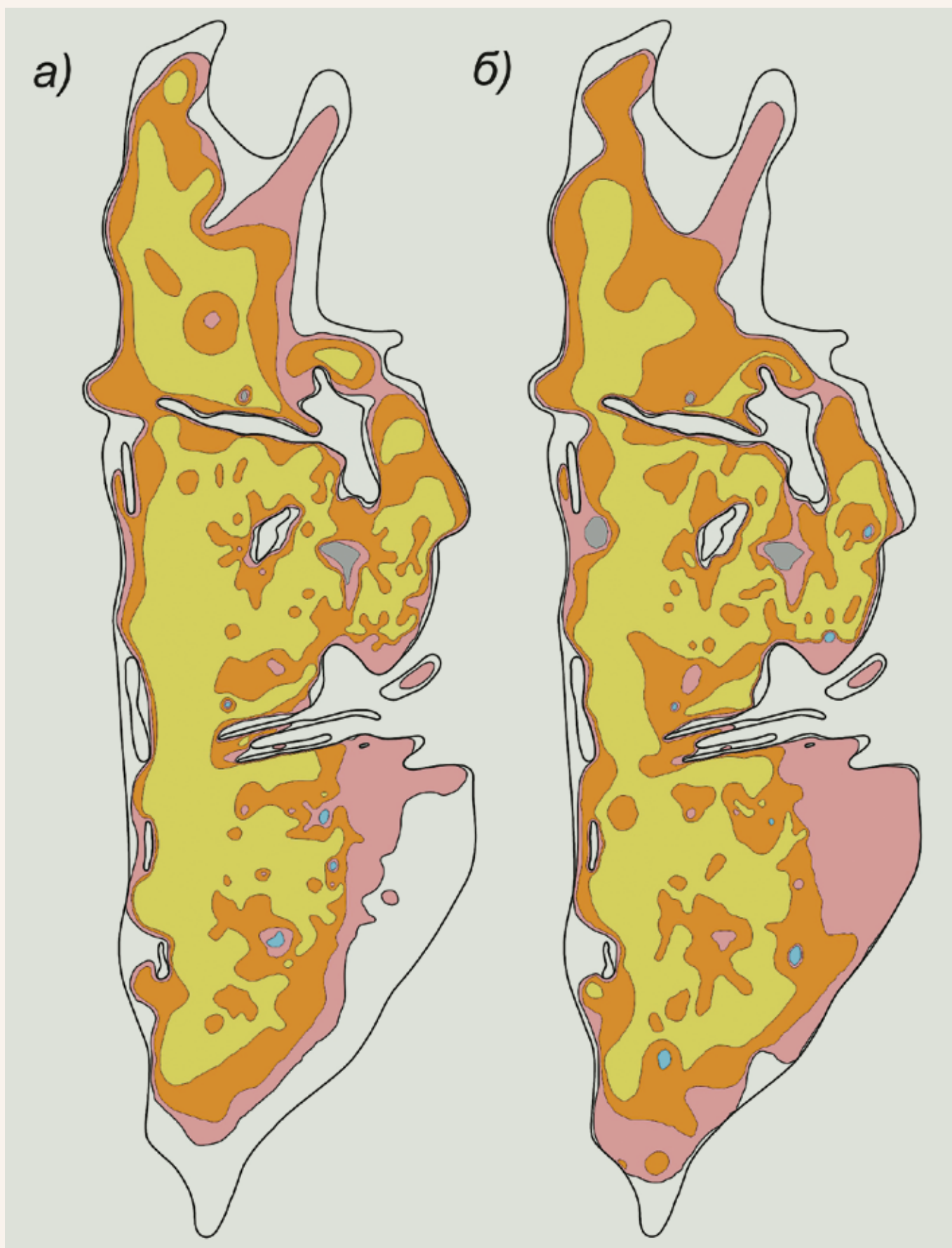


Рис. 1.20. Литологические схемы пласта Д (а) и Е (б). Условные обозначения см. на рис. 1.16 и 1.18

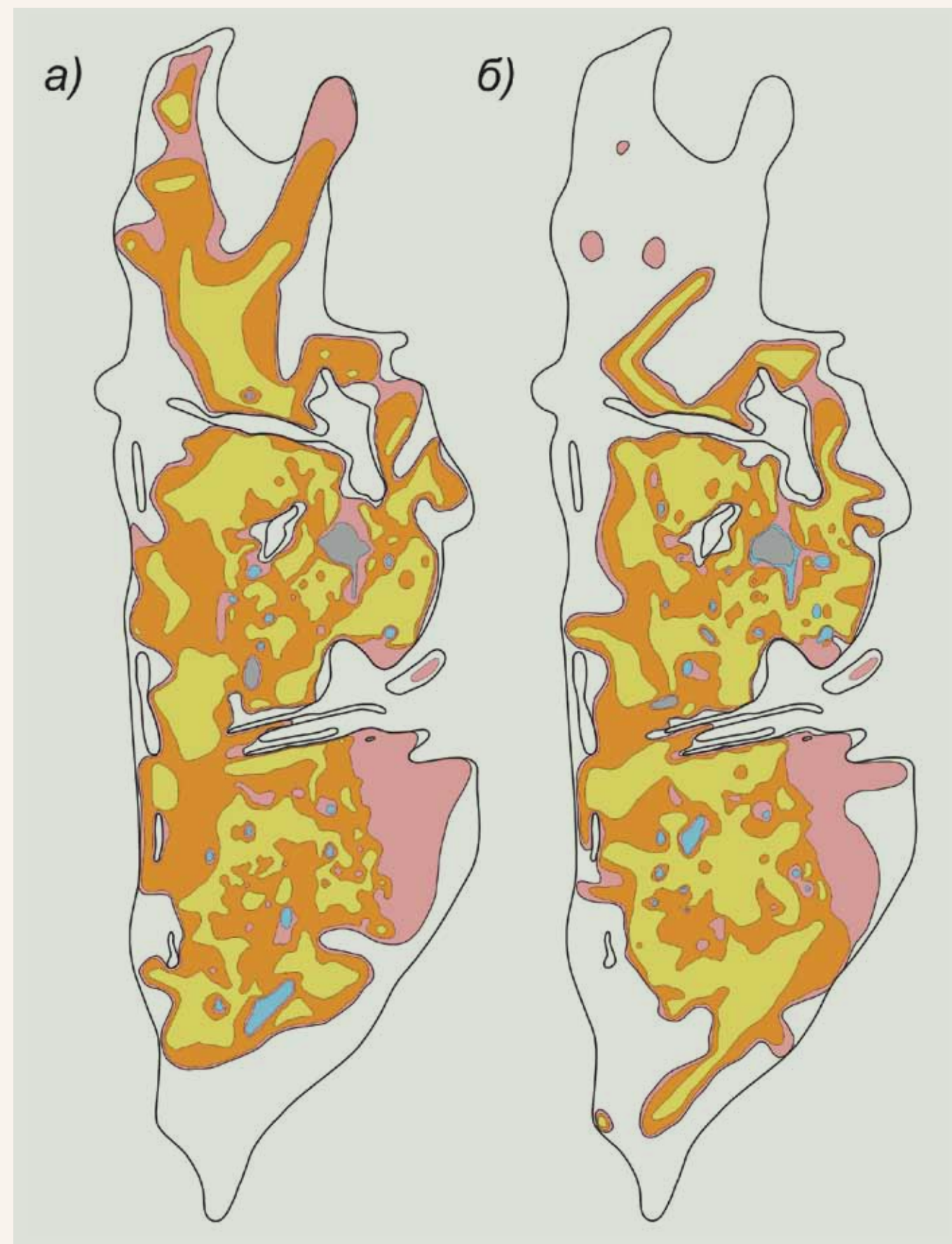


Рис. 1.21. Литологические схемы пласта Ж (а) и З (б). Условные обозначения см. на рис. 1.16 и 1.18

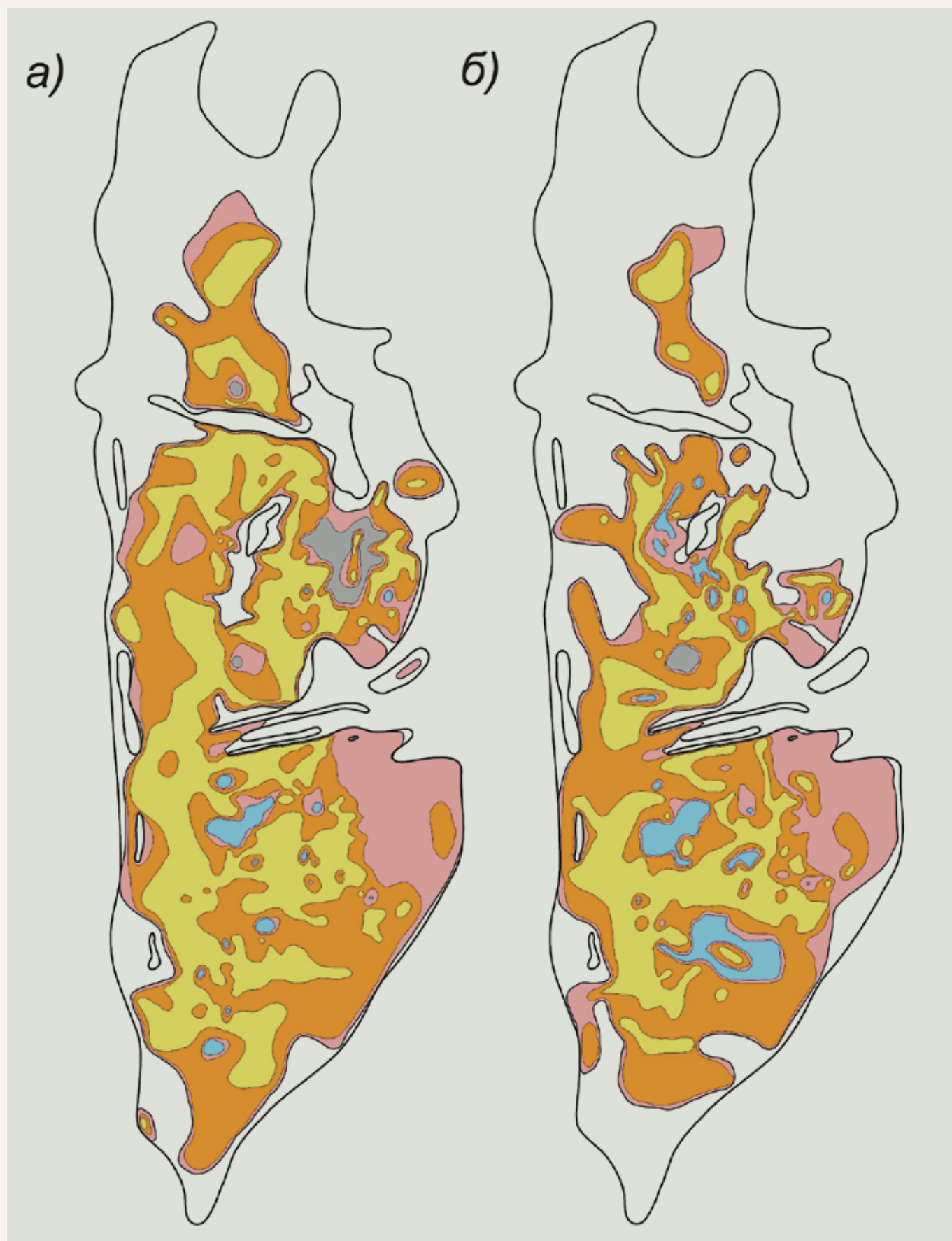


Рис. 1.22. Литологические схемы пласта И (а) и К (б). Условные обозначения см. на рис. 1.16 и 1.18

Таблица 1.9

Распространенность типов разреза в верхних пластах карналлитовой пачки

Часть залежи	Тип разреза	Площадь развития, км ² (%)*			
		Ж	З	И	К
Северная	Карналлитовый	143 (24)	54 (27)	75 (30)	25 (21)
	Смешанный	319 (53)	79 (40)	120 (49)	71 (60)
	Сильвинитовый	141 (23)	64 (23)	46 (19)	23 (19)
	Каменная соль	1 (< 0,5)	–	2 (1)	–
	Породы гипсово-глинистых шляп	1 (< 0,5)	–	2 (1)	–
	Общая площадь	605	197	245	119
Центральная	Карналлитовый	372 (40)	319 (39)	349 (39)	282 (42)
	Смешанный	420 (45)	370 (46)	334 (37)	235 (35)
	Сильвинитовый	87 (9)	70 (9)	153 (17)	99 (15)
	Каменная соль	17 (2)	17 (2)	37 (4)	38 (16)
	Породы гипсово-глинистых шляп	34 (4)	34 (4)	28 (3)	15 (2)
	Общая площадь	930	810	901	669
Южная	Карналлитовый	298 (28)	412 (39)	478 (37)	346 (29)
	Смешанный	493 (46)	348 (35)	515 (40)	509 (42)
	Сильвинитовый	254 (24)	263 (24)	271 (21)	257 (22)
	Каменная соль	23 (2)	26 (2)	31 (2)	72 (7)
	Породы гипсово-глинистых шляп	–	–	1 (< 0,5)	–
	Общая площадь	1068	1076	1296	1191
Площадь пласта		2603	2083	2442	1979

* – проценты от площади развития пласта в данной части месторождения.

на всей площади месторождения. Средний состав разреза толщи: мергели и глины – 65%, каменная соль – 30%, гипсы и ангидриты – 5%. Характеристика СМТ излагается по работе [283] и фондовым материалам Ю.А. Третьякова (1979 г.).

В разрезе СМТ выделяется девять ритмопачек (рис. 1.23). Семь нижних ритмопачек содержат по два пласта: нижний пласт сложен глиной или мерге-

лем, а верхний – каменной солью или гипсовой (глинисто-гипсовой) породой. Нижняя часть восьмой ритмопачки сложена мергелями и глинисто-карбонатно-сульфатными породами, а верхняя представлена глинисто-гипсовой породой. Девятая пачка сложена глинистыми и карбонатными породами с прослоями гипса, реже – ангидрита. В глубоких понижениях рельефа ПКС в разрезах восьмой и

Таблица 1.10

Средние мощности и химический состав продуктивных пластов калийной залежи, %

Пласт	Мощность, м	KCl	MgCl ₂	NaCl	CaSO ₄	H ₂ O	Br
К	0,84	15,25	8,57	58,23	1,15	1,76	0,064
И	1,28	17,45	10,77	52,75	1,18	2,00	0,080
З	0,60	16,38	11,44	57,51	1,25	2,63	0,070
Ж	0,80	18,86	11,91	50,77	1,29	1,55	0,079
Е	7,60	15,85	10,98	51,75	1,56	2,84	0,091
Д	8,33	15,72	11,74	50,93	1,64	2,62	0,088
Г	6,30	17,59	12,52	49,26	1,49	2,18	0,089
В	5,80	22,48	12,48	45,31	1,50	3,29	0,086
Б	1,83	31,04	5,97	51,28	1,71	2,27	0,072
А	1,40	30,05	0,34	66,77	2,28	2,53	0,044
КрI	0,96	29,95	0,30	65,63	1,68	2,89	0,040
КрII	3,97	25,69	0,24	68,32	2,68	3,27	0,047
КрIII ^а	0,87	23,58	0,23	71,62	2,40	2,66	0,034
КрIII ^б	1,11	17,81	0,28	76,11	1,86	3,66	0,033
КрIII ^в	0,67	21,27	0,31	73,44	1,58	3,20	0,029

девятой ритмопачек встречаются маломощные прослои каменной соли.

Комплексом методов внутри СМТ выявлен ряд дополнительных реперов. В породах четвертой и пятой ритмопачек отмечено многократное (в 10 и более раз) увеличение содержания хлороформенной и спиртобензольной фракций ОВ против фонового. В верхней части седьмой ритмопачки прослеживается гипсовый пласт мощностью 1–2 м и более, который является маркирующим (опорным) горизонтом. Для восьмой ритмопачки характерно обилие фауны остракод и пелеципод. Отмечено также максимальное споронасыщение (в 10 раз выше фонового) в 2–3-метровом интервале в кровле этой ритмопачки, что является маркирующим признаком. В этой же ритмопачке (2–8 м ниже ее кровли) установлено высокое содержание молибдена (в 5–10 раз больше фонового). На контакте восьмой и девятой ритмопачек гамма-каротажом выявлен своеобразный радиоактивный репер – максимум активности.

Нижняя часть СМТ, содержащая пласты каменной соли, носит название ПЕРЕХОДНОЙ ПАЧКИ (ПП). Отметим, что далее толща, включающая соляную толщу и ПП, называется соляной.

Количество пластов каменной соли в переходной пачке различно, но максимальное их количество встречается в центральных частях крупных отрицательных структур месторождения. Так, в скв. 179, расположенной в Камском прогибе, ПП содержит тринадцать пластов каменной соли. Два нижних пласта развиты почти на всей площади месторождения. Мощность пластов каменной соли ПП – от первых дециметров до 10 м.

Кровля ПП проводится по первому сверху пласту каменной соли, т.е. не является стратиграфическим уровнем, так как представляет собой соляное зеркало.

Мощность ПП достигает 88 м (скв. 179), составляя в среднем 20 м.

Общая мощность СМТ изменяется от 15 до 160 м и в среднем близка к 100 м.

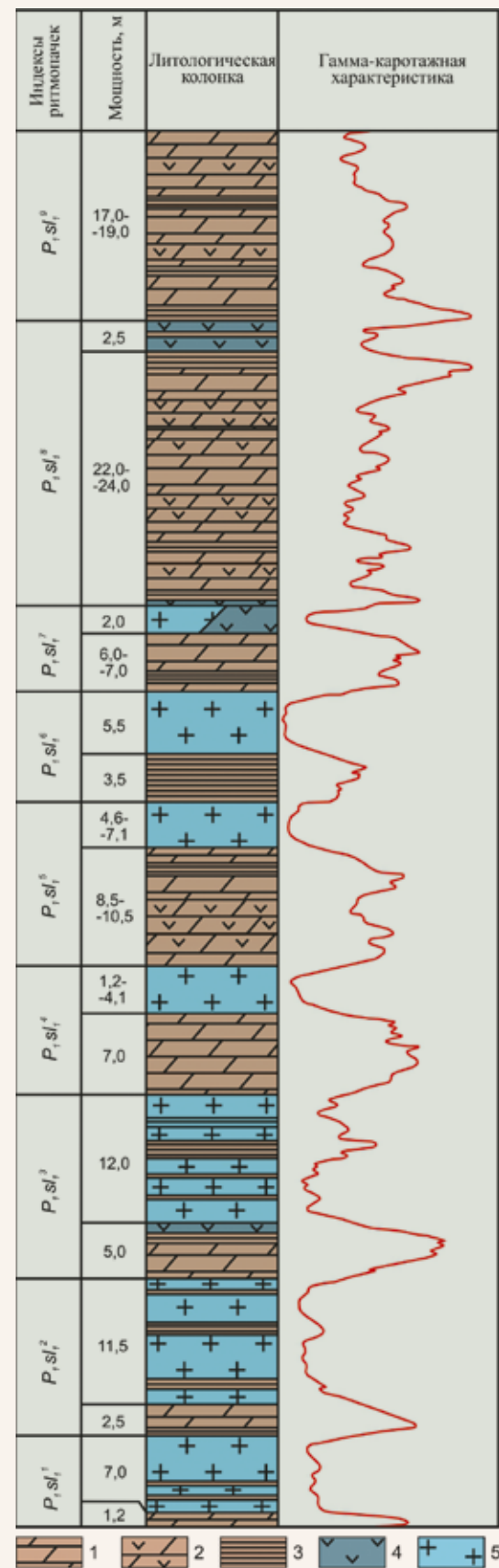


Рис. 1.23. Сводный стратиграфический разрез СМТ, вне масштаба (по [283]): 1 – мергель; 2 – загипсованный мергель; 3 – глина; 4 – гипсы; 5 – каменная соль

1.3 ТЕКТОНИКА

1.3.1 СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВКМС

Предуральский краевой прогиб представляет собой крупную синклиналиную структуру, переходную от Русской платформы к складчатому Уралу. Большая часть прогиба, в том числе Соликамская впадина, характеризуется более глубоким залеганием докунгурских отложений, чем на платформе и складчатом Урале, а также развитием солей в кунгурских отложениях. Переход между платформой и прогибом является постепенным. За границу между этими тектоническими областями к югу от р. Косью, южнее Соликамской впадины, принят крутой (1–5°) уступ поверхности кристаллического фундамента, сопровождаемый градиентной зоной гравиметрического поля и отождествляемый с Красноуфимским региональным разломом. В районе Соликамской впадины такого уступа в кунгурских и артинских отложениях не наблюдается, и западная граница Предуральского прогиба проводится условно, с учетом увеличения мощности и фациальной изменчивости нижнепермских отложений. Градиентная зона, соответствующая Красноуфимскому разлому, располагается здесь на 10–15 км восточнее, т.е. в пределах западной части прогиба (см. рис. 1.4). Восточная граница Предуральского прогиба (и, соответственно, Соликамской впадины) проводится по появлению нижнепермских моласс [232, 270 и др.]. Этот контур совпадает с восточной границей сплошного развития позднегерцинских флишоидно-молассовых отложений большой мощности, контролируемой на многих участках региональными надвигами. На геологической карте эта линия проходит несколько западнее передовых складок Урала, вблизи выходов на поверхность пород артинского яруса из-под кунгурских отложений (через с. Ныроб, г. Красновишерск, с. Всеволодо-Вильва, г. Чусовой) [270].

Соликамская впадина представляет собой меридионально вытянутую структуру протяженностью около 240 км и шириной до 70–75 км (см. рис. 1.4). С севера она ограничена Колвинской седловиной (КС), которая выделяется по выходам артинских и более древних отложений среди кунгурских. Ограничивающая впадину на юге Косьюинско-Чусовская седловина (КЧС) отличается повышенным уровнем залегания кунгурских и артинских отложений.

В центральной части Соликамской впадины породы кристаллического фундамента и рифейского комплекса скважинами не вскрыты.

По данным сейсморазведочных работ, размытая поверхность кристаллического фундамента в целом имеет здесь пологое погружение в восточном направлении, в сторону Урала (рис. 1.24). Наиболее высокое стояние поверхности кристаллического фундамента (около –4,1 км) наблюдается в районе юго-западного края калийной залежи.

В результате пологого погружения (1,5–2,0°) в восток-северо-восточном направлении поверхность фундамента в восточной части залежи опускается до отметок минус 5,0–5,5 км. К северу от 60-й параллели и далее на северо-восток, в области Тиманской зоны ступенчатого погружения, наблюдается более крутой (6–8°) общий наклон поверхности фундамента в северо-восточном (40–45°) направлении [232]. Мощность залегающей на фундаменте толщи додевонских (рифей-вендских) образований оценивается, по геофизическим данным, в 2,0–2,5 км и лишь в северной части площади возрастает до 3–6 км.

Структурный план по кровле терригенных пород тиманского горизонта (рис. 1.25) характеризуется относительно стабильным наклоном (от 20' до 1°) в восток-юго-восточном направлении. При этом происходит перепад высот этой поверхности с –1950 м (на северо-западе) до –2700 м на юго-востоке площади. В северной части площади, в зоне крутого погружения кристаллического фундамента, на общем фоне моноклинального залегания проявляются четко выраженные осложнения в виде структурных мысов, террас и разделяющих их депрессий. Направление шарниров этих осложняющих структур в плане совпадает с направлением стратоизогипс поверхности кристаллического фундамента, что может быть расценено как отражение ступенчато-клавишного характера погружения фундамента.

На структурном плане кровли терригенных отложений тульского горизонта (рис. 1.26) также отмечается общее погружение на юго-восток (110°) от –1,6 до –2,3 км. В отличие от плавного погружающихся нижележащих отражающих поверхностей, моноклинальное залегание кровли терригенной толщи C_{tl} осложнено куполами верхнедевонских рифовых массивов различных размеров и амплитуд.

На рассматриваемом участке Камско-Кинельской системы прогибов основным элементом структуры является Березниковское палеоплато (рис. 1.27), ограниченное на западе Среднекамским, на востоке Кизеловским и Яйвинским прогибами, соединяющимися на юге Челвинским,

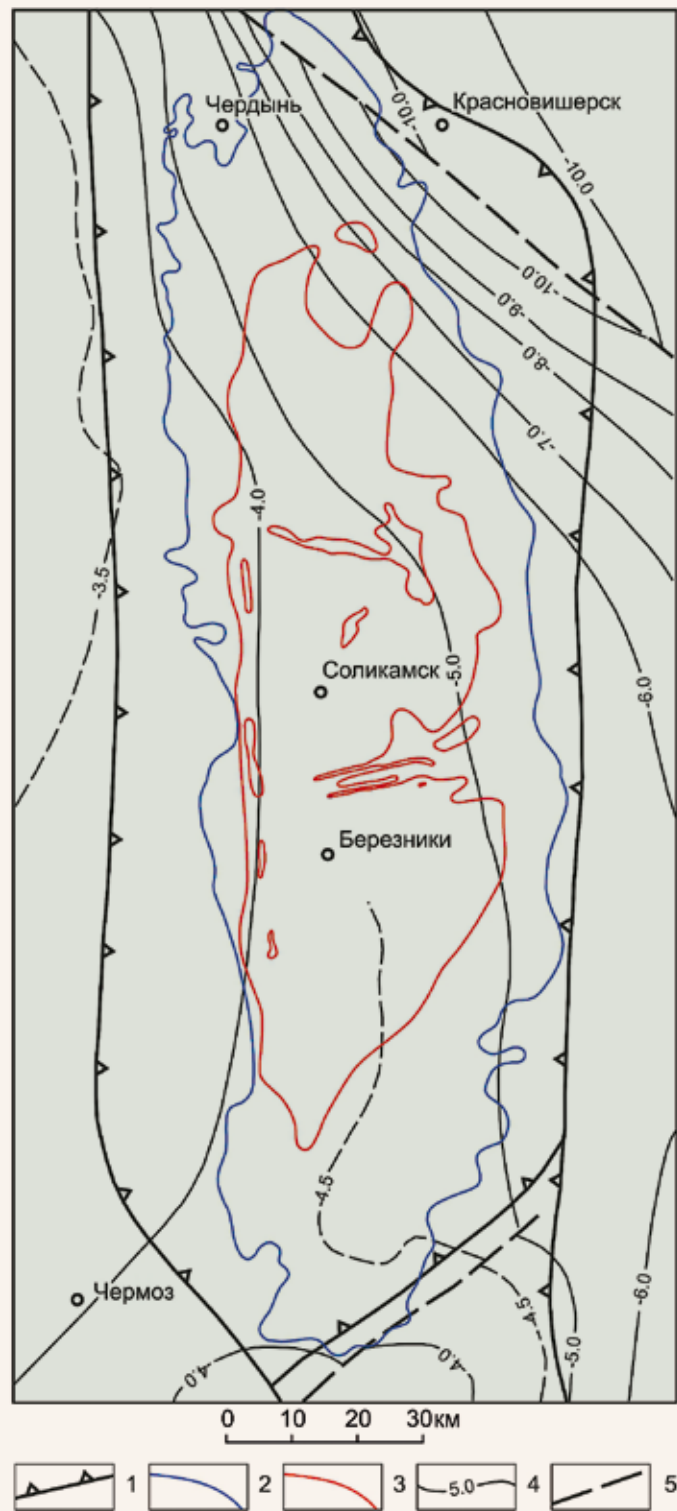


Рис. 1.24. Структурная карта поверхности фундамента Соликамской впадины (по К.С. Шершневу, 1994 г.): 1 – границы основных тектонических структур; 2 – контур соляной залежи Верхнекамского месторождения; 3 – контур калийной залежи; 4 – изогипсы поверхности фундамента, км; 5 – разломы

а на севере Кисловским прогибами. В позднедевонское время в пределах палеоплато были благоприятные условия для формирования системы органогенных построек с единым карбонатным основанием.

Некомпенсированное осадконакопление в позднем девоне в условиях развития органогенных рифовых построек явилось основой формирования в вышележащих каменноугольных и нижнепермских толщах структур облекания, амплитуда которых постепенно уменьшается вверх по разрезу (см. рис. 1.5). Рифовым массивам соответствует уменьшение мощности указанных толщ относительно депрессионных зон. За счет этого в вышележащих толщах карбонатных пород ($C_1-P_1ar_1$) палеоструктурный план Камско-Кинельской системы прогибов отражен в меньшей степени.

На структурном плане кровли терригенной пачки артинского яруса (рис. 1.28), в отличие от рассмотренных выше поверхностей, выявляются резкие структурные изменения. Они обусловлены накоплением в восточной части Соликамской впадины, как и всего Предуралья прогиба, флишеидно-молассовой толщи, мощность которой резко возрастает в восточном направлении (в сторону Урала) до 200–500 м и более. В результате сформировался так называемый артинский терригенный клин, который образовал пологую синклиналию структуру с отчетливо выраженными западным и восточным бортами – собственно Соликамскую впадину (см. рис. 1.5). Субмеридионально ориентированный шарнир этой депрессии полого погружается с севера на юг от отметки –540 м. Наиболее погруженная часть структуры с отметкой –860 м протяженностью около 30 км находится к югу от широты г. Березники (на этом участке шарнир несколько отклоняется к востоку). К южному окончанию калийной залежи вновь наблюдается воздымание шарнира до отметки –820 м.

Поперечное сечение депрессии неодинаково: в северной части она имеет V-образную форму, относительное превышение бортов над осевой частью структуры достигает здесь 120–160 м; в центральной и южной частях сечение структуры становится корытообразным, относительное превышение западного борта над осевой частью уменьшается до 40–80 м, восточный борт более выдержан. Синклиналь осложнена локальными поднятиями, унаследованными от рифовых массивов нижележащего уровня, и даже «артинский терригенный клин» в восточной, наиболее мощной его части, не смог окончательно сnivelировать влияние этих структур.

На рассматриваемой территории выделяется пять региональных разломов (см. рис. 1.4): Красноуфимский (I) и Западно-Уральский (II) –

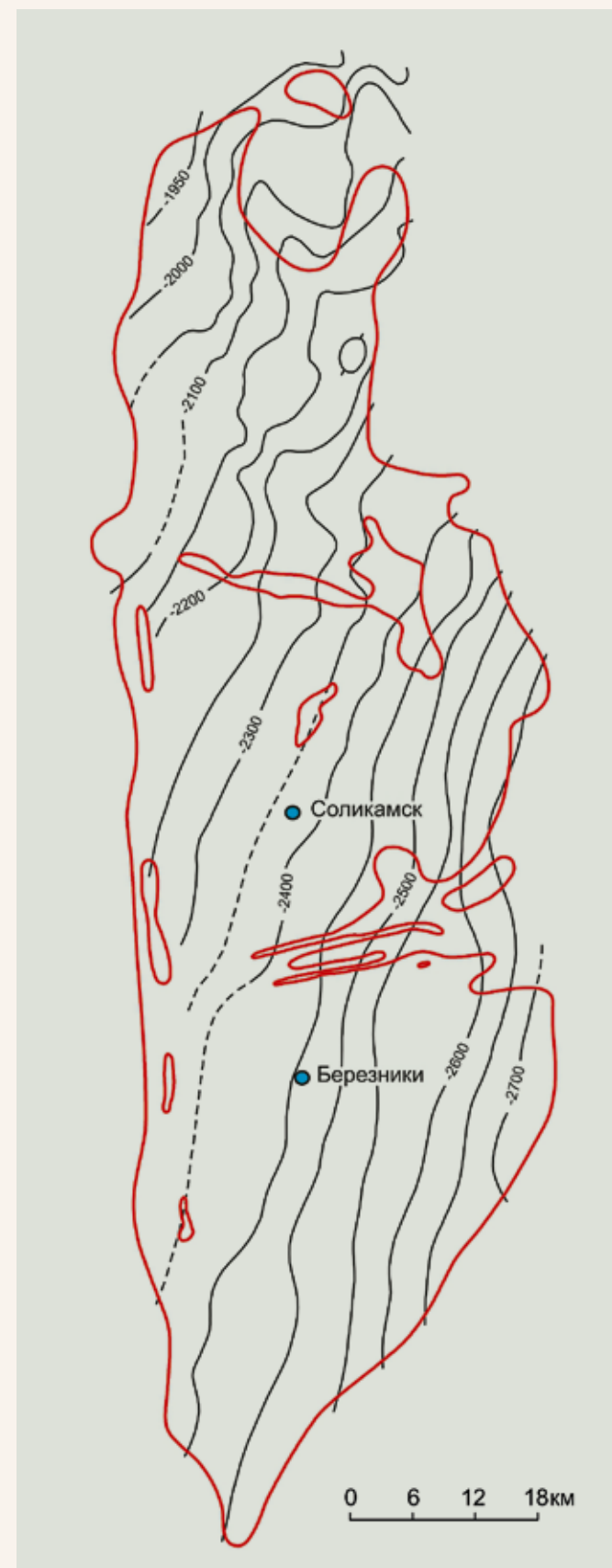


Рис. 1.25. Структурная карта по кровле терригенной пачки тиманского горизонта в пределах калийной залежи месторождения (по Б.М. Голубеву, 1998 г.). Значение изолиний в метрах

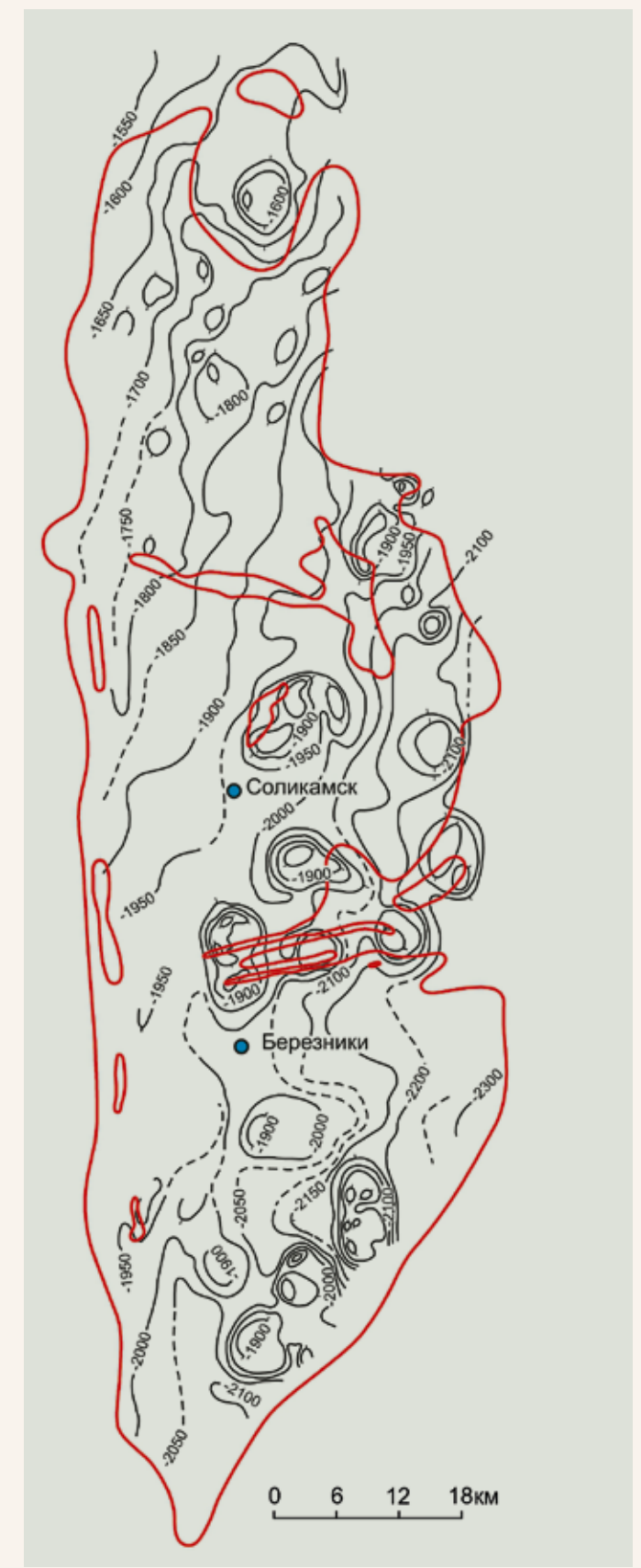


Рис. 1.26. Структурная карта по кровле терригенной пачки тульского горизонта в пределах калийной залежи ВКМС (по Б.М. Голубеву, 1998 г.). Значение изолиний в метрах

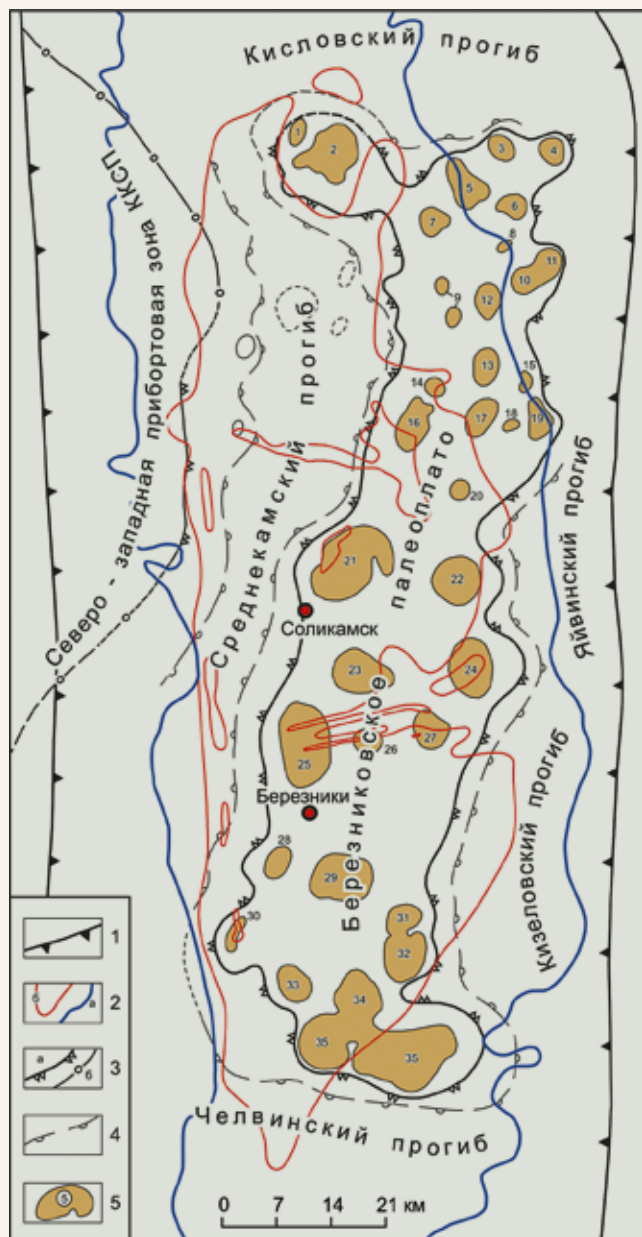


Рис. 1.27. Положение в плане ВКМС и рифовых структур Камско-Кинельской системы прогибов (по материалам Б.М. Голубева, 1998 г., И.А. Санфинова, 1993 г., и др.): 1 – границы Предуральского краевого прогиба; 2 – контуры соляной толщи (а) и калийной залежи (б); 3 – границы палеоплато по И. А. Санфинову (а) и Б. М. Голубеву (б); 4 – границы распространения склоновых субфаций позднедевонских карбонатных отложений; 5 – положительные структуры, приуроченные к рифовым постройкам (1 – Западно-Озерная, 2 – Озерная, 3 – Язьвинская, 4 – Цепельская, 5 – Гагаринская, 6 – Восточно-Гагаринская, 7 – Мысьинская, 8 – Западно-Маговская, – Южно-Мысьинская, 10 – Раевская, 11 – Маговская, 12 – Южно-Раевская, 13 – Пичуйская, 14 – Тарховская, 15 – Верхне-Шаманская, 16 – Боровицкая, 17 – Ескинская, 18 – Мальгинская, 19 – Усть-Симская, 20 – Осокинская, 21 – Логовская, 22 – Ростовицкая, 23 – Пашковская, 24 – Жилинская, 25 – Юрчукская, 26 – Чашкинская, 27 – Бельская, 28 – Зырянская, 29 – Березниковская, 30 – Шершнева, 31 – Родыгинская, 32 – Сибирская, 33 – Белопащинская, 34 – Палашерская, 35 – Уньвинская)

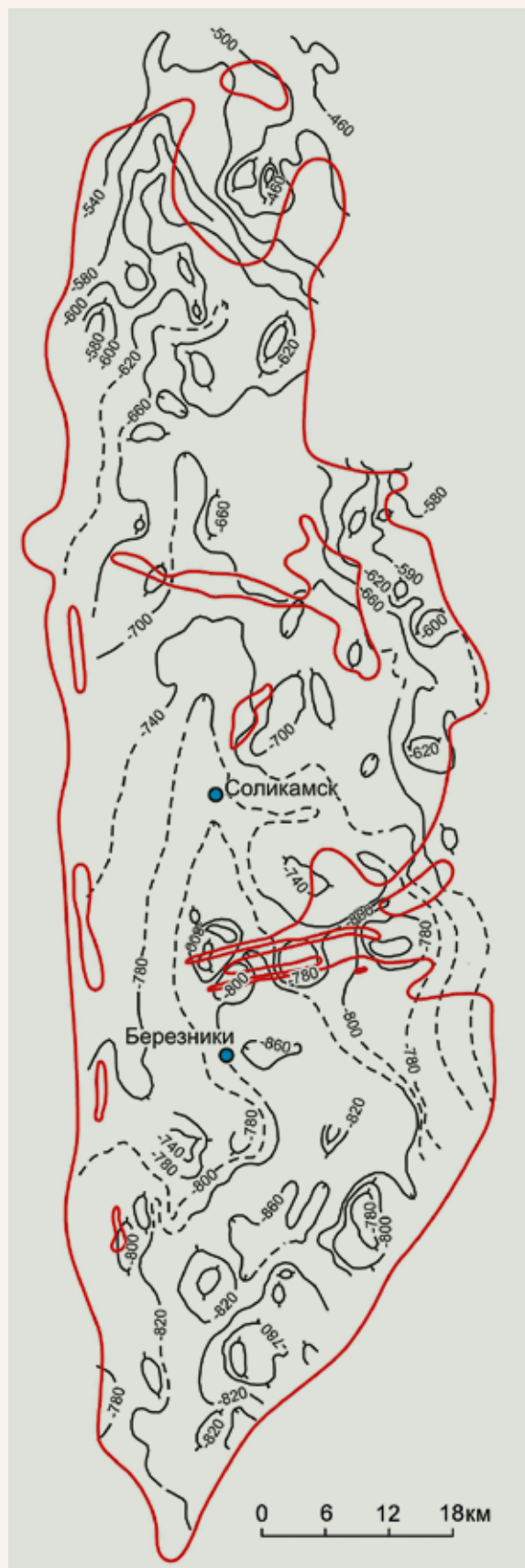


Рис. 1.28. Структурная карта по кровле терригенной пачки артинского яруса в пределах калийной залежи ВКМС (по Б.М. Голубеву, 1998 г.) Значение изолиний в метрах

субмеридиональные, Предтиманский (III) – северо-западного простирания, Дуринский (IV) и Боровицкий (V) – субширотные.

Красноуфимский разлом (I) к югу от Соликамской впадины выражен в гравиметрическом поле как градиентная зона, совпадающая с крутым (до 5°) уступом в кровле артинских отложений. К этой границе, т.е. глубинному разлому позднепалеозойского заложения [232], приурочены также зона развития артинских рифовых массивов и смена кунгурского сульфатно-карбонатного разреза на существенно сульфатные отложения резко увеличенной мощности. В пределах Соликамской впадины разлом проявлен менее отчетливо, но проводится на всех региональных картах и схемах в северном направлении вплоть до Предтиманского регионального разлома (III).

Западно-Уральский разлом (II) в кристаллическом фундаменте проявляется в виде зоны дробления – системы кулисообразно расположенных глубинных разломов. Ширина зоны дробления, выделенной по гравитационным и магнитным полям, а также по Свердловскому профилю ГСЗ, составляет около 20 км. Зона дробления фундамента расположена восточнее фронта Западно-Уральских складок (т.е. за пределами Предуральского прогиба), что подтверждает их надвиговое строение. На современной поверхности региональные надвиги контролируют восточную границу сплошного развития нижнепермской флишеидно-молассовой толщи.

1.3.2 ПЛИКАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Морфология подошвы соляной толщи

На структурном плане подошвы соляной толщи (рис. 1.29) в общих чертах повторяется ситуация, выявленная по кровле артинских отложений (см. рис. 1.28), – это та же пологая брахисинклиальная структура, проходящая через все месторождение с севера на юг и осложненная серией куполовидных структур, унаследованных от нижележащих горизонтов.

Шарнир депрессии имеет южное (аз. 185–190°) погружение. В южной части месторождения наиболее погруженная часть впадины смещена здесь не к востоку, как по кровле артинской толщи, а к западу от Березников. Общее погружение шарнира с севера на юг составляет также 320 м (от –220 до –540 м). Превышение бортов синклинали по отношению к ее осевой части в северной части площади находится в пределах 120–160 м. В южной половине относительная глубина впадины по отношению к восточному борту возрастает до 200 м,

Предтиманский региональный разлом выражен в фундаменте платформы как граница между беломорским и карельским массивами [270]. По данным В.М. Проворова [232], Предтиманский разлом совпадает с юго-западной границей Чердынской шовной зоны между гранито-гнейсовым и сланцевым блоками фундамента. Этот разлом четко укладывается в составленную А.И. Полетаевым схему региональных ландшафтных линейментов северо-западного направления, сквозных по отношению к Уральской области [119].

Дуринский широтный разлом (IV) также выделяется большинством исследователей как региональный (глубинный). В геофизических полях он хорошо прослеживается на сотни километров на запад и восток от ВКМС [309]. В плане с ним совпадает система субширотных структур Дуринской площади, выделяемых по кровле солей. В пределах месторождения влияние этого разлома отражено на геологической карте масштаба 1:500 000 в виде двух кулисообразно расположенных разрывных нарушений сбросового типа протяженностью 15 и 25 км. В обоих случаях опущены северные крылья нарушений [51].

Боровицкий разлом (V) как региональный выделяется менее уверенно, поскольку отчетливо проявлен в гравитационном и магнитном полях только в пределах месторождения [309]. В плане этому разлому соответствует система субширотных структур, выделяющихся по кровле соляной толщи в пределах Боровицкой площади.

а по отношению к западному борту снижается на отдельных участках до 40 м.

Кроме унаследованных положительных структур, рельеф подошвы соляной толщи, особенно в восточном крыле впадины, осложнен частными, сравнительно узкими синклиналиями второго порядка, раскрывающимися к оси основной структуры. Наблюдаются также локальные замкнутые депрессии – брахисинклинали, оси которых ориентированы в разных направлениях. Одна из таких депрессий, наследующая положение осевой части главной структуры на уровне кровли артинской толщи и расположенная юго-восточнее Березников, в северо-западном обрамлении Уньвинской структуры, погружена до отметки –580 м, т.е. на 40 м глубже синклинали первого порядка.

Морфология кровли солей в первые годы изучалась в основном с помощью геофизических методов, и главным образом гравиметрического. В последующем, по мере расширения поиско-



Рис. 1.29. Структурная карта по подошве соляной толщи в пределах калийной залежи ВКМС (по В.М. Голубеву, 1998 г.) Значение изолиний в метрах

вых работ и увеличения плотности разведочных скважин, строение верхней части соляной толщи уточнялось, и в начале 1970-х годов уже были известны ее основные черты.

Морфология кровли соляной толщи в пределах калийной залежи по данным бурения скважин отражена на структурной карте (рис. 1.30). Как правило, крупные структуры, выраженные в рельефе кровли солей, прослеживаются и во внутренней структуре соляной толщи. Поэтому на участках интенсивного проявления карста, где верхние горизонты соляной толщи уничтожены, положение и характер крупных соляных структур могут быть определены по структурной карте кровли пласта МГ. Данный прием применен для характеристики структур центральной части месторождения (рис. 1.31).

На структурно-тектонической схеме (рис. 1.32) видно, что в его западной части отчетливо выделяются две сопряженные линейные региональные структуры меридионального простирания — Камско-Вишерский вал (I) и Камский прогиб (II).

Камско-Вишерский вал проходит вдоль всей центральной и южной частей ВКМС. Его протяженность свыше 100 км, ширина обычно не превышает 5 км, и лишь в южной части наблюдается локальное расширение до 12 км. Вертикальная амплитуда в среднем составляет 200–250 м. В пределах вала выделяются отдельные складки, сводовые части которых возвышаются над средним уровнем вала на 50–100 м. Это (с севера на юг) Дубровская (1), Порошинская (2), Пыскорская (3), Усольская (4), Белопащинская (5) и Сынвинская (6) брахиантиклинали. Дубровская и Усольская структуры могут быть отнесены к разряду линейных складок, а Белопащинская приближается к куполовидным структурам (именно на участке развития этой структуры наблюдается резкое увеличение ширины вала). Брахиантиклинали отделяются одна от другой седловинами различной глубины. Наиболее глубокая из них разделяет Усольскую и Белопащинскую структуры.

Ось Камского прогиба проходит в 3–7 км к востоку от оси Камско-Вишерского вала. Прогиб прослеживается в субмеридиональном направлении на 85 км при ширине 5–10 км и вертикальной амплитуде до 200 м. В пределах прогиба выделяются две локальные отрицательные структуры — Усольская (7) и Романовская (8) брахисинклинали.

Восточнее Камского прогиба развиты три типа структур. Первый тип — это локальные (протяженностью 10–40 км) линейные структуры: положительные — поднятия и валы; отрицательные — прогибы, синклинали. Поднятия имеют пологие крылья, они расположены



Рис. 1.30. Структурная карта по кровле ПКС в пределах калийной залежи ВКМС (по материалам Б.И. Сапегина и В.М. Голубева). Значение изолиний в метрах

на значительных расстояниях одно от другого. Ориентировка их осей преимущественно субмеридиональная. Валы представляют собой узкие линейные антиклинали с крутыми крыльями и субширотной ориентировкой. Отрицательные структуры — прогибы, синклинали — являются сопряженными структурами по отношению к поднятиям (в этом случае они тоже очень пологие и имеют субмеридиональную ориентировку) и валам (такие прогибы имеют значительные вертикальные амплитуды, крутые крылья и находятся в тесном соседстве с субширотными валами).

Второй тип структур — локальные замкнутые положительные (купола, брахиантиклинали) и отрицательные (мульды, брахисинклинали) структуры. Они встречаются либо в виде разрозненных изолированных структур, либо группируются в цепочки по две–три структуры, осложняя строение субмеридиональных поднятий и прогибов.

К третьему типу структур отнесены незамкнутые с одной стороны структуры более мелкого порядка, характеризующиеся однонаправленным погружением шарниров: положительные — струк-

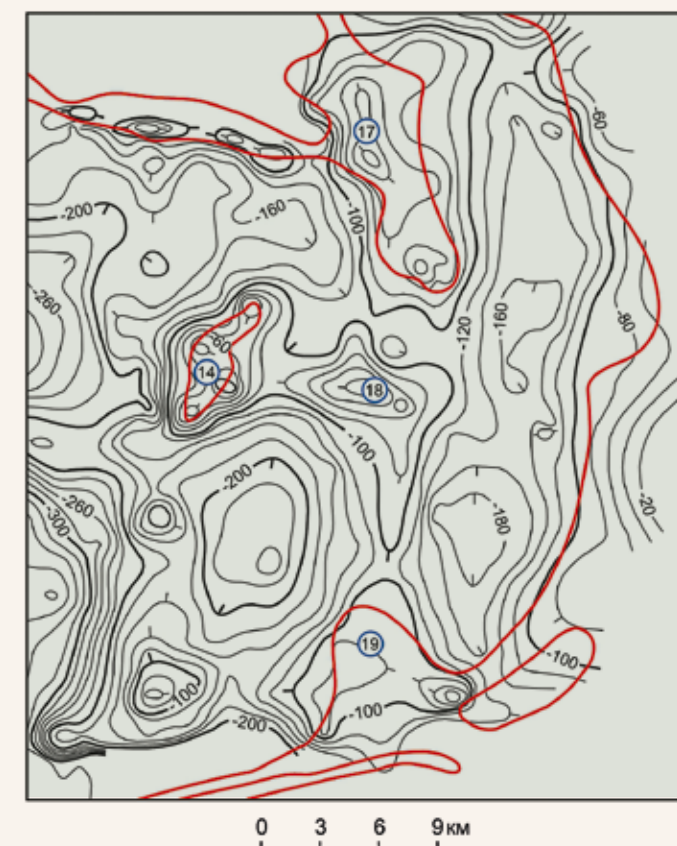


Рис. 1.31. Фрагмент структурной карты по кровле пласта МГ Значение изолиний в метрах В кружках — номера куполов: 14 — Клестовский, 17 — Потышкинский, 18 — Харюшинский, 19 — Пашковский



Рис. 1.32. Структурно-тектоническая схема ВКМС в пределах калийной залежи. Структуры: 1 – региональные линейные положительные (валы); 2 – региональные линейные отрицательные (прогибы); 3 – локальные линейные положительные (поднятия); 4 – локальные линейные отрицательные (прогибы, синклинали); 5 – локальные замкнутые положительные (купола, брахиантиклинали); 6 – локальные замкнутые отрицательные (мульды, брахисинклинали); 7 – незамкнутые положительные (структурные выступы); 8 – незамкнутые отрицательные (прогибы, синклинали). Названия структур приведены в тексте

турные выступы, отрицательные – синклинали и желобообразные прогибы. Последние открываются в Камский прогиб.

На площади месторождения выделяются две системы субширотных сопряженных относительно узких линейных структур – валов и прогибов, приуроченные к зонам Боровицкого и Дуринского региональных разломов. Участками отсутствия калийных солей, приуроченными к зонам этих разломов, калийная залежь и все месторождение делятся на три части: северную, центральную и южную. Боровицкая система структур представлена Южно-Боровицким валом (22) и Боровицким прогибом (23). Дуринская система структур имеет более сложное строение: здесь выделяется Косиковский (24) и Ереминский (25) валы, Усовский (26) и Гулинский (27) прогибы [155] и Северо-Быгельская синклиналь (28). Более подробная характеристика этой системы субширотных структур дана в разд. 2.4.

Северная часть месторождения отличается наиболее спокойным рельефом кровли соляной толщи. Здесь развиты главным образом пологие брахиантиклинальные и куполовидные структуры с вертикальной амплитудой не более 100 м, группирующиеся в нечетко выраженные поднятия субмеридионального направления, разделенные, в свою очередь, пологими прогибами. С запада на восток выделяются: Губдорский прогиб (III) на северном продолжении Камского прогиба; Клепиковское поднятие (IV), объединяющее Кузнецовский купол (9), Жулановскую брахиантиклиналь (10) и Среднемошевский купол (11); Федюнькинский прогиб (V); Корельско-Тюлинское поднятие (VI), представленное смежными Тюлинским (12) и Корельским (13) куполами.

На юго-востоке северной части месторождения выявлены пологая Азласская мульда (29) и серия кулисообразно расположенных брахисинклиналей с вертикальной амплитудой до 100–150 м: Тарховская (30), Ельническая (31) и Исток-Боровая (32).

В центральной части месторождения также выделена серия чередующихся субмеридионально вытянутых структур – поднятий и прогибов, а также локальные изолированные структуры.

Соликамское поднятие (VII) включает в себя три купола – Клестовский (14), Рудничный (15) и Поповский (16). Клестовский купол целиком расположен на площади Боровского участка детальной разведки; к его своду приурочен участок полного выщелачивания калийной залежи. Рудничный купол находится на площади шахтного поля СКРУ-1, Поповский – на шахтном поле СКРУ-2.

Харюшинское поднятие (VIII) представляет собой цепочку куполов: Потымкинский (17) на севере, Харюшинский (18) в центральной

части поднятия и Пашковский (19) – на юге. На сводах Потымкинского и Пашковского куполов калийная залежь уничтожена гипергенными процессами, и строение этих куполов наиболее четко отражено лишь на структурной карте кровли МГ (см. рис. 1.31). Харюшинский купол с сохранившейся от выщелачивания калийной залежью целиком попадает на площадь Половодовского участка детальной разведки.

Осокинский прогиб (IX), включающий Осокинскую (20) и Чуриинскую (21) брахисинклинали, расположен восточнее Харюшинского поднятия. Обе брахисинклинали большей своей частью также расположены на площади Половодовского участка детальной разведки.

Малосурмогское поднятие (X) ограничивает с востока центральную часть калийной залежи ВКМС.

Из одиночных локальных структур центральной части месторождения центральное положение занимает Тверитинская мульда (37), в пределах которой расположено шахтное поле рудника СКРУ-3. Соликамское и Харюшинское поднятия обрамляют мульду с запада и востока.

На северо-западе центральной части месторождения выделяется Нижнемошевская брахисинклиналь (33), являющаяся связующим звеном между Камским прогибом на юге и Губдорским прогибом на севере. К востоку от Нижнемошевской структуры расположена незамкнутая синклинальная структура, шарнир которой полого погружается на юго-запад. Это Чертежская синклиналь (34), являющаяся ответвлением Камского прогиба. Далее к востоку выделяются две неглубокие мульды: Парасинская (35) и Шубинская (36).

В южной части ВКМС к востоку от Камского прогиба получили развитие только изолированные структуры, не образующие протяженных прогибов и поднятий. Из положительных структур здесь развиты: Усть-Ленвинский купол (38) на западном замыкании Дуринской системы структур; Березниковское куполовидное поднятие (39), значительная часть которого попадает на площадь затопленного рудника БКПРУ-1. На самом юго-востоке месторождения расположен малоамплитудный (около 50 м) Романовский купол (40). Из отрицательных структур замкнутого типа в южной части месторождения выделяются только незначительная по амплитуде Заячьегогорская мульда (41) и более масштабная по площади, но также малоамплитудная Палашерская мульда (42). На востоке южной части ВКМС развиты два структурных выступа, полого погружающиеся в западном (Легчимский, 43) и юго-западном (Еловский, 44) направлениях. Эти выступы являются, по-видимому, отрогами более круп-

ной единой антиклинальной структуры, расположенной на востоке, за пределами калийной залежи месторождения. В центре южной части калийной залежи находится Дурыманский прогиб (45), на площади которого расположены шахтные поля рудников БКПРУ-2 и БКПРУ-3. Прогиб представляет собой широкую незамкнутую синклинальную структуру с пологим юго-западным погружением шарнира, раскрывающуюся в Камский прогиб.

Внутреннее строение соляной толщи изучалось с начала строительства Первого Соликамского рудника (ныне СКРУ-1). Огромный вклад в изучение внутрисолевого складчатости внесли работы Г.А. Бюлера [30], П.С. Гольдберг-Захаровой [66], А.А. Иванова [100 и др.], В.А. Вахрамеевой [40]. Современными представлениями о внутрисолевого складчатости мы обязаны в основном исследованиям Б.М. Голубева [56, 60, 62 и др.] и В.И. Копнина [122, 128, 129 и др.].

По характеру внутрисолевых деформаций соляная толща месторождения разделена Б.М. Голубевым на четыре структурных комплекса [56, 60], каждый из которых охватывает определенную часть разреза.

I-й структурный комплекс соответствует ПдКС, и главным образом ее верхней части мощностью до 90 м, вскрытой подземными выработками. Этот комплекс представляет собой совокупность дисгармонично сочетающихся асимметричных складок, охватывающих отдельные слои (пачки прослоев) каменной соли мощностью 2–6 м. Складки различны по форме и непостоянны по размерам. Выделяются складки от пологих, слегка наклонных до опрокинутых и лежащих с амплитудой от 1–5 м (Березниковское поднятие) до 6–8 м (Соликамское поднятие). Подвернутые крылья лежащих складок нередко растянуты и разорваны с амплитудой горизонтального смещения до 1–3 м. Трещины отсутствуют. Наиболее сложные формы складок с наибольшей амплитудой распространены в сводах поднятий.

Складки слоев в антиклинальных частях дополнительно осложнены мелкой (с амплитудой до нескольких дециметров) дисгармоничной складчатостью, охватывающей внутрисолевые прослои. Прослои зернистого галита всегда деформированы более сложно и более интенсивно, чем прослои, сложенные перистыми разностями этого минерала.

II-й структурный комплекс включает в себя сильвинитовую пачку (пласты КрIII-A), а также пласт Б на той площади, где он представлен пестрым сильвинитом. Характер внутрисолевых деформаций комплекса определяется в основном характером деформаций сильвинитовых пластов.

Сильвинитовые пласты в пределах соляных поднятий имеют сложноскладчатые условия залегания. Наряду со складками амплитудой до 1–3 м, охватывающими отдельные пласты (слои), развиты складки амплитудой до 20–30 м, прослеживающиеся по всему разрезу комплекса.

Интенсивность складчатости, ее характер и размеры складок меняются как в плане, так и по разрезу комплекса. Наиболее интенсивная складчатость распространена в сводах поднятий и на площадях, примыкающих с востока и запада к зонам замещения каменной соли. Здесь резко асимметричные (преимущественно опрокинутые) складки имеют непрерывное распространение и наибольшие размеры. На крыльях поднятий (вне участков, пограничных с зонами замещения каменной солью) складки более симметричные (преимущественно наклонные) и характеризуются неравномерным распространением: наблюдаются складчатые зоны (полосы) шириной 50–200 м, между которыми располагаются участки шириной 100–250 м со сравнительно спокойным залеганием пластов. Пласты солей верхней части комплекса деформированы в большей степени, чем нижней. Вверх по разрезу комплекса складки становятся более асимметричными, высота их несколько увеличивается, а ширина уменьшается.

Ядра антиклинальных складок, образуемых пластами (слоями) сильвинитов, дополнительно осложнены мелкой внутрислоевой (внутрислоевой) складчатостью, охватывающей годовые и сезонные прослои. Внутрислоевая складчатость дисгармонична: прослои сильвинита и зернистого галита деформированы в большей степени и более сложно, чем прослои перистого галита. Интенсивность внутрислоевой складчатости определяется размером, степенью сжатия и характером антиклинальной складки, а также мощностью пласта. Чем больше высота складки, чем она уже и асимметричнее и чем мощнее пласт, тем интенсивнее внутрислоевая складчатость в ядре складки. Годовые прослои сильвинитовых пластов в ядрах антиклиналей здесь смяты в резко опрокинутые и лежащие, почти изоклинальные складки, нередко построенные многоярусно.

Сильвинитовые пласты не всегда образуют четкие синклинали и антиклинальные складки. Нередко встречаются просто локальные гребневидные раздувы пластов асимметричной формы. Они особенно характерны для Соликамского поднятия. В раздувах, так же как и в ядрах антиклинальных складок, наблюдается сложная дисгармоничная внутрислоевая складчатость.

Пласты каменной соли, разделяющие сильвинитовые пласты, деформированы менее сложно. В них не наблюдается той интенсивной дисгармоничной внутрислоевой складчатости, которая

осложняет складки сильвинитовых пластов.

Разрывные нарушения внутри комплекса встречаются редко. Они представлены небольшими (с амплитудой от 15–20 см до 1–3 м) взбросами и надвигами, охватывающими отдельные слои или пачки прослоев, обогащенных каменной солью, внутри сильвинитовых пластов.

III-й структурный комплекс охватывает нижнюю часть карналлитовой пачки (пласты Б–Е) общей мощностью порядка 50 м. По характеру деформаций этот комплекс резко дисгармоничен. Входящие в его состав пласты солей не только интенсивно и дисгармонично дислоцированы, но и подвергнуты дроблению. При этом дробятся (брекчируются) не только слои и прослои каменной соли внутри карналлитовых пластов, но и пласты каменной соли междупластий.

Наиболее сложные деформации характерны для карналлитовых пластов. Складки, образуемые этими пластами, имеют дисгармоничное строение: по кровле они всегда выражены более резко, чем по подошве пласта. Очень характерно наличие узких антиклинальных гребневидных складок с амплитудой до 10–12 м. Присутствуют и более плавные складчатые формы с округлыми или сундучными сводами. Нередко встречаются просто локальные раздувы карналлитовых пластов, в которых морфологии подошвы и кровли пластов вообще не согласуются между собой. Ненарушенная первичнослоистая текстура карналлитовых пластов встречается очень редко.

Слои и прослои каменной соли в карналлитовой породе не только интенсивно смяты, но и расчленены на фрагменты различных размеров. Блоки каменной соли обычно бывают сгружены в синклинали, тогда как карналлит почти полностью выжимается в антиклинальные части складок. Особенно интенсивному смятию и брекчированию подверглись тонкие глинисто-галитовые прослойки внутри карналлитовых слоев. В ядрах антиклиналей или локальных раздувах по ним иногда наблюдаются вытянутые многоярусные лежащие и петлеобразные складки. Чаще же всего глинисто-галитовые прослойки настолько интенсивно перемяты, мелко раздроблены и перемешаны в карналлитовой породе, что невозможно восстановить складчатую форму, а тем более характер их первоначального залегания. Но, несмотря на большую интенсивность внутрислоевых деформаций, последовательность наложения внутри карналлитовых пластов не нарушается. Порода раздроблена и перемешана лишь в объеме каждого слоя.

Пласты каменной соли, разделяющие карналлитовые пласты, также интенсивно деформированы. Они образуют в большинстве случаев концентрические (трубо- или цилиндрические) синклинали, сочетающиеся с узкими

асимметричными антиклиналями. Встречаются участки, в которых продольные трещины изгиба, присутствующие в различных частях складок (чаще всего в замках), разбивают пласты каменной соли на отдельные блоки, нередко отторгнутые со своих мест и внедренные в нижележащую карналлитовую породу. В зонах дробления карналлитовая порода вышележащих пластов непосредственно ложится на карналлитовую породу нижележащих пластов. Пролеты, или «окна», лишённые каменной соли пласта В–Г, в пределах Соликамского поднятия достигают 100–150 м [42].

IV-й структурный комплекс — верхняя часть карналлитовой пачки с маломощными карналлитовыми пластами Ж, З, И, К и покровная каменная соль. Пласты и слои комплекса образуют единую систему пологих гармоничных складок высотой до 1–2 м, дополнительно осложненных мелкой волнообразной складчатостью годовых прослоев. Некоторая дисгармония в залегании наблюдается только в пачке пластов З–И, И, И–К и К. Она обусловлена небольшими локальными раздувами и пережимками карналлитовых пластов И и К. Прослои галита внутри этих пластов смяты в мелкие складки и иногда разорваны.

Внутрисоляные деформации комплексов — это преимущественно складчатые дислокации. Складки отличаются не только по размерам, но и по глубине распространения. Для вскрытой подземными горными выработками части разреза соляной толщи в основном можно выделить четыре порядка складок (для описания внутрисоляной складчатости Б.М. Голубевым использован порядок, обратный общепринятому [60, 62]).

1-й порядок. Это мелкая внутрислоевая и внутрислоевая складчатость. Она измеряется несколькими сантиметрами или дециметрами и охватывает годовые прослои внутри пластов и слоев в ядрах антиклинальных складок последующих порядков. Высота складок этого порядка от 3–5 см до 6–9 дм, ширина до 1 м, длина до 5–7 м. Амплитуда отдельных лежащих внутрислоевых складок до 1,5–2,0 м.

2-й порядок — складки, охватывающие отдельные пласты и слои солей (рис. 1.33). Складки 2-го порядка в основном характерны для первого структурного комплекса и для сильвинитовых пластов КрIII, КрII и КрI второго комплекса. Являясь часто асимметричными, вытянутыми, эти складки участками придают упомянутым пластам гребневидную форму. В разрезе складки 2-го порядка разных пластов, как правило, не согласуются между собой. Высота складок 0,5–2,0 м, ширина от 3–7 до 10–15 м, длина 10–40 м, амплитуда отдельных лежащих складок, образуемых слоями каменной соли в калийных пластах, до 4–6 м.

3-й порядок — складки, охватывающие ряд пластов внутри соляной толщи, с амплитудой

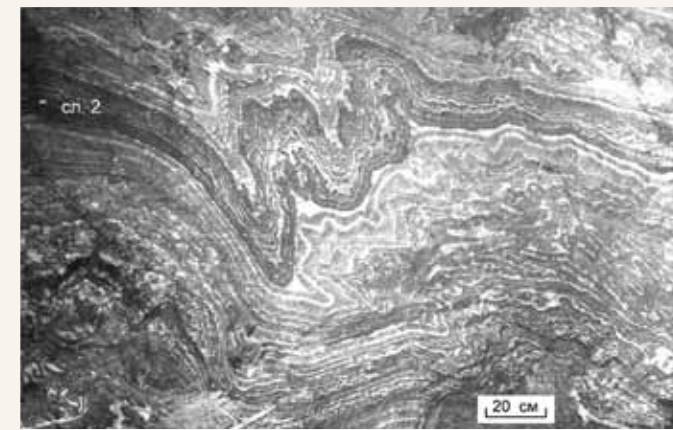


Рис. 1.33. Дисгармоничная складчатость слоев пласта КрII (рудник БКПРУ-1). Фото Б.М. Голубева

до нескольких десятков метров (рис. 1.34). Складки этого порядка прослеживаются обычно по всем пластам вскрытой продуктивной части разреза калийной залежи (пласты КрIII–В). При этом от пласта КрIII к пласту В они становятся более асимметричными, высота их несколько увеличивается, а ширина уменьшается. В вертикальном разрезе своды складок вышележащих пластов смещены на запад по отношению к залегающим ниже пластам. Высота складок 3–12 м, ширина от 20–30 до 100 м, длина до 300 м (отдельных складок — до 370 м). По вертикальному разрезу размеры складок 3-го порядка меняются следующим образом: по пластам КрIII и КрII высота складок 3–8 м при ширине 40–100 м, по пластам КрI и АБ высота 5–10 м при ширине 30–80 м, по пласту В карналлитового состава высота складок 6–12 м при ширине 20–50 м.

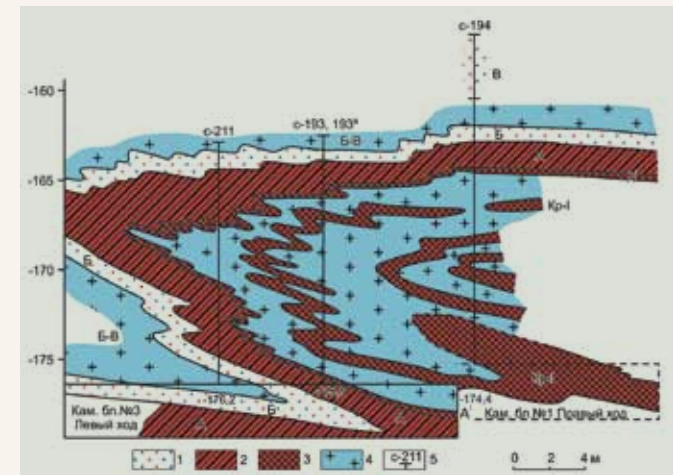


Рис. 1.34. Лежачая складка 3-го порядка. Рудник БКПРУ-4 (по Ю.А. Плотникову): 1 – пестрый сильвинит, 2 – полосчатый сильвинит, 3 – красный сильвинит, 4 – каменная соль, 5 – скважины подземного бурения

4-й порядок складок выделен только в пределах Березниковского поднятия, к нему отнесены линейные синклинали складки, примыкающие к зонам каменной соли сильвинитовых пластов в пределах террасообразной структурной площадки. Размеры складок: длина 700–1300 м, ширина 120–250 м, высота 20–30 м. Складки 4-го порядка, как и складки 3-го порядка, охватывают серию пластов внутри соляной толщи — прослеживаются по всем вскрытым калийным пластам.

Все складки внутри соляной толщи, независимо от их порядка и положения в пределах поднятий, имеют одну общую характерную черту:

все они однообразно асимметрично построены. Западные крылья у них более крутые, чем восточные, а осевые поверхности опрокинуты в той или иной степени только в одном направлении — на запад. В плане складки сочетаются кулисообразно. Длинные оси складок в общем параллельны между собой и осям соляных поднятий.

В крупном плане общая пликативная структура надсолевого комплекса пород соответствует структуре кровли соленосной толщи. Детали складчатой тектоники этого комплекса практически не изучены.

Наличие и характер крупных дизъюнктив-

1.3.3 РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

ных дислокаций (разломов) на ВКМС являются предметом острых дискуссий. По мнению группы геологов ОАО «ВНИИГ», возглавляемой д.г.-м.н. Н.М. Джиноридзе [71–73, 75, 77, 78 и др.], главными элементами разрывной тектоники ВКМС являются три субмеридиональных региональных надвига — Усольский, Соликамский и Троицкий (рис. 1.35 и 1.36). Интересно отметить, что эти надвиги Н.М. Джиноридзе ставит в один ряд с такой крупной структурой, как Всеволодо-Вильвенский надвиг [73]. Приведенный ниже анализ обоснованности выделения региональных надвигов на ВКМС имеет не только теоретическое, но и огромное практическое значение, поскольку именно идея региональных надвигов лежит в основе практически всей геологической части важнейшего нормативного документа — «Указания по защите рудников...» 2008 г. [291].

Предположение о наличии региональных надвигов — это система взглядов на многие стороны строения и генезиса ВКМС, представляющая (по мнению ее авторов) единую концепцию. Для того чтобы понять эту концепцию, необходимо привести основные термины и определения, которые были введены авторами при ее изложении в опубликованной и фондовой литературе.

Зоны РФСД (зоны разрывных и флексуно-складчатых деформаций) — «участки максимального сжатия соляной толщи, сложенные относительно высокоамплитудными (более 10–15 м) опрокинутыми (вплоть до лежащих) флексурами складками и разрывными дислокациями, относящимися к категории разрывов скальвания» [75, с. 59].

Термодинамометаморфизм — «процессы изменения минералогии и химизма хлоридных калийно-магниевых солей совместно с расслоением и грануляцией каменной соли, образованием

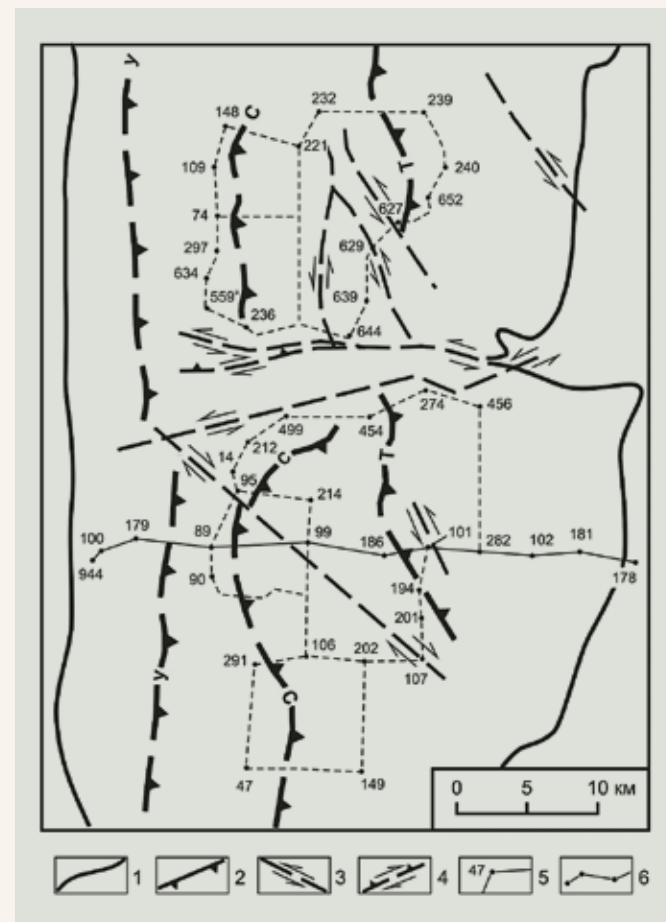


Рис. 1.35. Положение основных разрывных структур в пределах центральной и южной частей калийной залежи ВКМС [73]: 1 – контур калийной залежи; 2 – положение Усольского (У) надвига на кровле пласта КрII, Соликамского (С) и Троицкого (Т) надвигов на кровле ПКС; 3 – сдвиг; 4 – сдвига-надвиг; 5 – границы шахтных полей, солеразведочные скважины и их номера; 6 – линия геологического разреза (рис. 1.36)

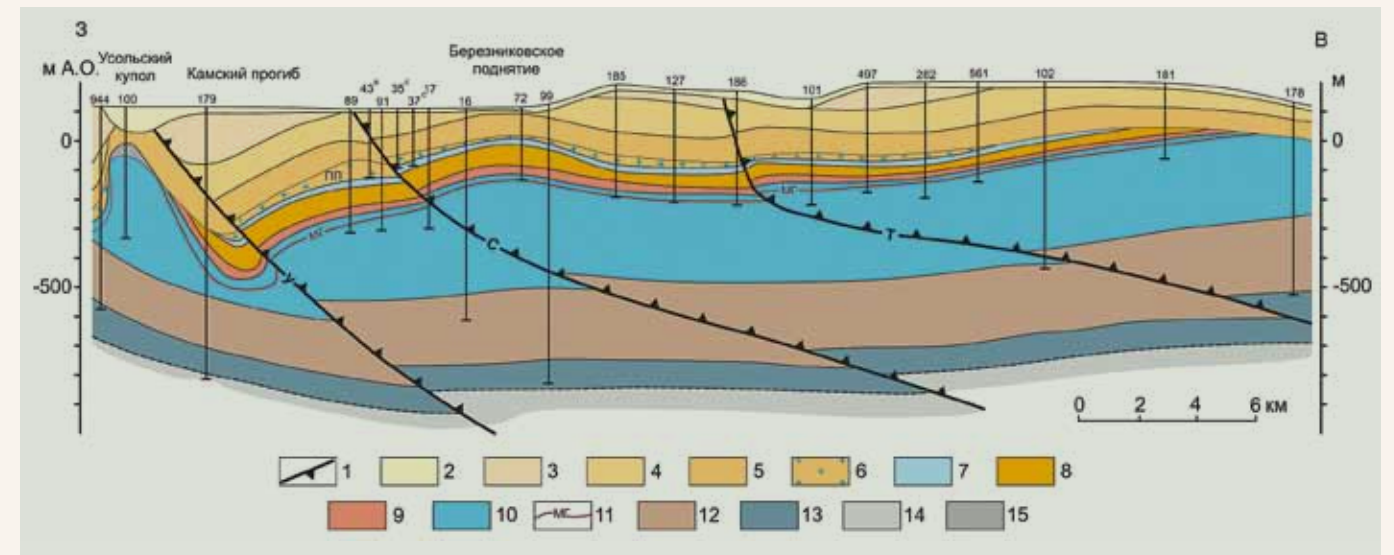


Рис. 1.36. Положение региональных надвигов в разрезе ВКМС [73]: 1 – надвиги; надсолевого комплекса: 2 – глина кайнозоя (КЗ), 3 – пестроцветная толща (ПЦТ), 4 – терригенно-карбонатная толща (ТКТ), 5 – верхняя часть соляно-мергельной толщи; соляной комплекс: 6 – каменная соль нижней части СМТ; 7 – покровная каменная соль (ПКС), 8 – сильвинито-карналлитовая пачка, 9 – сильвинитовая пачка с пластом В, 10 – подстилающая каменная соль (ПдКС), 11 – маркирующий горизонт (МГ); подсолевого комплекса: 12 – преимущественно алевролиты нижнеиренского подгоризонта (ir), 13 – ангидриты филипповского горизонта, 14 – терригенные породы

в ней структур и текстур динамофлюидального течения» [73, с. 9].

Зона ТДР — зона термодинамического разубоживания («зона галитизации сильвинита» или «зона разубоживания/замещения — зона Р/З») [73, с. 9].

Галитизация сильвинитов — «процесс замены сильвинитов (красных, полосчатых, пестрых) каменной солью, который начинается снизу в красных сильвинитах и может распространяться вверх субгоризонтально через полосчатые и пестрые сильвиниты» [73, с. 9].

Вязкий разрыв скальвания — «поверхность перемещения соседних слоев или складок относительно друг друга без трещин скальвания или дробления (брекчирования) пород...» [73, с. 10].

ДРК — динамические разновидности каменной соли [73, с. 10].

Региональные надвиги рассматриваются авторами гипотезы как сквозные системы разрывных дислокаций, которые развиты в подсолевом, солевом и надсолевом комплексах пород и имеют протяженность в несколько десятков километров. Они имеют восточное погружение, которое в интервале соляной толщи составляет 2–10°. Однако угол падения Троицкого надвига в интервале калийной залежи достигает 26°.

Образование региональных надвигов авторами гипотезы связывают с тектоническим давлением со стороны Урала, а «...причиной возникновения тангенциального давления и надвигов в Предуральском краевом прогибе (включая ВКМКС) в раннемезозойскую эпоху явилось

растяжение молодой континентальной коры Урала» [73, с. 82]. «В результате этого давления соляная толща была смята в линейные западно-вергентные складки (флексуры, флексуроподобные, продольного изгиба) и формировались разрывные дислокации (надвиг, листрический сброс, сдвиг)» [73, с. 80].

Региональные надвиги ассоциируются с зонами РФСД, ТДР и ДРК, причиной формирования которых «является продольное сжатие слоистых литифицированных соляных толщ, механизм которого создает условия постепенного возрастания температуры (до 70–100°С), одностороннего тектонического давления» [75, с. 97].

Авторы концепции считают, что она подтверждается следующими основными фактами:

- 1) наблюдением надвигов в подземных горных выработках;
- 2) удвоением той или иной части разреза месторождения;
- 3) наличием зеркал скольжения в породах надсолевого комплекса;
- 4) присутствием ДРК в верхних частях соленосной толщи;
- 5) наличием зон З/Р, а также совпадением в плане общей ориентировки их осей и контуров развития пестрых сильвинитов с направлением надвигов;
- 6) смещением в западном направлении геометрических центров зон З/Р верхних пластов относительно нижних;
- 7) наличием ГГА в верхней части СМТ;

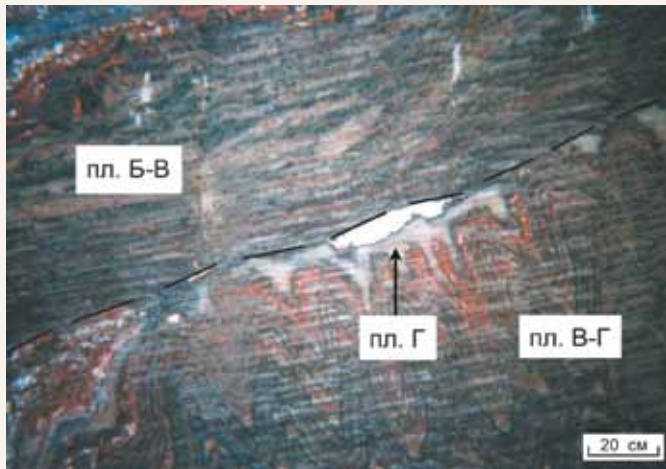


Рис. 1.37. Несогласное залегание пластов В-Г и Б-В (южная стенка выемочного штрека блока 3 опытно-эксплуатационного участка рудника БКПРУ-4)

8) развитием динамофлюидальных текстур и структур соляных пород, а также вязких разрывов;

9) высокой температурой (40–120°C) перекристаллизации солей в зонах З/Р.

Анализ фактов, «подтверждающих» концепцию региональных надвигов

Оставляя в стороне правомочность введения новых терминов, изложим наши взгляды по поводу этой концепции. Региональные надвиги, по мнению авторов концепции, пронизывают всю соляную толщу месторождения и неоднократно наблюдались в подземных горных выработках. Но именно это утверждение не воспринимается большинством геологов, знающих ВКМС. Дело в том, что прямых признаков регионального надвига в солях этого месторождения еще никто не видел, хотя внутри соляной толщи пройдены тысячи километров подземных горных выработок. Достоверно обнаружены только мелкие срывы, которые вполне объясняются механизмом складкообразования в различных по физико-механическим свойствам породах, слагающих пласты. Единственный случай, отдаленно напоминающий локальный (но не региональный!) надвиг, блок 3 ОЭУ рудника БКПРУ-4 (рис. 1.37) — вполне удовлетворительно интерпретируется как локальный срыв, сопровождающий интенсивное складкообразование. В связи с этим можно констатировать, что «фактов» прямого наблюдения региональных надвигов в подземных горных выработках ВКМС (см. п. 1) просто не существует.

И еще одно: предполагаемые региональные надвиги выходят под четвертичные отложения, но ни один исполнитель государственной геологической съемки (в том числе исполнитель последней съемки масштаба 1:50 000 Т.В. Хари-

тонов) не «закартировал» их. Следует ли считать эти съемки некондиционными?

По поводу «фактов» удвоения части разреза (п. 2) необходимо отметить несколько моментов:

- известно, что многие части разреза ВКМС характеризуются сильной латеральной изменчивостью состава и мощности слагающих их слоев и пластов. Поэтому достоверность установления «удвоения части разреза» по керну скважин (что и сделано в большинстве случаев) весьма и весьма низка (в одном случае авторы гипотезы за удвоение разреза приняли даже двойное увеличение мощности пласта И-К [73, с. 46]). Такие «признаки» удвоения разреза соляной толщи весьма обычны и встречаются не только в зонах предполагаемых региональных надвигов;
- примечательно, что самые значительные интервалы удвоения разреза, показанные на многочисленных схематических разрезах (например, рис. 2.3, 2.28–2.30, 2.73, 3.8, 3.10 книги [73]), расположены, как правило, между скважинами;

– наблюдавшиеся в стенках подземных горных выработок случаи действительного удвоения разреза (отдельные слои, коржи, «книжечка») совсем не соответствуют масштабам «регионального надвига» и вполне объясняются локальными срывами при интенсивном складкообразовании.

Наличие зеркал скольжения в породах надсолевого комплекса (п. 3) не может служить признаком региональных надвигов, поскольку они (зеркала скольжения) обнаружены в керне многих скважин, расположенных за пределами зон влияния обсуждаемых структур.

В отношении динамических разновидностей каменной соли (п. 4) сразу возникает вопрос: почему ДРК развиты преимущественно в верхних частях соленосной толщи, а не по всему соленосному разрезу вдоль поверхности надвига? Ответа на этот вопрос в концепции нет. Вызывает сомнение само существование так называемой шламовидной каменной соли — скорее всего, это действительно буровой шлам. Если это естественное образование, то почему она (дезинтегрированная каменная соль), обладая повышенной влажностью и находясь длительное время под большим литостатическим давлением, не литифицировалась. За такой длительный промежуток времени (с юрского периода) неизбежно восстановились бы структурные связи между ее частицами, так же, как появляются они между частицами галитовых отходов в солетвалах. Не является признаком надвигов и гранулированная каменная соль, поскольку в соляной толще она встречается повсеместно.

Рассмотрим факты, приведенные в п. 5. Согласно концепции, надвиги, являясь региональными, рассекают всю соляную толщу ВКМС,

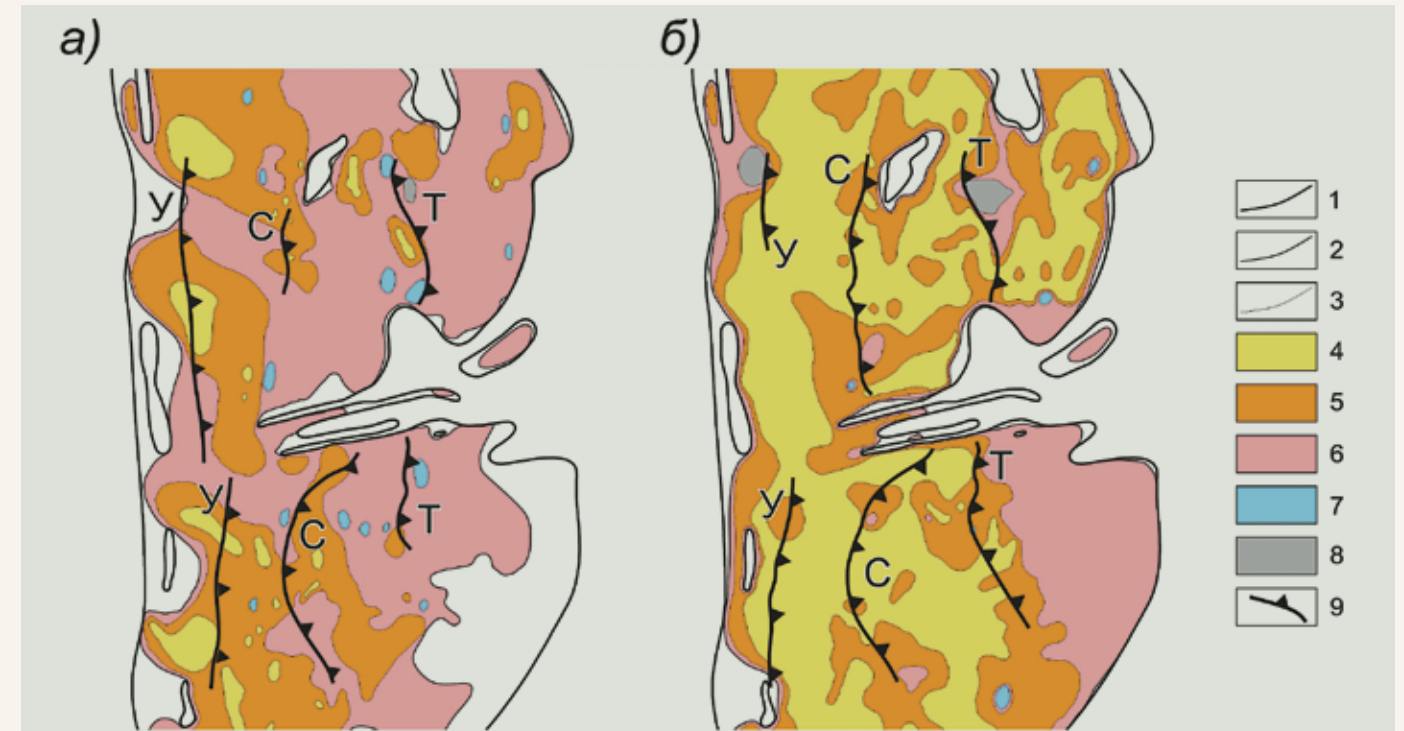


Рис. 1.38. Карты литологического состава пластов Б (а) и Е (б) района региональных надвигов: 1 – контур калийной залежи; 2 – контур пласта; 3 – литологические границы; 4 – карналлитовые породы; 5 – смешанные соли; 6 – пестрые сильвиниты; 7 – каменная соль; 8 – гипсово-глинистые шляпы; 9 – региональные надвиги (У – Усольский, С – Соликамский, Т – Троицкий)

а зоны надвигов — места наибольшего изменения минерального состава продуктивных пластов калийной залежи. Отсюда — важное следствие: на литологических картах продуктивных пластов каменная соль зон замещений и пестрые сильвиниты должны проявляться непрерывно в виде лент вдоль зон надвигов (принцип Кюри: следствие симметрично причине). В действительности все далеко не так (или даже совсем не так).

Например, на рис. 1.38 видно, что в региональном плане контуры развития литологических различий (пестрых сильвинитов и других пород) ведут себя совершенно независимо от положения предполагаемых региональных надвигов. Особо надо отметить, что в пределах огромного участка развития пестрых сильвинитов (северо-восток южной части ВКМС) вообще нет региональных надвигов. Это же наблюдается и при сопоставлении планового положения региональных надвигов (Соликамского и Троицкого) и зон замещения пласта КрII каменной солью, вскрытых эксплуатационными работами в пределах шахтного поля рудника БКПРУ-2 (рис. 1.39а). Длинные оси зон замещения действительно имеют преимущественно северо-западное простирание (рис. 1.39б), но это обусловлено, вероятнее всего, лучшими условиями миграции агрессивных растворов вдоль складок, нежели поперек их. Соотношение длинных и коротких осей зон за-

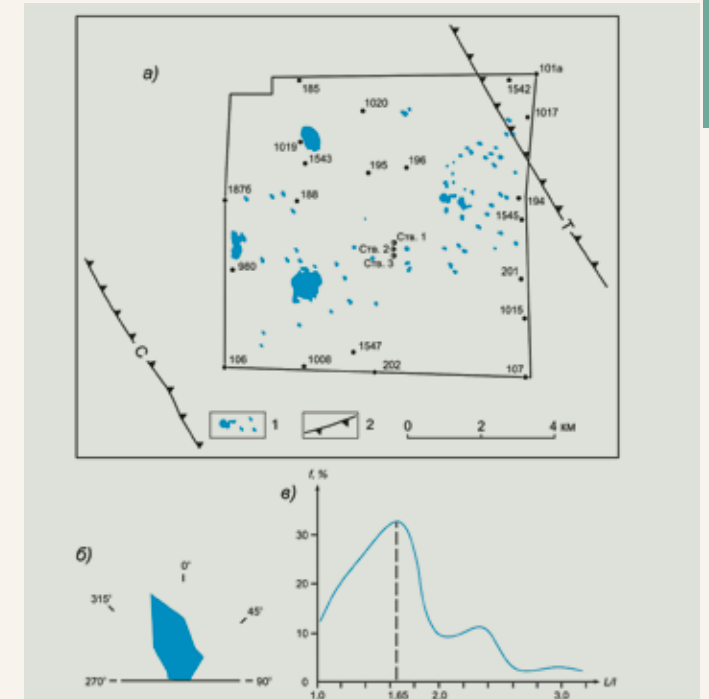


Рис. 1.39. Карта-схема литологического состава (а), роза-диаграмма простираний длинных осей (б) и вариационная кривая соотношения длинных и коротких осей (в) зон замещений пласта КрII на шахтном поле рудника БКПРУ-2: 1 – зоны замещений сильвинитов пласта КрII каменной солью; 2 – региональные надвиги: С – Соликамский, Т – Троицкий

мещений (рис. 1.39в) не настолько велико, чтобы говорить о вытянутости их вдоль зон надвигов.

Факты, отмеченные под п. 6, 7 и 8 (смещение в западном направлении геометрических центров зон «замещения-разубоживания» верхних пластов относительно нижних, наличие ГА в верхней части СМТ, динамофлюидальных текстур и структур соляных пород и вязкие разрывы), вполне объясняются альтернативными точками зрения на формирование зон замещений (например, флюидогеохимической [148]).

Геологическое строение некоторых участков «региональных надвигов»

Выше рассмотрены, главным образом, общетеоретические вопросы проблемы региональных надвигов. Перейдем к рассмотрению конкретных геологических ситуаций районов региональных надвигов в пределах шахтных полей калийных рудников ОАО «Уралкалий».

Шахтное поле рудника БКПРУ-1. В общей характеристике одного из региональных надвигов, помещенной на стр. 44 работы [73], говорится: «...в структуре шахтных полей центральной части ВКММС зона Соликамского надвига прослежена на протяжении более 40 км. Она исследована нами отдельными фрагментами, принадлежность которых к единой зоне регионального надвига не вызывает сомнений. Зона погружается на восток под углом 11–13°». И более конкретно: «На севере БКПРУ-1 она (зона Соликамского надвига. — А.И. Кудряшов) вскрыта скв. 96 и 3-м западным разведочным штреком. В скв. 96 она выделяется на основе повторения разреза, представленного от пласта И до ПКС включительно, а в разведочном штреке — по брекчированности пород МГ. Зона надвига здесь ассоциирует в пространстве с крупной зоной галитизации сильвинитов пластов Кр. III-АБ. Плоскость надвига погружается на восток под углом 16°. В юго-западной части рудника БКПРУ-1 зона Соликамского надвига выявляется на профиле между скважинами 17–91. Вероятнее всего, проявлением этого надвига следует объяснить площадное несоответствие в ориентации складчатых структур в западном крыле крупной зоны галитизации сильвинитов Кр. III-АБ, расположенной к западу от ствола № 2 рудника БКПРУ-1» [73, с. 39–40].

Рассмотрим некоторые отмеченные фрагменты, на основании которых был выделен надвиг, и одно важное следствие — непрерывность его проявления в геологическом строении калийной залежи по латерали. Это следствие неизбежно вытекает из двух основных положений гипотезы — региональности надвига и его генетической ассоциации с сильвинитизацией карналлита и галитизацией сильвинита, т.е. с зонами замещения. И наоборот, если есть региональный надвиг, то должны быть зоны замещения.

На рис. 1.40 показано плановое положение Соликамского регионального надвига в пределах шахтного поля БКПРУ-1 относительно границ литологического состава трех рабочих пластов. На литологических картах этих пластов видно, что южная часть этого надвига вообще не проявляется в изменении их состава (здесь нет не только зон замещений, но даже не сильвинитизирован карналлит пласта В).

На севере шахтного поля надвиг, как уже отмечалось, обоснован Н.М. Джиноридзе «повторением разреза от пласта И до ПКС включительно», который якобы вскрыт скважиной 96. Разрез верхней части соленосной толщи по данным бурения этой скважины приведен на рис. 1.41. Достоверно интерпретировать появление дополнительных двух тонких слоев как повторение части разреза нельзя по нескольким причинам. Во-первых, признаком надвига может быть только повторение маркирующих горизонтов, а их в рассматриваемой части разреза нет. Во-вторых, причиной появления двух «лишних» продуктивных слоев может быть наличие опрокинутой складки. В-третьих, верхняя часть карналлитовой пачки (от кровли пласта Е до кровли пласта К) всегда отличалась непостоянством количества продуктивных пластов, в том числе дополнительных. Именно поэтому ранее В.И. Копнин [123] выделял пласт Л в разрезе некоторых скважин. Что касается скважины № 96, то она характеризуется наличием нескольких «лишних» пластов (слоев), например в пластах каменной соли Ж-З и И-К. В-четвертых, по мнению геологов ОАО «Уралкалий», подошва ПКС в разрезе этой скважины должна быть опущена до кровли пласта К. В-пятых, если здесь проходит зона регионального надвига, то в рассматриваемом интервале продуктивные пласты должны исчезать (это следует из самого определения — см. п. 5).

На рис. 1.42 приведен разрез по линии I-I, ориентированной вкост Соликамского надвига. Как в целом по разрезу, так и по отдельным скважинам (рис. 1.43) надвиг никоим образом не отражается в строении этой части месторождения. Отсутствие даже малейших признаков какого-либо надвига (а тем более регионального) в промышленной части разреза калийной залежи особенно отчетливо видно по данным детальной геологической документации подземных горных выработок и скважин эксплуатационной разведки (рис. 1.44).

Таким образом, детальный анализ геологического строения соляной толщи в районе предполагаемого Соликамского регионального надвига однозначно свидетельствует об отсутствии такового в пределах шахтного поля БКПРУ-1.

Шахтное поле рудника БКПРУ-4. «Зона Троцкого регионального надвига «выявлена в

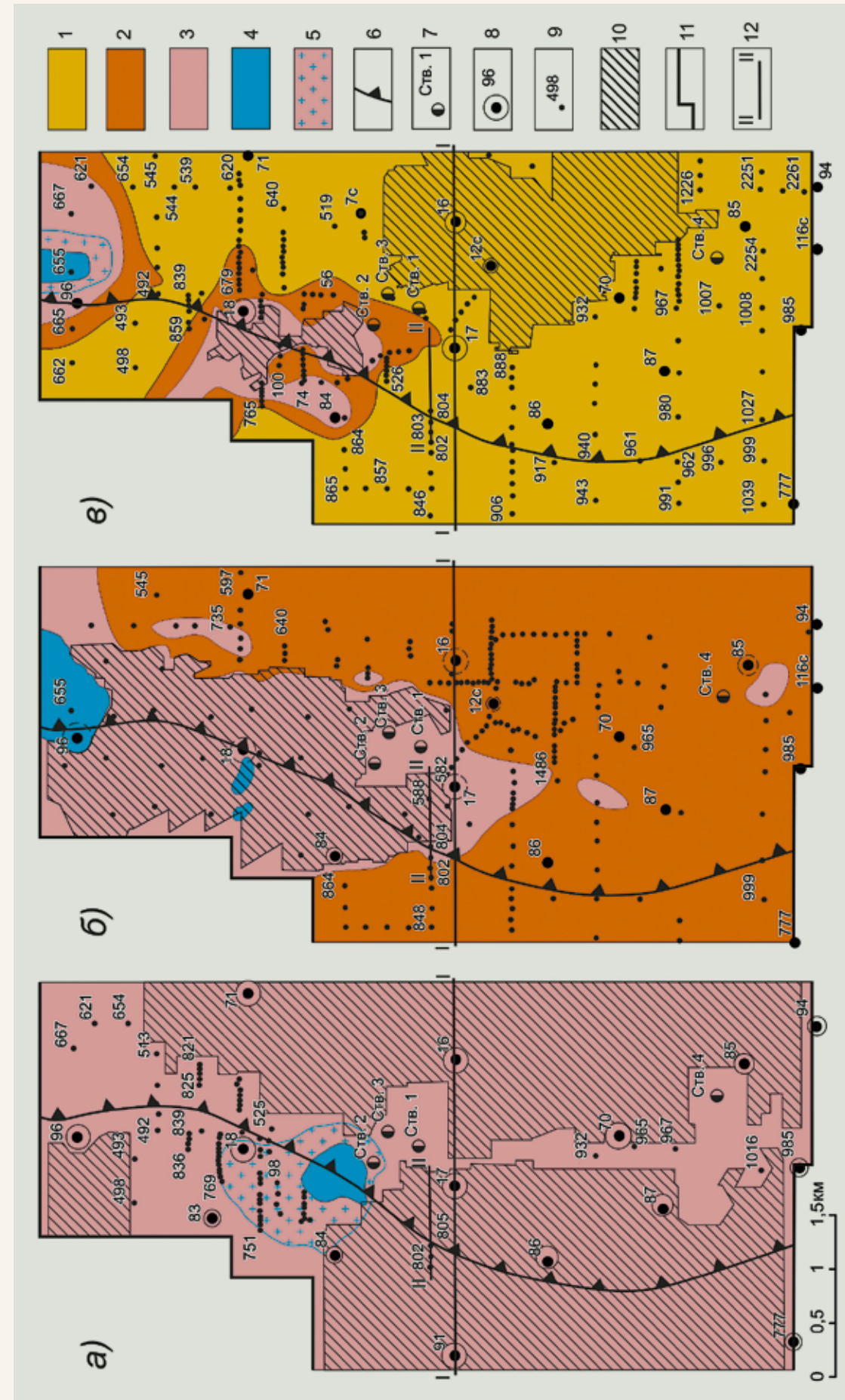


Рис. 1.40. Фрагменты литологических карт пластов Кр II (а), АБ (б) и В (в) шахтного поля рудника БКПРУ-1: 1 – карналлитовые породы; 2 – смешанные соли; 3 – сильвинит; 4 – полное замещение калийного пласта каменной солью; 5 – частичное замещение калийного пласта каменной солью; 6 – положение Соликамского надвига по кровле пласта; 7 – шахтные стволы; 8 – соленозалежные скважины; 9 – скважины подземного бурения; 10 – отработанный пространство; 11 – граница шахтного поля; 12 – линия геологического разреза

Пачка, пласт	Глубина, м	Мощность, м	Выход керна, %	Литологическая колонка
ПКС	167,50	16,60	67	+ + +
	169,72	2,22	100	+ + +
	169,90	0,18	100	+ + +
	174,80	4,90	98	+ + +
	174,90	0,10	100	+ + +
	176,70	1,80	81	+ + +
К	177,25	0,55	80	+ + +
	179,75	2,50	78	+ + +
И-К	182,20	2,45	67	+ + +
	182,48	0,28	89	+ + +
	186,40	3,92	30	+ + +
И	186,80	0,40	75	+ + +
	189,95	3,15	100	+ + +
3-И	191,20	1,25	100	+ + +
	193,00	1,80	100	+ + +
3	193,70	0,70	100	+ + +
	194,53	0,83	100	+ + +
	195,05	0,52	100	+ + +
Ж-3	195,62	0,57	100	+ + +
	197,95	2,33	100	+ + +
Ж	198,56	0,61	100	+ + +
	198,74	0,18	100	+ + +
Е-Ж				+ + +

Рис. 1.41. Фрагмент геологической колонки солеразведочной скважины № 96: 1 – каменная соль; 2 – сильвинит пестрый; 3 – вкрапления сильвина

структуре центральной части шахтного поля БКПРУ-4 и северо-восточной части БКПРУ-2. <...> Зона Троицкого надвига изучена на руднике БКПРУ-4, где вскрыта подземными скважинами и горными выработками, геологоразведочными скважинами, пробуренными специально с поверхности, и выявлена сейсмопрофилированием МОГТ.

На шахтном поле БКПРУ-4 зона Троицкого надвига представлена ассоциацией в пространстве флексурных складок, вязких разрывов скальвания, ДРК и зон (местами) галитизации сильвинитов, структурами и текстурами динамофлюидального течения соляных пород. <...> Типичные вязкие разрывы скальвания вскрыты забоями камер 1 и 3 в 4-м западном блоке 1-й ЮВП» [73, с. 44].

Положение Троицкого регионального надвига на юге шахтного поля БКПРУ-4 показано на рис. 1.45. Если оставить в стороне зону замещения в районе скв. 484, то так же, как и в предыдущем случае, эта часть Троицкого надвига не проявляется в литологии пласта КрII.

Не проявляется этот надвиг и в общем геологическом разрезе по линии скважин 482, 483, 484, 1027, 495 (рис. 1.46). На разрезе более крупного масштаба (рис. 1.47) в зону предполагаемого Троицкого регионального надвига попадает флексуобразная складка, которая четко отрисовывается по пласту МГ. Но складка еще не надвиг, и тем более не региональный. И, наконец, детальный разрез поперек направления предполагаемого надвига через промышленную зону (рис. 1.48) не оставляет никакого сомнения в его отсутствии в этой части шахтного поля.

Таким образом, результаты анализа признаков выделения региональных надвигов, теоретических положений и следствий этой концепции с учетом конкретного фактического материала свидетельствуют об одном: в структуре ВКМС региональных надвигов нет. В связи с этим далее в книге эти надвиги не рассматриваются.

На основе результатов предыдущих геологических, геофизических, морфометрических и дистанционных исследований по выделению крупных разрывных нарушений в пределах калийной залежи (Авер и др., 1992; Беляев и др., 1989; Валеев и др., 1974; Денисов и др., 1980; Джин и др., 1987; Кассин, 1985; Кассин и др., 1991; Нояксова и др., 1990; Санф и др., 1993; Харитонов и др., 1992) и [44, 73]) составлена сводная схема разломов (рис. 1.49). На этом рисунке показано плановое положение 173 разломов, каждому из которых был присвоен индивидуальный номер, а их краткая авторская характеристика приведена в прил. 1. На части результативных карт (Кассин и др., 1991; Ноякс, 1990; и др.) разломы показаны в виде зон некоторой ширины. В этих

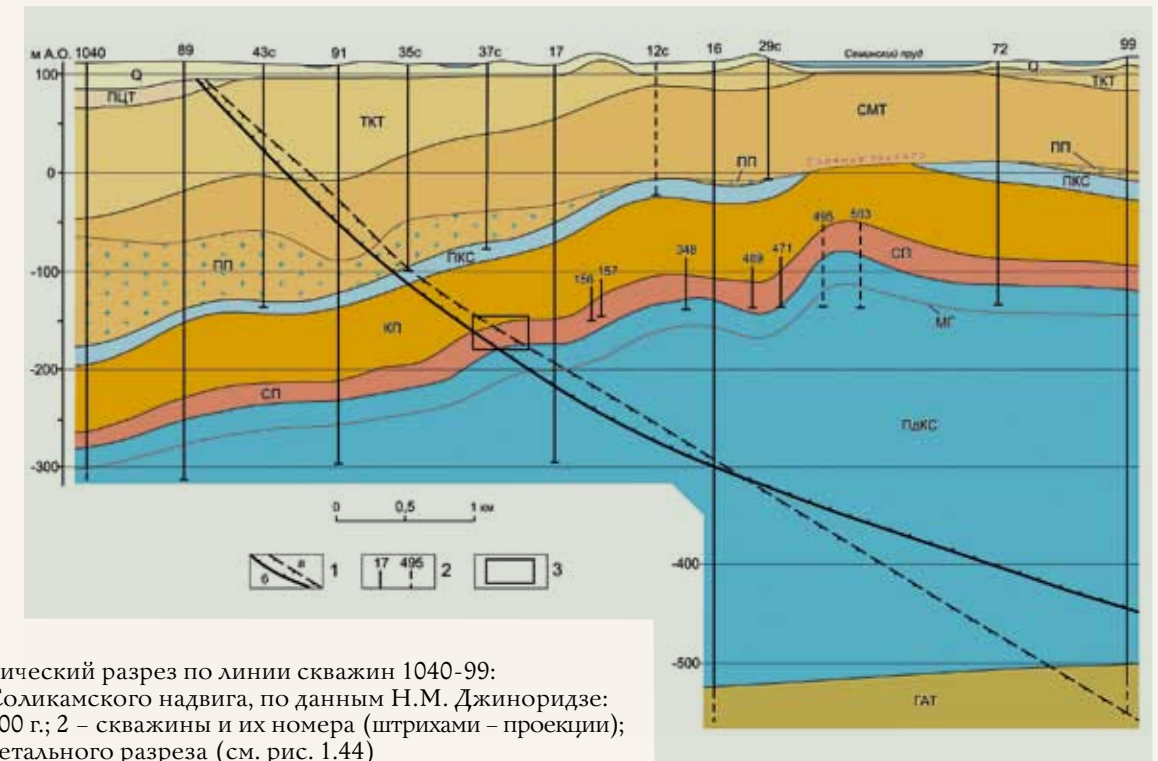


Рис. 1.42. Геологический разрез по линии скважин 1040-99: 1 – положение Соликамского надвига, по данным Н.М. Джиноридзе; а – 1999 г., б – 2000 г.; 2 – скважины и их номера (штрихами – проекции); 3 – положение детального разреза (см. рис. 1.44)

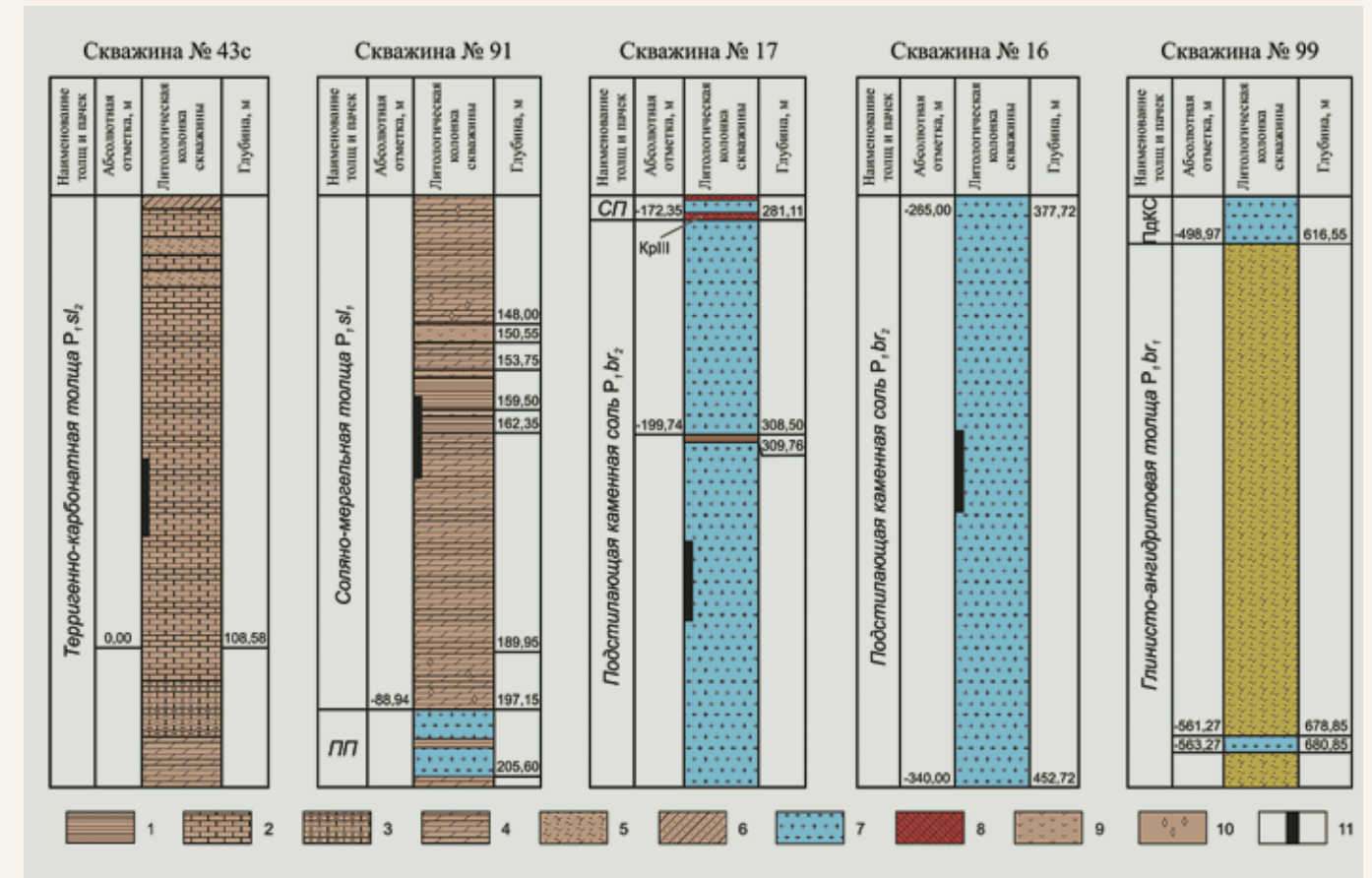


Рис. 1.43. Фрагменты колонок скважин (пояснения в тексте): 1 – глина; 2 – известняк; 3 – известняк глинистый; 4 – мергель; 5 – алевролит; 6 – песчаник; 7 – каменная соль; 8 – сильвинит красный; 9 – гипс; 10 – пирит; 11 – интервал положения Соликамского надвига [73]

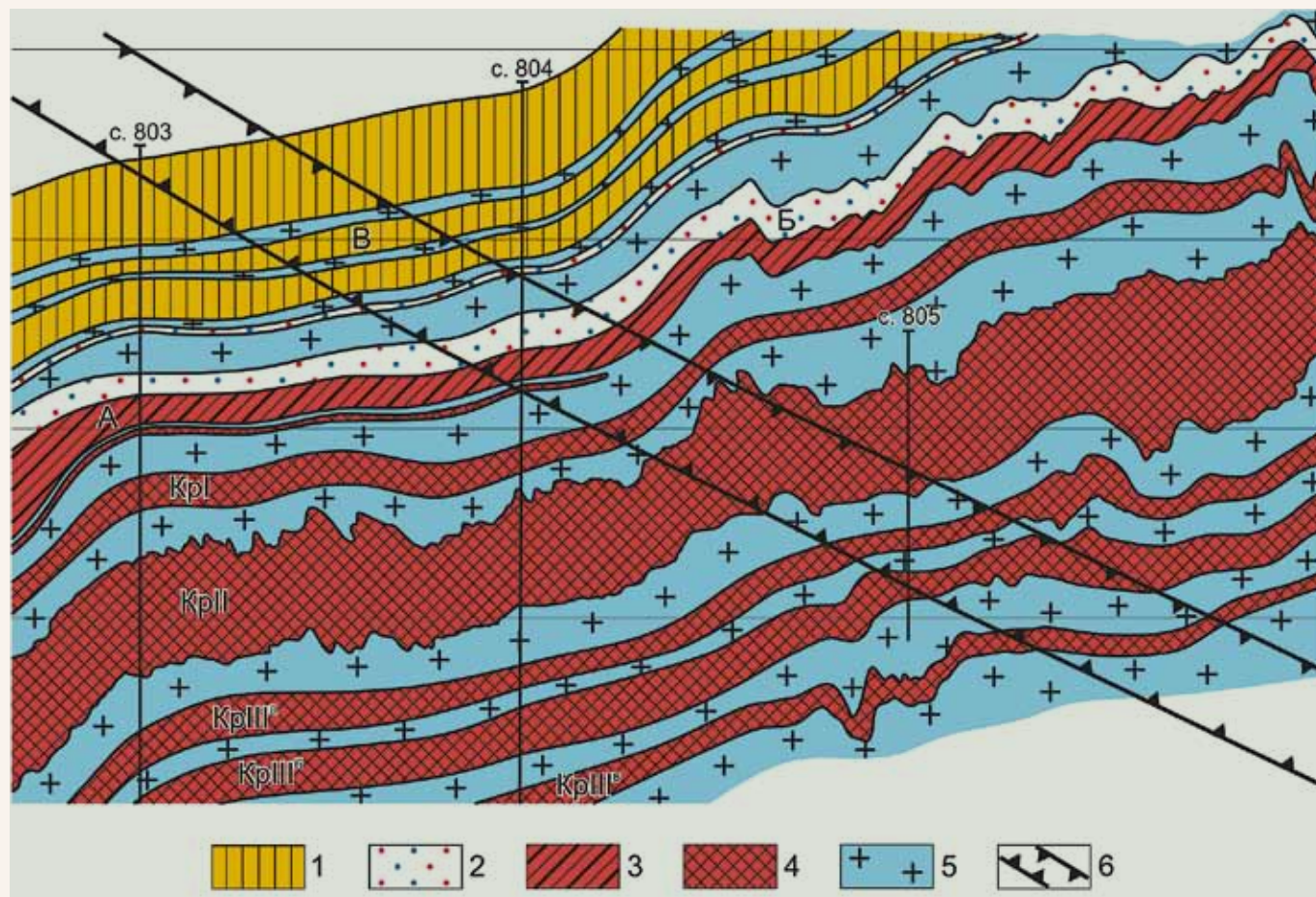


Рис. 1.44. Детальный геологический разрез промышленной зоны БКПРУ-1 по линии II-II вкост Соликамского надвига (по данным подземных горных и буровых работ): 1 – карналлитовая порода; 2 – сильвинит пестрый; 3 – сильвинит полосчатый; 4 – сильвинит красный; 5 – каменная соль; 6 – положение надвига

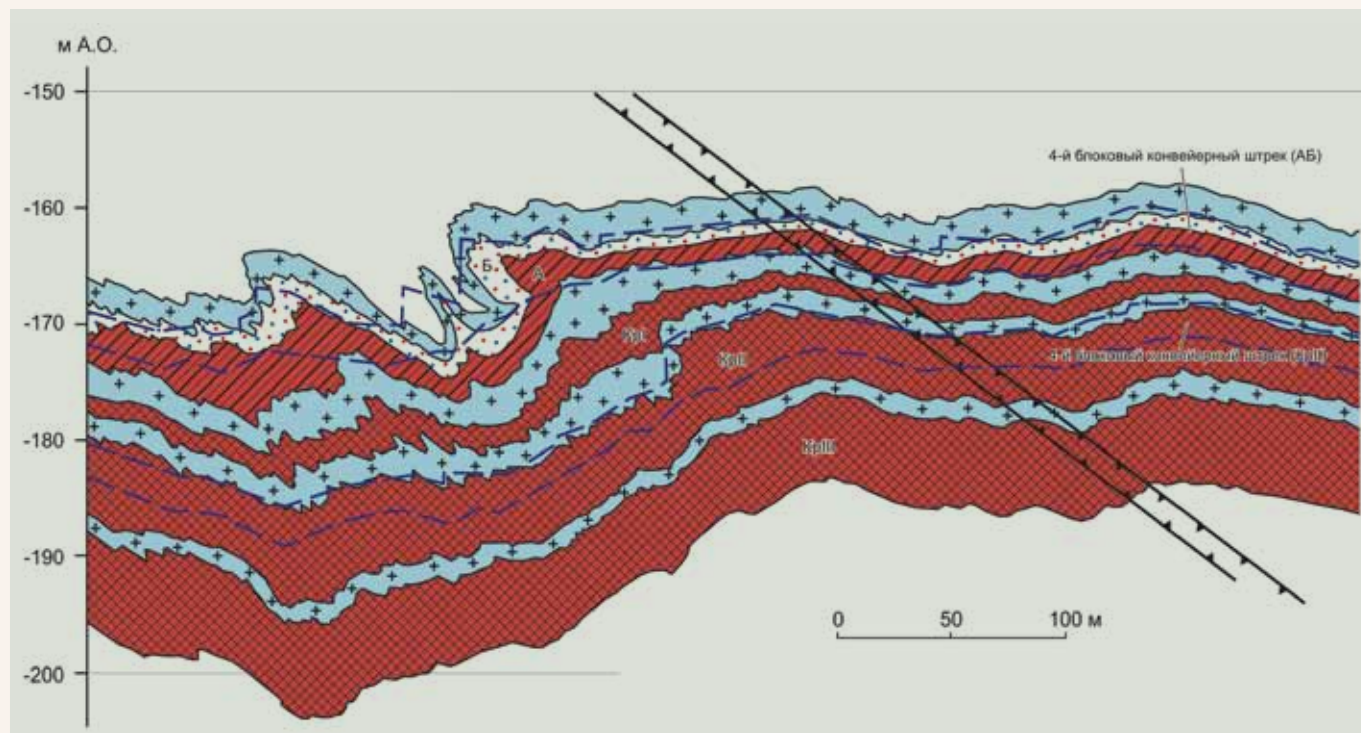


Рис. 1.48. Геологический разрез по линии V-V (условные обозначения см. на рис. 1.47)

случаях на сводную схему выносились положение их осевых (центральных) линий.

Некоторый интерес представляет статистика разломов по методам их выделения, которая представлена в табл. 1.11.

Большое количество выделенных разломов в пределах калийной залежи ВКМС создаст впечатление об их хаотичной ориентировке. Но это действительно только впечатление, так как на розе-диаграмме их простираний (рис. 1.50) четко выделяется четыре системы разломов, краткая характеристика которых приведена в табл. 1.12.

Из табл. 1.12 следует, что средний азимут простирания основных систем разломов в пределах месторождения практически совпадает с направлением систем планетарной трещиноватости. Это свидетельствует об определенном уровне обоснованности выделения разломов предшественниками.

На схеме разломов (см. рис. 1.49) видно, что подавляющее большинство их расположено в центральной и южной частях ВКМС (без крайнего юга), что обусловлено, скорее всего, не особенностями его строения, а объемами и детальностью геофизических исследований. В связи с этим была конкретизирована площадь дальнейших исследований ($S = 4,7$ тыс. км²), за пределами которой осталось шесть разломов: два (№ 89, 90) в северной части и четыре (№ 103–106) в южной.

На некоторых площадях месторождения оси разломов образуют узкие пучки (серии сближенных и субпараллельных разломов). Очевидно, что эти пучки составляют крупные зоны разломов, но для их выделения необходим какой-то критерий. В качестве этого критерия принято расстояние между разломами.

Общеизвестно, что более или менее крупные разрывные нарушения, в том числе и разломы, представляют собой зону определенной ширины, характеризующуюся развитием трещиноватых и дробленых пород. Такие зоны С.И. Шерман называет «зонами влияния разрывных нарушений» [339], а для определения их ширины он рекомендует формулу

$$M \leq 0,5 \cdot k \cdot L^c,$$

где M – ширина зоны влияния разлома, км; L – длина разлома, км; k и c – коэффициенты ($k = 0,3-0,5$; $c = 0,5-0,95$). Конкретные значения коэффициентов зависят от тектонической активности территории: при уменьшении активности k увеличивается, а c уменьшается.

При отсутствии каких-либо данных о количественной оценке тектонической активности в пределах Соликамской впадины, при расчете M принимаем средние значения коэффициентов ($k = 0,4$ и $c = 0,73$), а значение L – равным средней длине разломов на ВКМС, выделен-

Таблица 1.11

Количество разломов, выделенных различными методами

Метод выделения	Количество разломов, шт.	Относительное количество, %
Гравиразведка	49	29
Магниторазведка	29	17
Геологические методы	23	13
Морфометрический и дистанционный	19	11
Сейсморазведка	5	3
Электроразведка	4	2
Комплекс методов	44	25
Всего	173	100

Таблица 1.12

Основные системы разломов в пределах ВКМС, выделенных предшественниками

Система	Параметры систем разломов			Системы планетарной трещиноватости [177]
	количество разломов	интервал простирания	средний азимут	
Широтная	74	255–290°	269°	270°
Северо-западная	47	290–345°	315°	315°
Меридиональная	26	345–25°	3°	0°

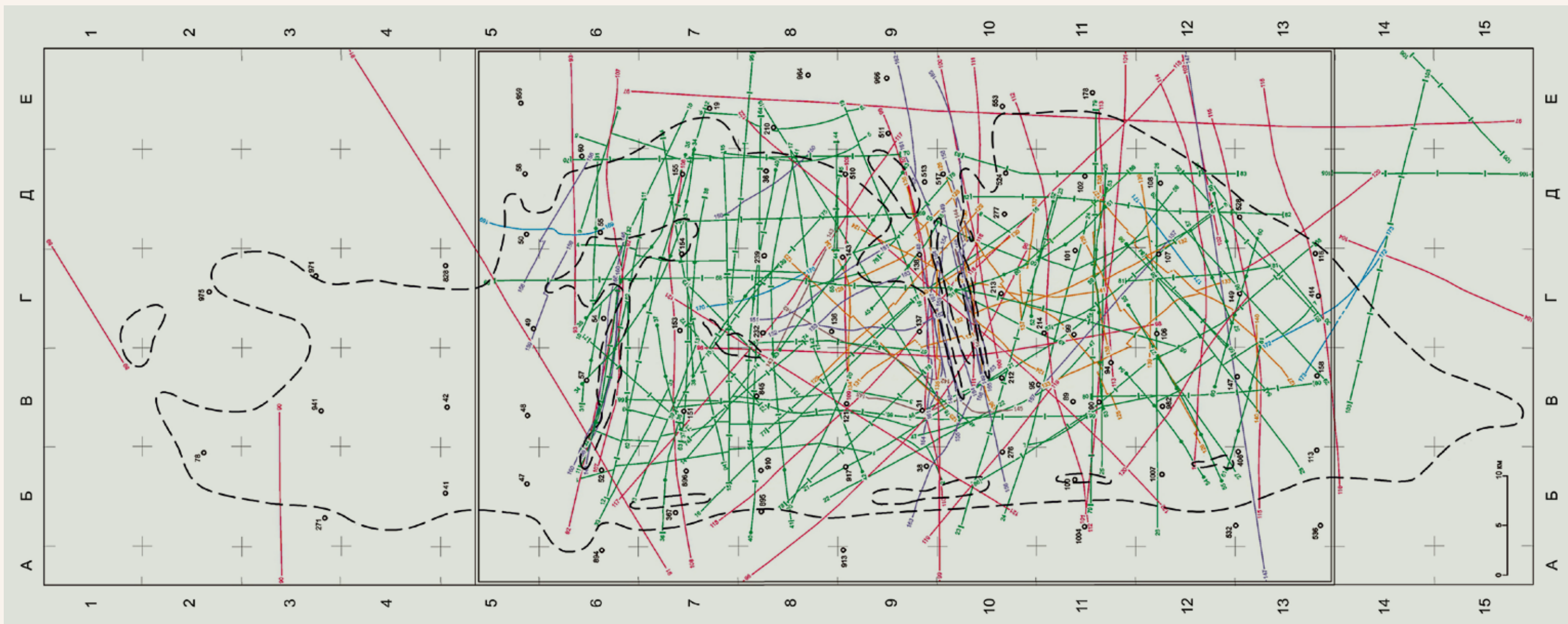
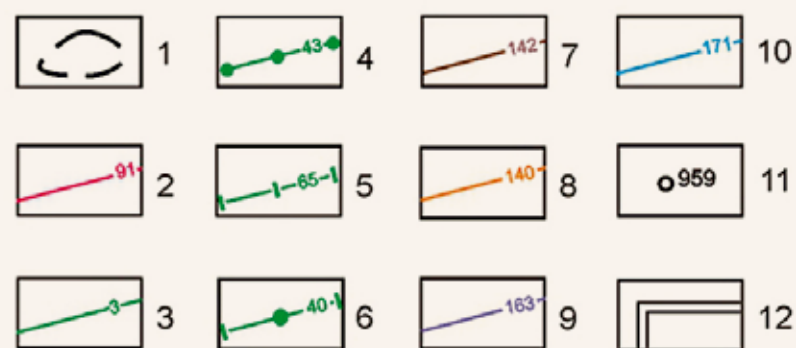


Рис. 1.49. Схема разломов в пределах калийной залежи ВКМС, выявленных предшественниками: 1 – контур калийной залежи; разломы, выделенные методами: 2 – магнитометрическими; 3 – гравиметрическими; 4 – гравиметрическими, морфометрическими и дистанционными; 5 – гравиметрическими и магнитометрическими; 6 – гравиметрическими, магнитометрическими, морфометрическими и дистанционными; 7 – электрометрическими; 8 – морфометрическими и дистанционными; 9 – геологическими; 10 – сейсморазведочными; 11 – скважины и их номера; 12 – контур площади дальнейших исследований



ных предшественниками, которая составляет 24 км. Подставляя принятые значения в формулу С.И. Шермана, получаем, что средняя ширина зоны влияния одиночного разлома в условиях ВКМС составляет 2 км, т.е. по 1 км в обе стороны от его оси. Следовательно, если расстояние между осями разломов не превышает двух километров, то эти разломы оказываются в зоне взаимного влияния.

С использованием критерия «сближенности», было выделено шесть зон разломов, каждой из которых было присвоено собственное название. В этих зонах разломы из-за сближенности теряют свою индивидуальность, и анализ каждого разлома в отдельности просто невозможен. Перечень разломов, входящих в состав зон, приведен в табл. 1.13.

В ряде случаев разломы, находящиеся вне выделенных зон разломов, практически перекрывают или служат продолжением друг друга.

Вполне понятно, что такое сочетание разломов есть не что иное, как проявление одного разлома. В этих случаях разломы объединялись в один с присвоением ему номера наиболее протяженного из них. В результате 16 пар разломов дают 8 единичных, в том числе 21 (21 + 48), 23 (23 + 52), 26 (26 + 139), 63 (63 + 38), 64 (64 + 40), 70 (70 + 5),

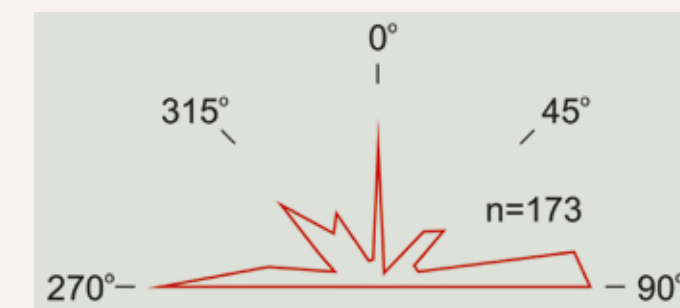


Рис. 1.50. Роза-диаграмма простираний одиночных разломов выявленных предшественниками

Таблица 1.13

Разломы, вошедшие в состав зон разломов

Зоны разломов	Номера разломов
Дуринская	99, 100, 110, 135, 136, 144, 148, 149, 154, 155, 156, 161, 164, 165, 167, 168
Боровицкая	9, 11, 31, 32, 62, 92, 93, 107, 146, 160, 166
Зырянская	25, 53, 79, 101, 113, 138
Рубцовская	44, 65, 109, 134
Володинская	16, 77, 129, 130
Балахонцевская	27, 55, 126
Сибирская	28, 56, 84
Палашерская	30, 85

98 (98 + 67), 147 (147 + 102). Один разлом (№ 39) составлен из трех исходных (39+13+75). Таким образом, вся совокупность разломов, выявленных предшественниками в пределах ВКМС, разделяется на несколько групп (табл. 1.14).

Известно, что любой геофизический метод достоверности не может претендовать на достоверное установление разломов (кстати, это относится также к дистанционным, морфометрическим и даже к геологическим методам). При комплексном применении методов достоверность существования разломов возрастает. Достоверность разломов, выделенных предшественниками в пределах изученной площади, определялась путем оценки их проявления в гравитационном и магнитном полях, гидрогеологии надсолевого комплекса и геологическом строении калийной залежи ВКМС.

Основным материалом при анализе проявлений одиночных разломов в поле силы тяжести послужили результаты гравиметрической съемки (карты масштаба 1:25 000), проведенной под руководством Л.Д. Нояксовой (1990 г.). Анализ проявления одиночных разломов в структуре магнитного поля Земли осуществлен с использованием карт масштабов 1:50 000 и 1:100 000 (Халымбаджа, 1989). Дополнительным материалом служили карты более мелких масштабов (1:200 000 и 1:500 000), полученные в 50-х годах (Гафаров, 1956; Коноплин, Рейтборд, 1959).

При оценке проявления разломов в геологическом строении ВКМС основной фактической базой явились карты литологического состава

продуктивных пластов калийной залежи, построенные по данным бурения содеразведочных (поисковых и разведочных), гидрогеологических и нефтяных скважин, заимствованных из многочисленных отчетов Соликамской ГРП, УПБГРР ОАО «Уралкалий» и ОАО «ПермНИПИнефть».

При анализе проявления одиночных разломов в гидрогеологии использовались карты государственной гидрогеологической съемки различных масштабов (Иконников, 1985; Мелехов и др., 1975; Мошковский, 1968; Поповцев и др., 1968; и др.), на которых, как известно, имеются данные о родниках, скважинах, гидрометрических створах, зонах интенсивной разгрузки подземных вод (водообильных зон), результаты гидрохимического опробования. В частности, на площади проведенных исследований зафиксировано 350 водопунктов (родников — 200, скважин — 150), 20 гидрометрических створов и 45 водообильных зон. Кроме того, были привлечены данные из других фондовых (Иконников Е.А., 1990, 1995) и опубликованных источников [224, 225].

Следующий, методически весьма сложный вопрос — оценка достоверности выделения (существования) того или иного разлома. Обычно достоверными разломами считаются те, которые подтверждаются несколькими независимыми методами или несколькими признаками их идентификации [335]. Но, к сожалению, в литературе отсутствуют сведения о минимально необходимом количестве этих независимых методов.

Таблица 1.14

Группировка разломов ВКМС, выделенных предшественниками

Группы разломов	Количество
1 Разломы за пределами площади исследований	6
2 Разломы, вошедшие в состав зон	49
3 Разломы, вошедшие в состав других разломов	10
4 Одиночные разломы	108
Всего	173

Ввиду отсутствия научного подхода к решению этого вопроса, с учетом прикладного характера исследований и фактов отработки участков ВКМС без каких-либо осложнений, в пределах которых ранее были выделены разломы двумя независимыми методами, предлагается принять самый жесткий вариант: те разломы, которые выделены тремя (и более) независимыми методами (или проявляются в трех геолого-геофизических полях), считать относительно достоверными (ОД); двумя методами (в двух полях) — предполагаемыми (П) и одним методом (в одном поле) — маловероятными (М).

После оценки достоверности одиночных разломов осуществлено их разделение по интервалам разреза, в которых они проявляются. Для практики самыми важными (значимыми) являются разломы, проявившиеся в разрезе ВКМС, т.е. от подошвы ГАТ до дневной поверхности. Разломы, проявившиеся ниже разреза ВКМС, в том числе в фундаменте, пока представляют лишь генетический интерес.

Результаты комплексного анализа проявления разломов, выделенных предшественниками в геолого-геофизических полях, и их повторная проверка позволили составить общую схему разломов центральной и южной частей ВКМС в интервале его разреза (рис. 1.51). Интересно отметить, что практически все важнейшие события последних лет (аварии на рудниках, эпицентры землетрясений с магнитудой 2,5 и более), произошли в зонах разломов и там же расположены сейсмоопасные зоны с плотностью выделения сейсмической энергии в течение одного года не менее чем 20 Дж/100 м² (Маловичко Д.А. и др., 1999–2001 гг.) и места отбора проб воды с аномально высоким содержанием гелия (Башорин и др., 1974).

По масштабам, степени проявления в геолого-геофизических полях и глубине заложения разломы ВКМС разделены на шесть групп (шесть условных уровней):

- первая группа представлена Красноуфимским разломом, разделяющим Предуральский краевой прогиб от Восточно-Европейской платформы;
- вторая группа включает разломы двух мощных субширотных структур (зоны Боровицкого и Дуринского разломов);
- третья — разломы шести локальных зон разломов (Рубцовская, Володинская, Зырянская, Балахонцевская, Сибирская, Палашерская);
- четвертая — одиночные подтвердившиеся разломы, охватывающие разрез ВКМС;
- пятая группа включает одиночные предполагаемые разломы ниже разреза ВКМС;
- шестая — не подтвердившиеся одиночные разломы во всем интервале разреза.

Оставляя в стороне зону Красноуфимского разлома (единственного представителя первой группы), дадим краткую характеристику остальных групп разломов.

Вторая группа разрывных нарушений (зоны Боровицкого и Дуринского разломов)

Зона Боровицкого разлома включает 13 одиночных разломов, значительная часть которых расположена в районе субширотного участка отсутствия калийной залежи (рис. 1.52). По данным предшественников, среди них имеются разломы фундамента (№ 11, 92), разрывные нарушения осадочного чехла (№ 32, 160), левый сдвиг (№ 146) и сброс (№ 166). Вероятнее всего, все шесть отмеченных крупных разрывных нарушений, выделенных различными методами и разными исследователями, представляют собой один крупный разлом, захватывающий интервал разреза месторождения. Определить точно все его характеристики в настоящее время не представляется возможным. Но, вероятно, именно этот разлом сыграл основную роль в разрушении соляной толщи и, в частности, в уничтожении (выщелачивании) калийной залежи [148].

Зона Дуринского разлома включает 17 одиночных разломов (рис. 1.53), выделенных как по данным геофизики, так и в результате геологических исследований, в основном геолого-геофизических работ. Большинство разломов этой зоны образуют два субпараллельных пучка (северный и южный), отражающих, очевидно, северную и южную зоны высоких градиентов мощности шешминских отложений (рис. 1.54). По данным предшественников (см. прил. 1), глубина заложения разломов различна: часть их определена как разломы фундамента (№ 99, 100, 110, 135, 136), другие (№ 144, 161, 164, 165, 167, 168 и др.) проявились только в верхних горизонтах осадочного чехла.

Некоторые элементы геологического строения Дуринской зоны разломов обсуждаются ниже, а более подробно геологическое строение этой площади ВКМС рассмотрено в работах [73, 106, 117, 148, 166, 309 и др.] и (Плотников Ю.А. и др., 2002).

Третья группа разрывных нарушений

Рубцовская зона имеет протяженность 24 км при ширине от 1,6 до 2,0 км (см. рис. 1.51). Она захватывает северную часть шахтного поля СКРУ-2, едва касаясь южной границы СКРУ-1, пересекает в широтном направлении площадь шахтного поля СКРУ-3 и уходит далее на восток вплоть до границы калийной залежи. В состав зоны входят четыре разлома (рис. 1.55а), выделенные различными методами. Разломы № 44 и 65 затрагивают только отложения осадочного чехла, разлом № 109 расценивается выделенными

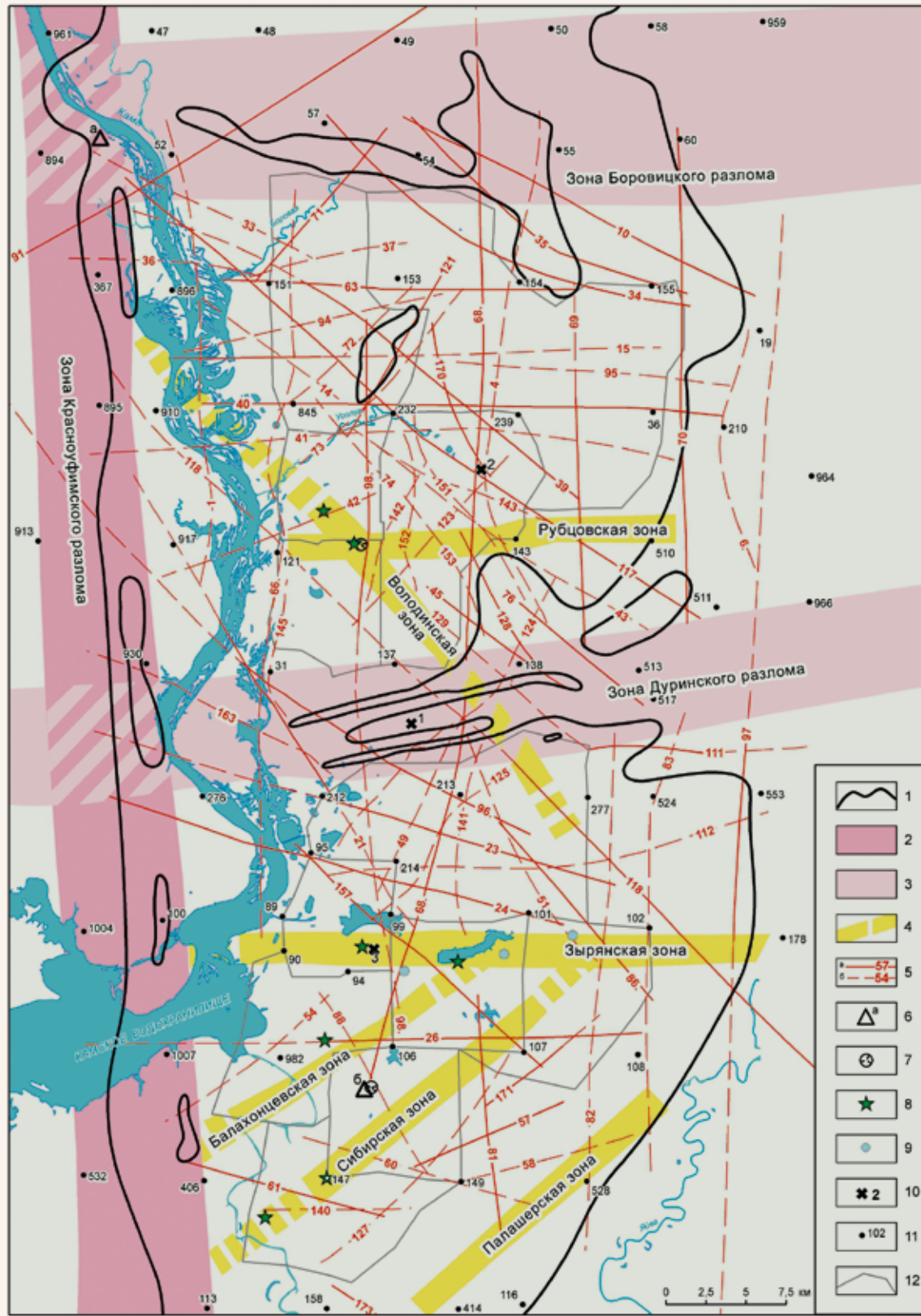


Рис. 1.51. Схема разломов в интервале разреза ВКМС: 1 – контур калийной залежи; зоны разломов: 2 – Красноуфимского, 3 – Боровицкого и Дуринского, 4 – локальные зоны; 5 – одиночные разломы: а – относительно достоверные, б – предполагаемые; 6 – участки прямых наблюдений разрывных нарушений в породах надсолевого комплекса: (а) – в районе дер. Тюлькино, (б) – на участке аварии на БКПРУ-3; 7 – участки аварийного обрушения пород; 8 – эпицентры землетрясений и сейсмоопасные зоны; 9 – пункты повышенного содержания гелия в подземных водах; 10 – центры участков детальных исследований: подсолевого комплекса (1), соляного комплекса (2), надсолевого комплекса (3); 11 – солеразведочные скважины и их номера; 12 – контуры шахтных полей

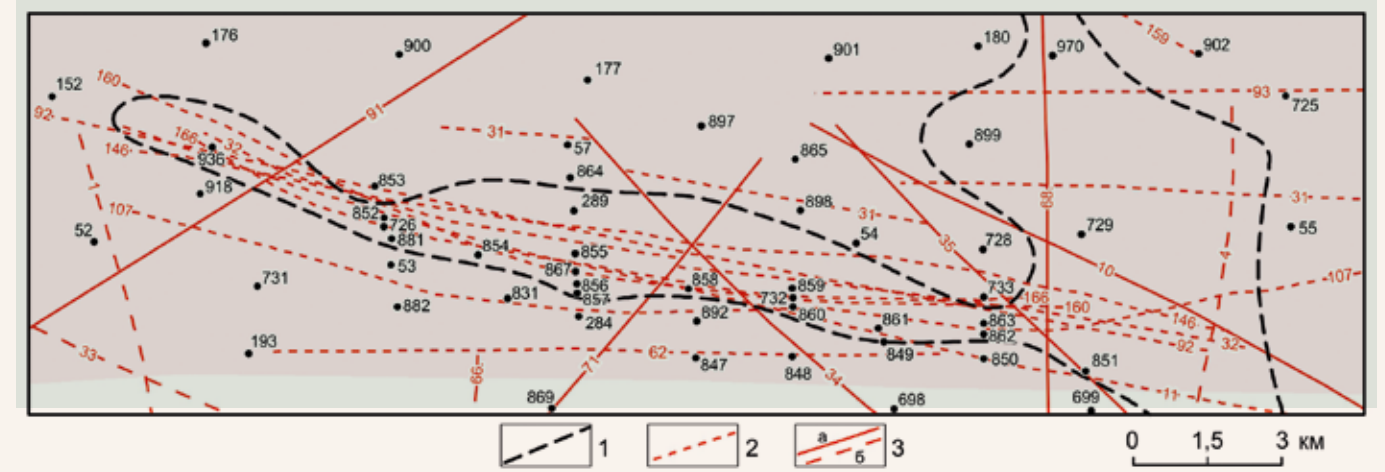


Рис. 1.52. Центральная часть зоны Боровицкого разлома: 1 – контур калийной залежи; 2 – разломы, входящие в состав зоны; 3 – прочие разломы: а – относительно достоверные, б – предполагаемые

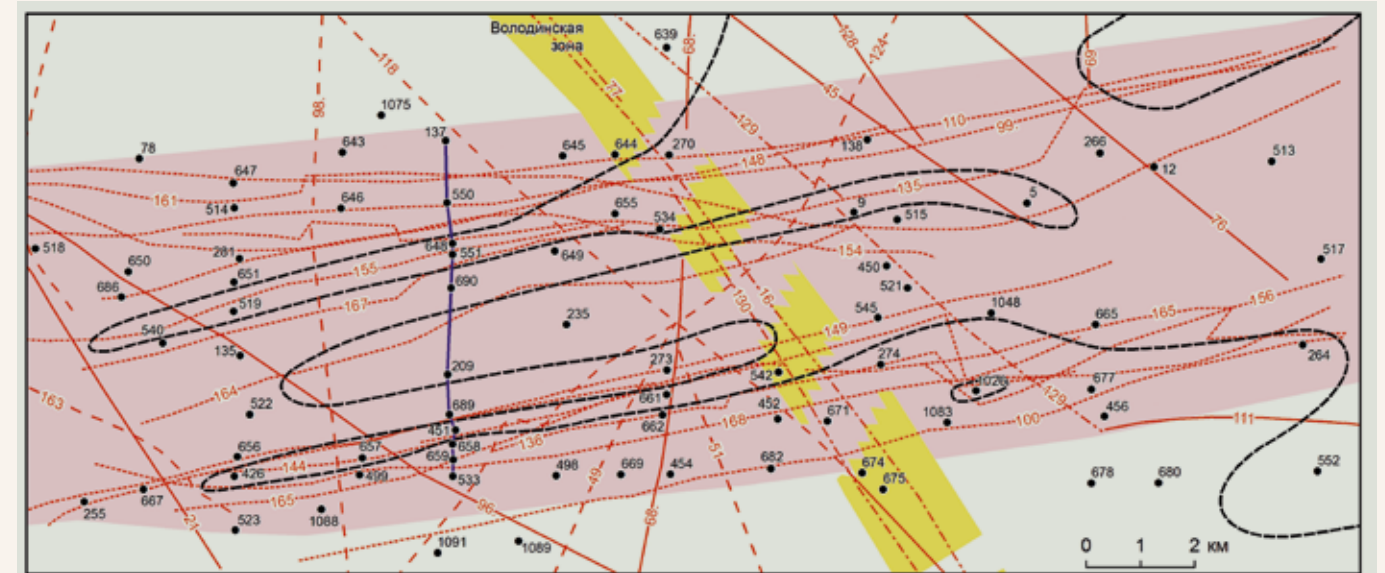


Рис. 1.53. Фрагмент зоны Дуринского разлома

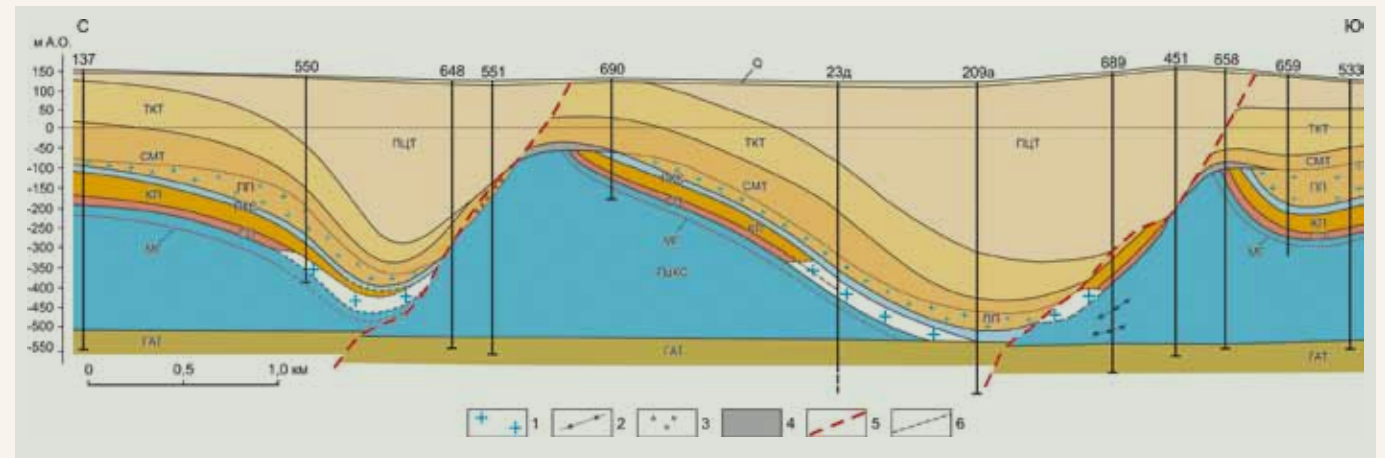


Рис. 1.54. Схематический геологический разрез Дуринской площади (см. рис. 1.53): 1 – каменная соль замещения; 2 – сильвиниты во вторичном залегании; 3 – зона дробления; 4 – породы гипсово-глинистых шляп; 5 – разрывные нарушения; 6 – границы между стратиграфическими аналогами калийной залежи

ми его авторами как разлом кристаллического фундамента, а разлом № 134 — как долгоживущий разлом фундамента, постоянно обновляющийся с докембрия по настоящее время.

Володинская зона имеет северо-западное простирание, смыкаясь с зоной Красноуфимского разлома (см. рис. 1.51). При ширине 1,5–2,0 км и протяжении 42 км она пересекается с Рубцовской зоной, а также является сквозной по отношению к зоне Дуринского разлома. В состав зоны входят (полностью или частично) четыре разлома — № 16, 77, 129 и 130 (рис. 1.55б), выделенные различными методами. Разломы № 16 и 77 проявлены только в фундаменте, а разломы № 129 и 130, выявленные по комплексу дистанционных и морфометрических методов, т.е. проявленные в верхних горизонтах осадочного чехла, характеризуются как палеозойские, обновившиеся в условиях альпийского тектогенеза.

В пределах Володинской зоны, на ее пересечении с Рубцовской зоной, расположен участок внезапного обрушения подработанной толщи на руднике СКРУ-2, сопровождавшегося техногенным землетрясением. Далее на северо-запад (в пределах юго-восточной части шахтного поля СКРУ-1) наблюдались участки ускоренного (против расчетного) оседания дневной поверхности (например, район блока № 115) и техногенная сейсмоопасная зона.

Зырянская зона длиной до 40 км и шириной 2,0–2,5 км полностью пересекает южную часть площади распространения калийной залежи в широтном направлении, охватывая южную треть шахтного поля БКПРУ-1 и северную треть шахтного поля БКПРУ-2 (см. рис. 1.51). Шесть субпараллельных разломов (№ 25, 53, 79, 101, 113 и 138), входящих в состав этой зоны (рис. 1.56а), выделены различными методами, как на уровне кристаллического фундамента, так и в чехле на уровне пермских и более древних отложений (см. прил. 1).

Наличие зоны подтверждается материалами гидрогеологической съемки: в ее пределах сконцентрировано около 20 родников и 12 скважин с повышенными водопротоками. В пределах Зырянской зоны получили развитие провальные явления на территории пос. Новая Зырянка (о провальных явлениях см. ниже). В зоне расположен ряд точек сейсмических проявлений, а также пунктов с аномально высоким содержанием гелия в подземных водах (см. рис. 1.51).

Балахонцевская зона имеет северо-восточное простирание (см. рис. 1.51). Ее протяженность около 20 км при ширине 1,2–2,0 км. Юго-западный фланг зоны ограничен зоной Красноуфимского разлома, а северо-восточный — Зырянской зоной разломов. Северо-восточное окончание Балахонцевской зоны

приходится на юго-западную часть площади шахтного поля БКПРУ-2 (район скв. № 1546, 1029, 198, 125, 190). В состав зоны входят три разлома (рис. 1.56б). Разлом № 27 проявлен в фундаменте, № 55 — в осадочном чехле, а разлом № 126 отнесен к постоянно обновляющимся докембрийским разломам фундамента (см. прил. 1).

Сибирская зона имеет северо-восточное простирание (см. рис. 1.51). Ее протяженность около 30 км при ширине от 1,4 до 2,0 км. Как и у Балахонцевской зоны, ее юго-западный фланг ограничен зоной Красноуфимского разлома, а северо-восточный — Зырянской зоной разломов. Северо-восточное окончание Сибирской зоны захватывает юго-восточную часть территории шахтного поля БКПРУ-2 (р-н скважин 1014, 1015, 201). В состав зоны входят три разлома (рис. 1.56в), выявленные по комплексу гравиметрических и магнитометрических методов. Они проявлены в фундаменте (№ 28) и в осадочном чехле (№ 56, 84) (см. прил. 1). В пределах Сибирской зоны разломов находятся два эпицентра природных землетрясений.

Палашерская зона северо-восточного направления имеет протяженность порядка 20 км при ширине 1,5–2,0 км (см. рис. 1.51). В отличие от остальных зон разломов, выделение которых производилось при наличии не менее трех сближенных субпараллельных разломов, эта зона включает в себя только два разлома — № 30 и 85 (рис. 1.57). Такое отклонение от принятой методики объясняется идентичностью строения данного участка и Сибирской зоны разломов: в обоих случаях по данным гравиметрии выделены разломы в фундаменте, а по комплексу гравиразведки и магниторазведки — разломы, проявленные в строении надсолевой толщи (см. прил. 1). Кроме того, обе зоны одинаково уверенно выделяются по материалам гидрогеологической съемки.

Четвертая группа разрывных нарушений включает 72 одиночных разлома, охватывающих разрез ВКМС, среди которых 35 относительно достоверных и 37 предполагаемых (см. рис. 1.51). Следует отметить, что среди достоверно выделенных разломов есть такие, которые в отношении достоверности не однородны, т.е. некоторые части их — достоверны, другие — предполагаемые (например, № 23, 39, 96, 97 и др.). Среди предполагаемых разломов неоднородными являются те, которые имеют маловероятные части (например, № 88, 94, 142, 152 и др.).

В этой группе имеется два разлома (№ 86 и 128), которые проявляются в четырех полях (см. прил. 1). Первый из них (№ 86), расположенный в юго-восточной части шахтного поля рудника БКПРУ-4, проявляется в гравиметрическом и магнитном полях, гидрогеологии надсолевой

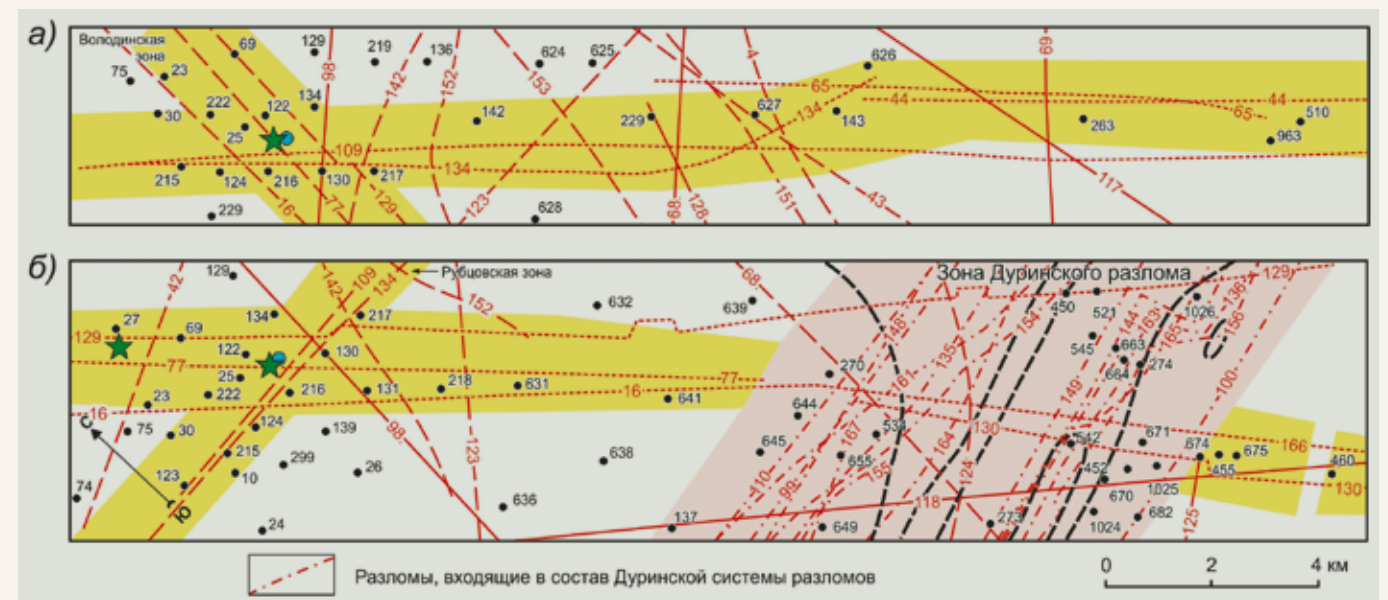


Рис. 1.55. Рубцовская (а) и Володинская (б) зоны разломов

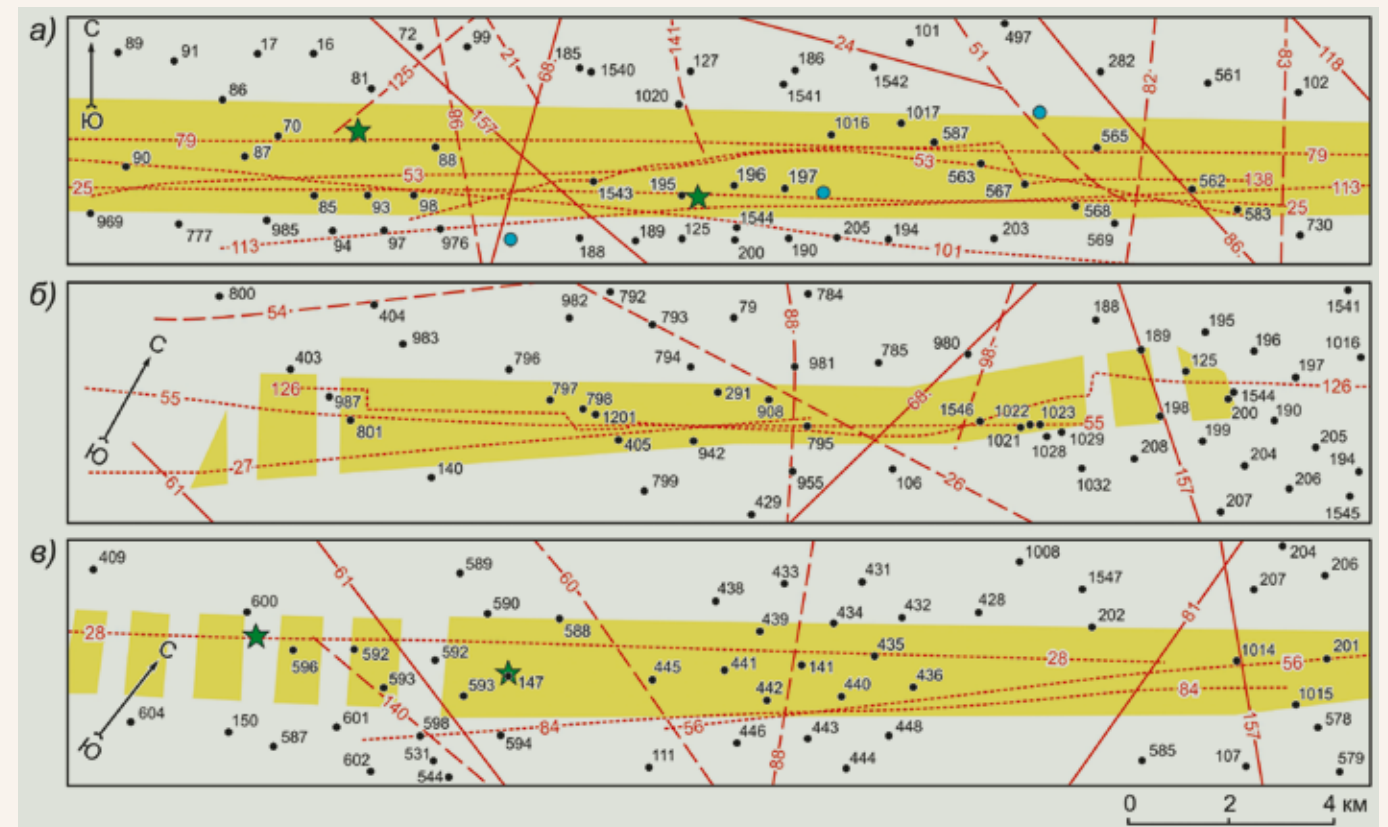


Рис. 1.56. Зырянская (а), Балахонцевская (б) и Сибирская (в) зоны разломов

толщи и геологическом строении калийной залежи. Разлом № 128, расположенный к юго-востоку от основной части шахтного поля рудника СКРУ-3 (р-н Пашковского поднятия), выделен морфометрическими методами и проявляется в магнитном поле, геологии калийной залежи и частично в гравиметрическом поле.

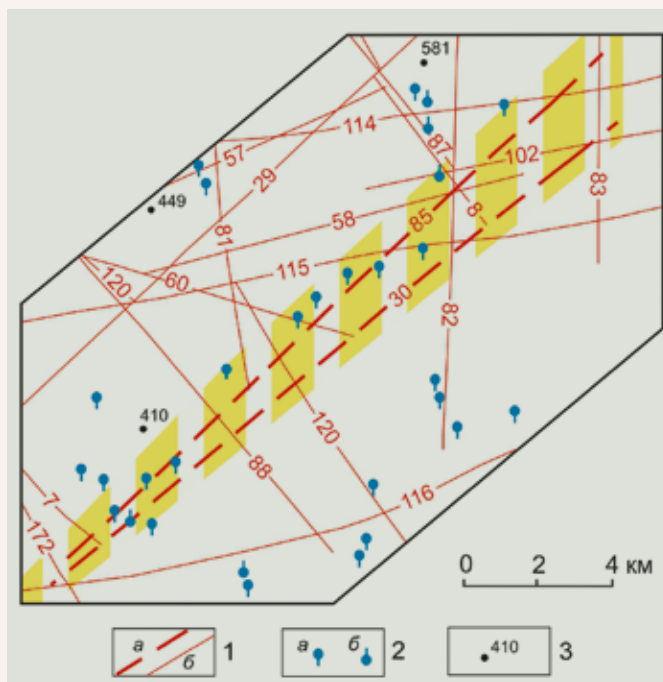


Рис. 1.57. Пример проявления разломов в гидрогеологии надсолевой толщи ВКМС: 1 – разломы, вошедшие в состав Палашерской зоны (а), и прочие (б); 2 – родники: нисходящие (а) и восходящие (б); 3 – соленосные скважины и их номера

Протяженные относительно достоверные разломы этой группы довольно редки. Среди них можно отметить такие, как № 68 (около 70 км), № 91 (более 60 км – на рис. 1.51 он ограничен северной рамкой), № 117 (45 км), № 70 (33 км), № 24 (31 км). Самым длинным является разлом № 97 (около 90 км), который, однако, неоднороден по достоверности выделения.

Значительная часть разломов находится за пределами шахтных полей. В то же время на шахтных полях имеются участки с высокой плотностью этих разрывных структур. Таковыми являются центральная часть шахтного поля БКПРУ-4 и северная, ныне отрабатываемая часть шахтного поля СКРУ-3. В последнем случае высокая плотность разломов прослеживается как в северо-западном направлении (до Клестовского купола и далее), так и на юго-восток к Пашковскому поднятию.

Нет необходимости останавливаться на характеристике оставшихся многочисленных разломов, так как общие сведения о них можно получить, используя рис. 1.51, а также данные прил. 1. Остановимся только на характеристике разлома № 88.

Это крупное разрывное нарушение длиной более 40 км выявлено в 1991 г. в результате геологической интерпретации результатов де-

талных гравиметрических и магнитных съемок (Кассин и др., 1991) и определено как «разлом, проявленный в строении верхнепермских и более глубоких горизонтов» (см. прил. 1). Повторный анализ этих геофизических полей показал, что обсуждаемый разлом довольно четко отражается в структуре гравиметрического поля, но не подтверждается в магнитном поле. Следовательно, исходя из принятой методики оценки достоверности, разлом № 88 должен классифицироваться как маловероятный (неподтвердившийся). Однако в плане этот разлом находится в непосредственной близости (в 350 м) от провала дневной поверхности на руднике БКПРУ-3 (рис. 1.58). Если учесть среднюю ширину зоны влияния разломов на ВКМС, которая состав-



Рис. 1.58. Горно-геологическая ситуация района провала на БКПРУ-3: 1 – разлом № 88; 2 – линейная аномалия, отождествляемая с крутопадающими обводненными зонами повышенной трещиноватости пород надсолевой толщи (Беляев и др., 1989); 3 – контур провала земной поверхности по четвертичным отложениям (на 86.08.01.); 4 – контур провала земной поверхности по коренным отложениям (на 88.08.01); 5 – места поступления рассолов в горные выработки (на 86.01.15); 6 – отработанные площади; 7 – скважины

ляет около 2 км (на рисунке показана лишь его осевая линия), небольшую разницу азимутов простирания (7°) разлома № 88 и линейную аномалию электрического поля, отождествляемую с крутопадающими обводненными зонами повышенной трещиноватости пород надсолевой толщи, возможность неперпендикулярного падения разлома и некоторую ошибку при его переносе с мелкого масштаба на крупный, то можно предположить, что это одно и то же разрывное нарушение. В связи с этим средняя часть этого разрывного нарушения была идентифицирована как предполагаемая.

Пятая группа разрывных нарушений, самая малочисленная, представлена двумя одиночными предполагаемыми разломами (№ 12 и 172), не охватывающими разрез ВКМС.

На рис. 1.51 видно, что предполагаемый разлом № 12 расположен южнее Боровицкого прогиба и прослеживается в западо-северо-западном направлении практически через всю калийную залежь. Он выделен по гравимагнитным полям и оценивается как разлом кристаллического фундамента (см. прил. 1).

Разлом № 172, расположенный к югу от шахтного поля рудника БКПРУ-3, прослеживается в юго-юго-восточном направлении за пределы калийной залежи. Этот разлом выделен по данным сейсморазведки и определен как тектоническое нарушение в верхнедевонских и турнейских отложениях. Кроме того, он проявился в магнитном поле (см. прил. 1).

Шестая группа разрывных нарушений включает 31 маловероятный (неподтвердившийся) одиночный разлом, среди которых 17 охватывают разрез месторождения, а 14 разломов выявлены в разрезе ниже ГАТ. Сведения об этих разломах приведены в прил. 1.

Проявление разломов в разрезе месторождения*

Несмотря на обилие разломов, определенных как относительно достоверные, длительность изучения и разработки месторождения, фактов геологической документации прямых проявлений крупных разрывных нарушений не имеется. Исключением являются два случая их наблюдения в приповерхностных частях надсолевых отложений. Один из них описанный в работе Г.Р. Егера [89], произошел в 1926 г., когда севернее дер. Тюлькино (см. рис. 1.51) рекогносцировочным маршрутом в обнажении на правом берегу р. Камы была обнаружена «система мелких сбросовых трещин». Обнажение сложено известняками и мергелями терригенно-карбонатной толщи. Падение пород северо-восточное и северное, угол падения до 50°. Трещины располагаются параллельно, на «небольшом расстоянии друг от друга». Простира-

ние трещин СВ 55–70°. Вертикальные амплитуды смещений составляют 0,5–5,0 м, одно из них – 11 м.

Другой случай, связанный с печальным событием, – складчато-разрывное нарушение, обнажившееся в стенках провала в месте прорыва вод в рудник БКПРУ-3 (рис. 1.59, 1.60). Здесь,

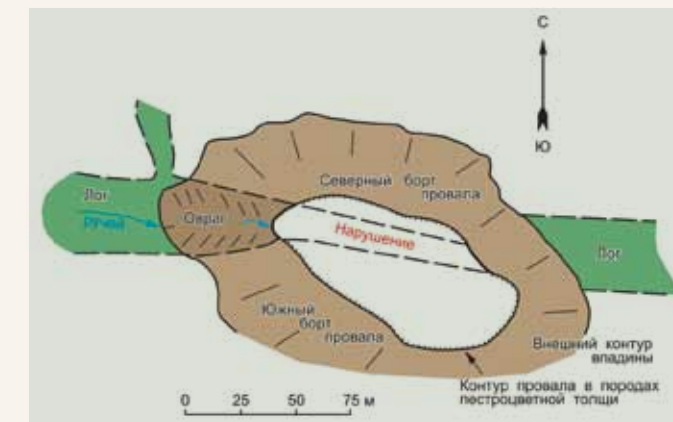


Рис. 1.59. Плановое положение провала, складчато-разрывного нарушения и лога [6]

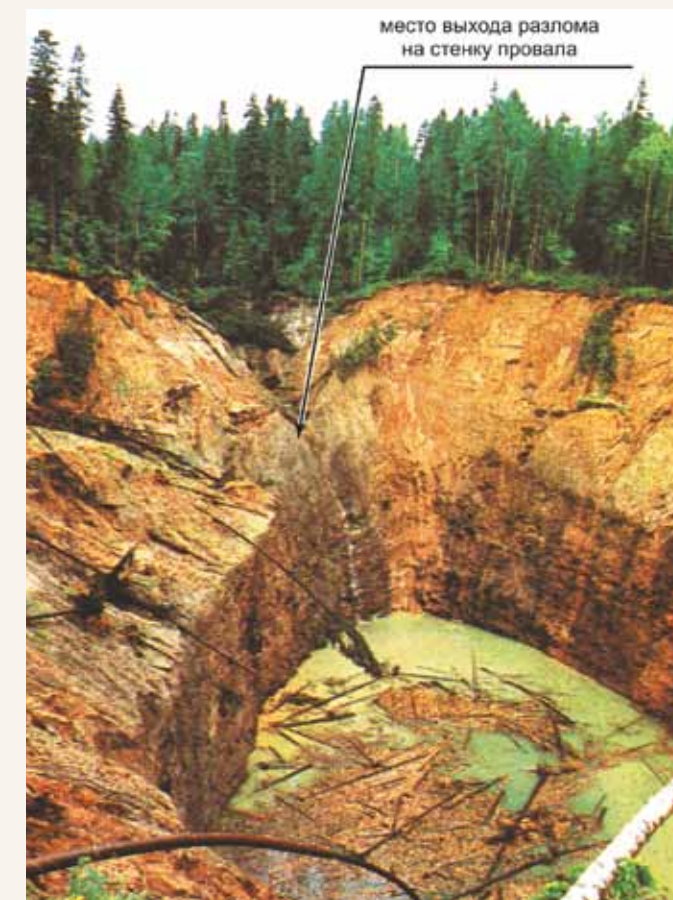


Рис. 1.60. Провал в районе прорыва вод в рудник БКПРУ-3 (август 1986 г.). Фото В.Н. Андрейчука

* В написании раздела принимала участие Э.О. Баяндина.

по данным В.Н. Андрейчука [6], в породах ПЦТ наблюдаются трещины, в основном тектонические, со смещением. Угол падения 50–80°, но большинство из них субвертикальные. Большая часть трещин имеет азимут простирания 0–20°. Плотность трещин — от 0,15 до 1,0 м⁻¹. Ширина зоны повышенной трещиноватости в плане составляет 12–15 м.

Не исключено, что подобные зоны трещиноватости были вскрыты и на других участках месторождения при ведении разнообразных строительных работ, но геологически они не были задокументированы.

Как известно [42, 148 и др.], большая часть трещин в солях месторождения, в том числе открытые, связана со складкообразованием. Достоверных генетических связей этих трещин с разломами не было установлено. Что касается разрывных нарушений в отложениях, непосредственно подстилающих соляную толщу (например, ГАТ), то их наличие только предполагалось либо по данным геофизики, либо по генетическим соображениям. Ниже излагаются относительно новые факты проявления крупных разрывных нарушений (разломов) в разрезе ВКМС, часть из которых уже освещена в работе [153].

Разрывное нарушение в глинисто-ангидритовой толще

Высокая плотность разведочных и эксплуатационных скважин в пределах Чашкинского месторождения нефти позволила получить детальную карту изогипс кровли ГАТ (рис. 1.61). На рисунке видно, что кровля этой толщи образует четкую ступень, ориентированную в субширотном направлении. Параметры ступени: простирание — ЮЗЗ 255°, четко прослеживаемая длина — более 5 км (ступень не ограничена с востока), максимальная амплитуда перепада составляет 83 м, угол наклона кровли ГАТ в пределах ступени иногда превышает 30°. Эта ступень практически совпадает с осью Гулинского прогиба, выделенного по кровле солей (см. разд. 2.4). Важно отметить, что в пределах этой ступени находятся скважины № 175 и 183 (см. рис. 1.61б), при бурении которых в ГАТ были встречены зоны поглощения бурового раствора (табл. 1.15).

К настоящему времени в пределах ВКМС пробурено около 1 тыс. нефтяных скважин, в части из которых имелись зоны поглощения бурового раствора. Из всего разнообразия стратиграфического положения зон поглощения только в двух случаях зоны зафиксированы в интервале ГАТ (именно эти скважины — № 175, 183) расположены рядом и на участке резкого перепада отметок кровли этой толщи. Отметим, что вероятность случайного совместного нахождения этих скважин (т.е. двух точек поглощения бурового раствора) ничтожно мала и составляет порядка 2·10⁻⁴%.

Таким образом, совокупность особенностей строения ГАТ в районе Чашкинского месторождения нефти (ступень кровли ГАТ с амплитудой более 80 м, ее ориентация в плане, наличие двух скважин, в которых встречены зоны поглощения бурового раствора, ее совпадение с зоной отсутствия солей) является прямым признаком наличия разрывного нарушения типа взброса. Отметим, что это первое прямое доказательство наличия крупного разрывного нарушения в отложениях, подстилающих соляную толщу ВКМС.

Проявление разлома в солях (интервал калийной залежи)

Ярким примером проявления разлома в солях является случай линейных зон замещений в верхах калийной залежи на юго-востоке центральной части ВКМС (рис. 1.62).

Известно, что на ВКМС и особенно в его центральной части часто встречаются открытые соляные и секущие трещины. Наибольший научный и практический интерес представляют секущие трещины. В восточной части шахтного поля рудника СКРУ-3 (8-я панель — блоки 4, 6, 8–10; 4-я панель — блок 2) на рабочих горизонтах горными работами было вскрыто множество секущих трещин (рис. 1.63). Они развиты в основном на горизонте пласта АБ и реже на горизонте пласта КрII. Потенциальная опасность типов трещин различна, а наиболее опасными из них являются трещины скола, которым уделено наибольшее внимание. Более детально секу-

Таблица 1.15

Характеристики зон поглощения бурового раствора в интервале ГАТ

Характеристики зон поглощения	Номер скважины	
	175	183*
Глубина залегания кровли ГАТ, м	731,5	709,0
Отметка кровли ГАТ, м	-501,0	-518,0
Интервалы абсолютных отметок зон поглощения, м	-571,5 ÷ -659,5	-529,0 ÷ -539,0 -569,0 ÷ -579,0
Интенсивность поглощения, м ³ /ч	12	4–5

* Сква. 183 входит в куст скв. 31д.

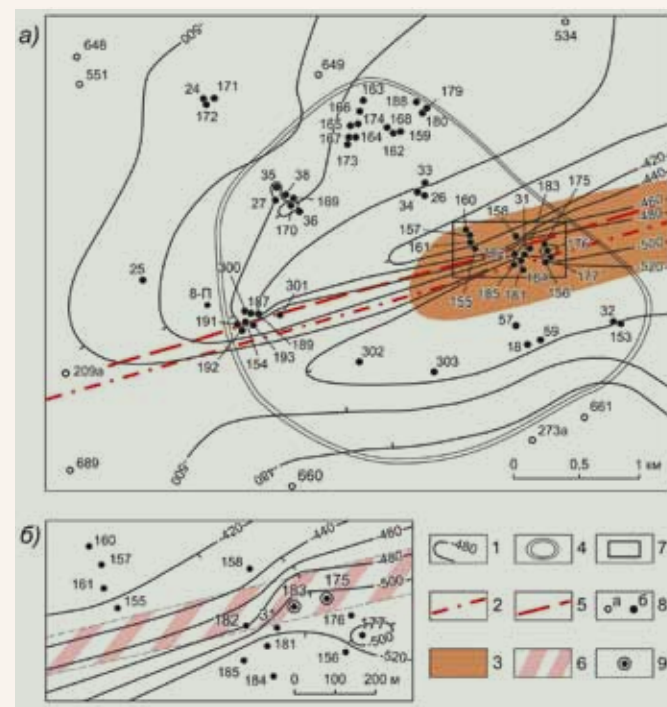


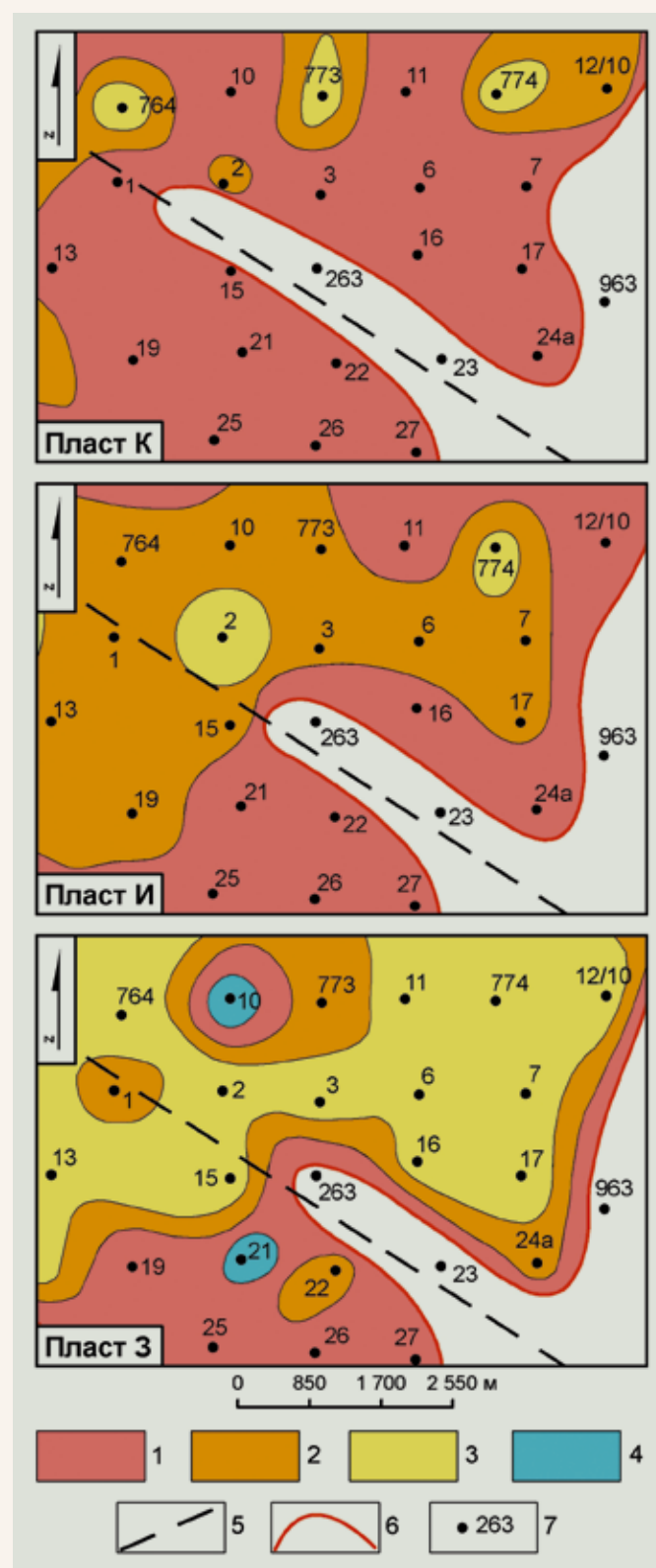
Рис. 1.61. Структурная карта кровли ГАТ района Чашкинского месторождения нефти (а) и положение скважин с поглощением бурового раствора (б): 1 – стратоизогипсы кровли ГАТ; 2 – положение оси Гулинского прогиба; 3 – участок отсутствия соляной толщи; 4 – контур Чашкинского месторождения нефти; 5 – осевая линия разлома; 6 – возможное положение зоны разлома; 7 – контур участка детальных исследований; 8 – содеразведочные (а) и нефтяные (б) скважины; 9 – скважины, вскрывшие интервалы поглощения бурового раствора в ГАТ, и их номера

щие трещины в соляных породах в районе разрывного нарушения 117 рассмотрены в разд. 2.5.

Проявление разлома в надсолевом комплексе пород

В начале мая 1999 г. от жителей пос. Нов. Зырянка (южная окраина г. Березники) стали поступать сообщения о появлении провалов земной поверхности. Специальными поисками, проведенными в этом районе (Кудр, 1999), выявлено, что провалы образуют полосу субширотного простирания, которая прослежена на расстоянии 1,3 км от основания восточного борта долины р. Кряжевки через южную часть пос. Нов. Зырянка и далее на северо-восток-восток (рис. 1.64 и 1.65). Всего обнаружено 50 провалов и 14 соединяющих их линейных понижений земной поверхности. Все провальные образования находятся в пределах влияния горных работ рудника БКПРУ-1 (рис. 1.66).

Форма одиночных провалов в плане — неправильный круг диаметром до 2,5 м или овал с длинной осью до 4,5 м. Глубина провалов — 0,3–4,0 м. В большинстве случаев провалы соединены ли-



1.62. Пример проявления разлома в литологии продуктивных пластов калийной залежи: 1 – пестрый сильвинит; 2 – смешанные соли; 3 – карналлитовая порода; 4 – зоны замещения каменной солью; 5 – разлом №117; 6 – контур пласта; 7 – скважины и их номера

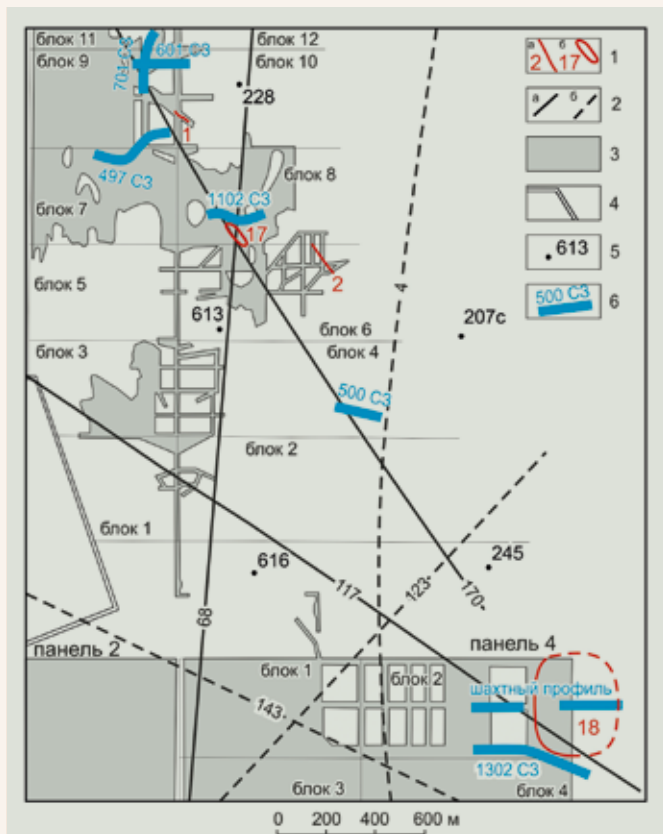


Рис. 1.63. Схема большой зоны трещиноватости в пределах восточного фланга шахтного поля СКРУ-3: 1 – одиночные трещины скола (а) и участки трещиноватости (б) и их номера; 2 – разломы: относительно достоверные (а) и предполагаемые (б); 3 – выработанное пространство по горизонту пласта АБ по состоянию на 2004.01.01; 4 – граница предохранительного целика под промплощадку; 5 – скважины, пробуренные с поверхности, и их номера; 6 – участки волновых аномалий в интервале соленосной толщи и номера профилей

нейными корытообразными проседаниями земной поверхности глубиной 5–100 см, длиной 12–150 м, при ширине 1–10 м (обычно 1–1,5 м). Линейные проседания часто обрамлены трещинами. Слияние ряда провалов образует траншеи длиной до 30 м. Пример провалов приведен на рис. 1.67.

По относительному расположению провалов условно разделены на три группы: западную, центральную и восточную. Общей особенностью провалов восточной группы является то, что они образовались на два-три года раньше, чем провальные образования западного и центрального участков. Разница в возрасте легко определяется по состоянию стенок провалов, потемнению мест разрывов корней деревьев, наличию на их дне старых листьев и другим признакам.

Анализ фактических данных маркшейдерских наблюдений показал, что максимальные горизонтальные деформации в районе мульды осе-

дания характерны для следующих интервалов: Rр 4–5 (профиль 14); Rр 15–16, Rр 16–17, Rр 17–18 (профиль 19); Rр 6–7 (профиль 25) (положение профилей см. на рис. 1.65).

Изменение деформации земной поверхности в приведенных интервалах во времени показано на рис. 1.68. На этом рисунке видно, что в интервале Rр 4–5 (профиль 14) растяжение монотонно возрастало вплоть до 1995 г., когда оно составило 6,74 мм/м (в абсолютном выражении 21,6 см). После 1995 г. на профиле идут процессы сжатия. На профиле 19 растяжение в интервале Rр 15–16 в 2001 г., по-видимому, достигло максимума, так как в 2002 г. отмечено сжатие. Для Rр 17 и 18 (расположенных южнее Rр 16) продолжается растяжение, которое уже превысило максимальную деформацию между Rр 15 и 16. Интервал между Rр 6 и 7 профиля 25 в настоящее время характеризуется быстрым нарастанием горизонтальной деформации растяжения. Вследствие относительно недавнего заложения этого профиля (2000 г.) общее растяжение осталось неизвестным.

Таким образом, интервалы с максимальным горизонтальным растяжением дневной поверхности находятся на участках профилей в месте пересечения линий провалов. Со временем максимумы растяжения смещаются на юг, т.е. в сторону нетронутого массива. На восточном фланге южной краевой части мульды оседания процессы растяжения завершились, в средней части — завершаются, на западном фланге идет интенсивное наращивание горизонтальных деформаций растяжения. Можно предположить, что на западном фланге (в р-не профиля 25) процесс растяжения начался позже.

Геофизические исследования проведены главным образом в районе западной группы провалов (в пос. Нов. Зырянка). По данным сейсморазведочных и электроразведочных работ (Колесников В.П., 1999; Санфиоров И.А., 1999), в верхней (приповерхностной) части разреза в коренных породах (до глубины 65 м) обнаружена серия субширотных линейно вытянутых элементов.

При проходке ряда шурфов были получены интересные сведения о структуре коренного ложа под провалами, представленного породами верхней пачки СМТ. Так, забоем шурфа № 17, пройденного в пос. Нов. Зырянка (см. рис. 1.64а), в коренных породах вскрыта трещина шириной 0,2 м, прослеженная на глубину до 3,0 м. В интервале 0–2,4 м трещина выполнена мелким песком; 2,4–3,0 м — смесью песка и суглинка. Шурф № 18 (см. рис. 1.64б) вскрыл трещину шириной 0,7 м, которая прослежена на глубину 5,7 м. Сверху трещина заполнена мягкопластичным суглинком (с глубины 2,8 м грунт переувлажнен до со-



Рис. 1.64. Схема расположения провалов земной поверхности: 1 – лесной массив; 2 – жилые застройки; 3 – провальные образования; 4 – солеразведочные скважины и их номера

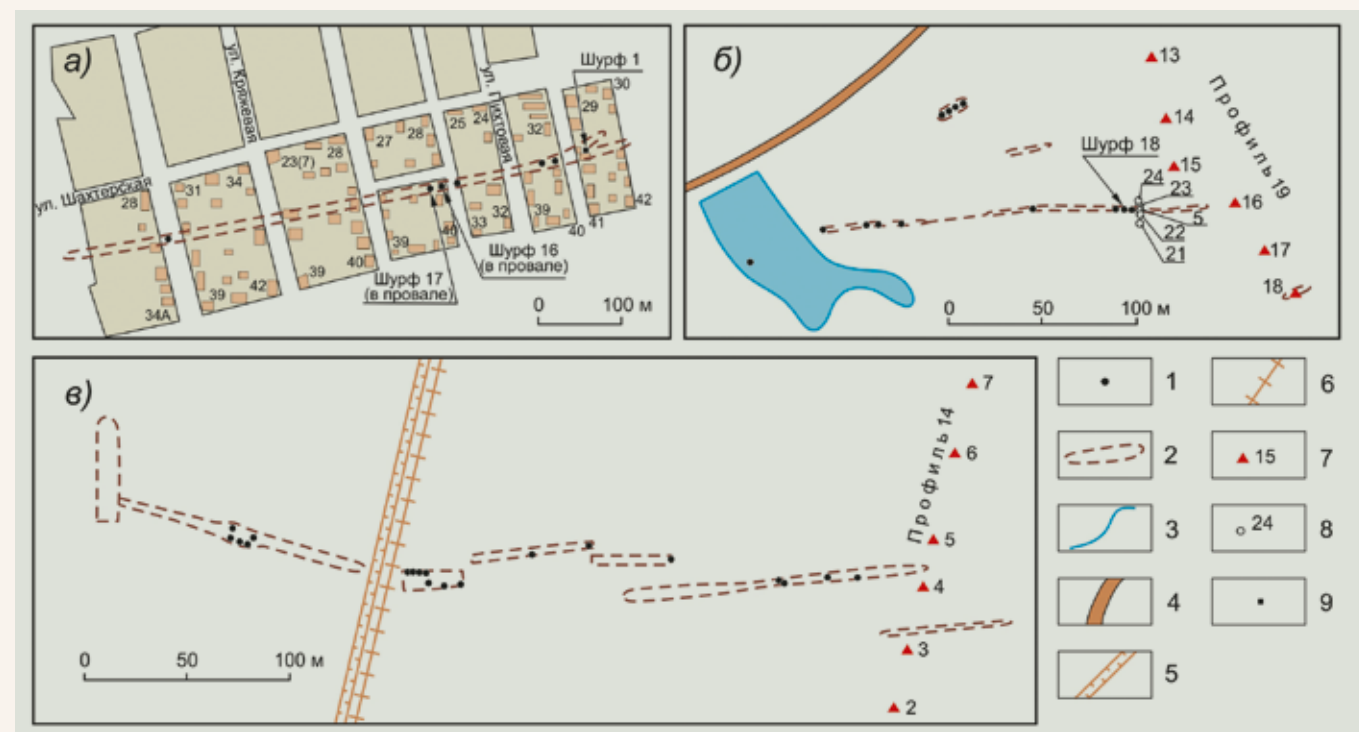


Рис. 1.65. Схемы расположения основных частей западной (а), центральной (б) и восточной (в) групп провалов: 1 – провалы; 2 – контуры корытообразных понижений; 3 – контур пруда; 4 – дорога в пионерлагерь; 5 – ров; 6 – земляной вал; 7 – реперы маркшейдерских профилей; 8 – скважины ПГСП «Геокарта»; 9 – шурф

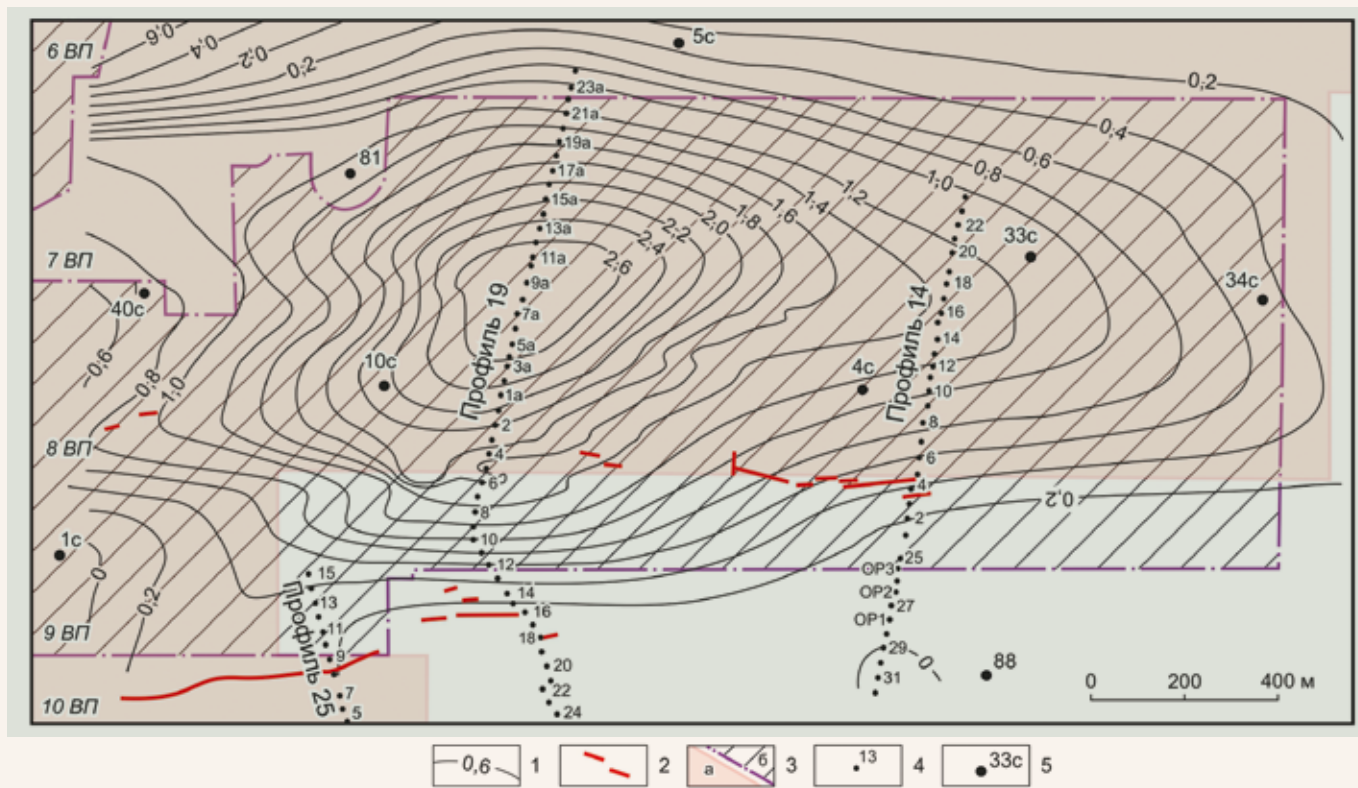


Рис. 1.66. Изолинии оседаний дневной поверхности в пределах северного фланга юго-восточной части шахтного поля БКПРУ-1 (по материалам рудника): 1 – изолинии оседаний; 2 – линии провальных образований; 3 – площади отработки пласта КрII (а) и В (б) по состоянию на май 1999 г.; 4 – реперы маркшейдерских профилей; 5 – скважины и их номера

стояния текучего), а с глубины 4,0 м – дрсевой и щебнем мергеля. Наличие глубоких трещин в коренных породах под линиями провалов подтверждено бурением скважин (рис. 1.69).

На основании результатов наших работ и всей совокупности фактического материала, полученного другими исследователями, природа провальных образований р-на пос. Нов. Зырянка может быть представлена следующим образом.

В результате палеотектонических движений по Зырянской зоне разломов в массиве надсолевого комплекса пород сформировалась серия зон повышенной трещиноватости субширотной ориентировки. После отработки промышленных пластов подработанная толща испытывала опускание (ускоренное против расчетного) и, как следствие, в краевых частях мульды оседания в массиве пород сформировались растягивающие напряжения. При обычных геологических условиях, характерных для ВКМС, и других сочетаниях ориентировки границ длительной остановки отработки и систем трещин в надсолевой толще, растягивающие горизонтальные деформации не сопровождались образованием новых трещин. Наличие зоны природной повышенной трещиноватости, ориентированной вкост направления растягивающих напряжений, приве-



Рис. 1.67. Характер провальных образований в лесу (1999 г.)

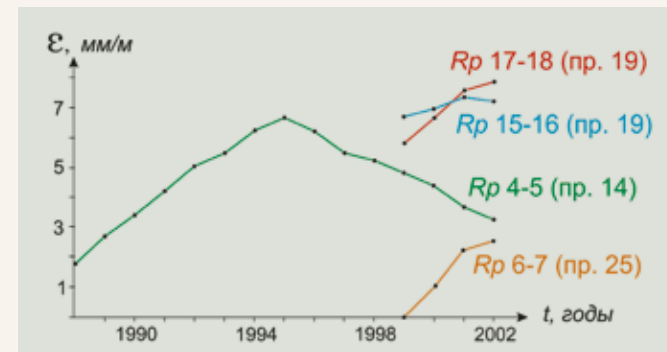


Рис. 1.68. Изменение деформаций растяжения дневной поверхности во времени (пояснения в тексте)

ло к концентрации горизонтальных деформаций массива, реализуемых в форме раскрытия уже существующих трещин. Раскрытие этих трещин шло постепенно (в течение нескольких лет – см. рис. 1.67), пока не достигло некоторого предела, при котором начали рваться водопроводные трубы, проложенные вдоль улиц пос. Нов. Зырянка.

Раскрытие трещин в коренных породах вызвало концентрированную инфильтрацию талых и дождевых вод и, следовательно, интенсивную суффозию. Трещины заполнялись, очевидно, не только по механизму суффозии, но и путем солифлюкции (гравитационное течение слабых грунтов в процессе их промерзания-оттаивания), а также простым обрушением пород. Главное направление движения мелких частиц грунта до уровня подземных вод – сверху вниз. Медленное движение подземных вод не могло обеспечить вынос мелких частиц на поверхность земли даже вблизи их (вод) выхода на поверхность, что подтверждается отсутствием в районе конусов выноса песчаных фракций.

Установление природы провалов в районе пос. Нов. Зырянка позволяет утверждать, что мы имеем дело с проявлением разлома в верхних частях надсолевого комплекса пород в форме зоны повышенной трещиноватости. Это вполне увязывается с тем, что район развития прова-

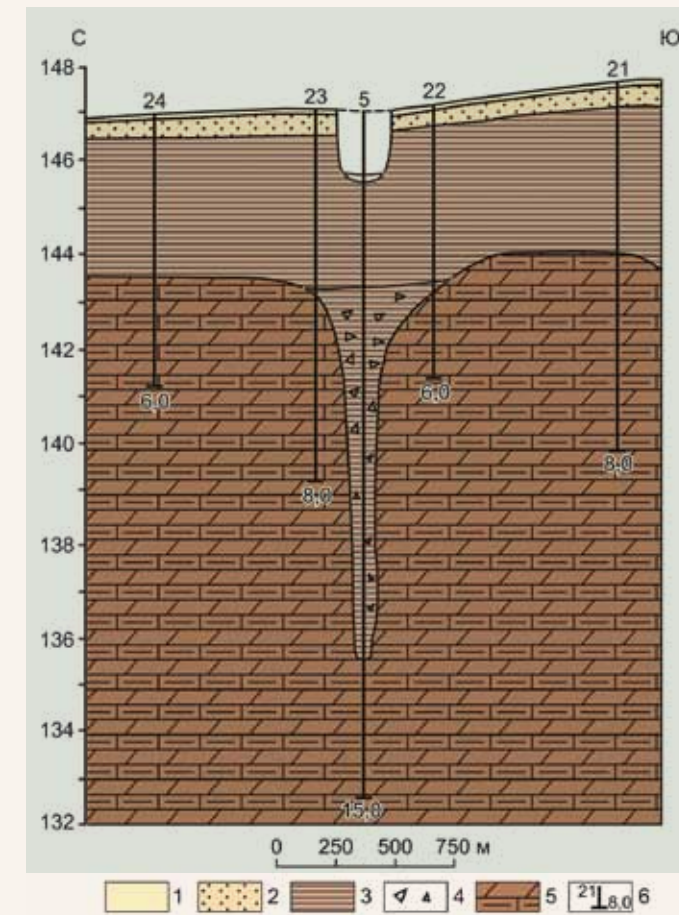


Рис. 1.69. Геологический разрез вкост простирания одной из линий провалов (по Т. В. Харитонову, 1999 г.): 1 – почвенно-растительный слой; 2 – песок; 3 – глина; 4 – дресва и щебень; 5 – мергели и глинистые известняки ТКТ; 6 – скважина, ее номер и глубина

лов находится в пределах Зырянской зоны разломов. Анализ описания керна скважин, пройденных в районе провалов, показал, что породам надсолевого комплекса присущ ряд признаков их вторичного изменения, наиболее частыми из которых являются интенсивная трещиноватость, пиритизация, загипсованность, наличие налетов гидроокислов железа и марганца на стенках трещин, присутствие битумов, арагонита, каверн, зеркал скольжения и т.п.

1.4 ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Первые сведения о гидрогеологии ВКМС появились в работах П.И. Преображенского [227–230]. Затем был продолжительный период почти полного отсутствия исследований в этом направлении, за исключением работ А.А. Варова [36] и А.А. Иванова [81, 101]. Систематическое изучение гидрогеологии ВКМС началось с начала 50-х годов. Воды подсолевых отложений

исследуются около 45 лет в связи с поисковыми и разведочными работами на нефть и бурением Березниковской опорной скважины (1-ОП).

По гидрогеологическому районированию СССР (ВСЕГИНГЕО, 1988) ВКМС принадлежит к Предуральскому сложному бассейну пластовых (блоково-пластовых) вод, к Камско-Чусовской группе бассейнов пластовых вод. Сама соляная тол-

щасодержит небольшое количество рассолов, которые в литературе часто называются маточными или седиментационными рассолами, что не всегда правильно. Эти рассолы лучше называть нейтральным термином: внутрисолевыми водами. В подземных горных выработках часто распространены рудничные рассолы техногенного происхождения — конденсационные и закладочные. Они представляют собой совершенно обособленный тип рассолов, не связанных с другими природными водами, и поэтому их описание опускается.

Надсолевые воды

Распространение и условия залегания подземных надсолевых вод

Надсолевой комплекс пород ВКМС занимает верхний гидродинамический этаж, нижней границей которого является кровля соленосной толщи, играющей роль регионального водоупора, а верхней — поверхность земли. По схеме гидрогеологической стратификации [211] на территории месторождения в надсолевой толще выделяются следующие гидрогеологические подразделения (Е.А. Иконников, 1990):

- водоносный локально-слабоводоносный четвертичный алювиальный горизонт;
- водопроницаемый локально-водоносный палеоген-неогеновый комплекс;
- неводоносный проницаемый (сдренированный) шешминский терригенный комплекс;
- слабоводоносный локально-водоносный шешминский терригенный комплекс;
- водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита.

Основными гидрогеологическими подразделениями, в которых сосредоточены практически все ресурсы подземных вод надсолевого комплекса пород, являются водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита и слабоводоносный локально-водоносный шешминский терригенный комплекс. Остальные подразделения на месторождении не имеют широкого распространения и поэтому ниже не рассматриваются.

Слабоводоносный локально-водоносный шешминский терригенный комплекс

Комплекс распространен преимущественно в южной части ВКМС. Севернее широты г. Соликамска он имеет фрагментарное развитие, занимая участки междуречий рек Боровая – Глухая Вильва и Боровая – Клестовка. Водоносные породы (известняки, песчаники, алевролиты) залегают в виде прослоев и линз различной мощности, при этом основными водовмещающими породами служат песчаники (66% занимают родники, приуроченные к выходам песчаников). Водоупорными отложениями являются нетрещиноватые аргиллиты и алевролиты.

По вертикальному разрезу водоносные слои распределяются неравномерно. Наибольшая

их частота отмечается до глубины 60–80 м. Ниже, в связи с затуханием трещиноватости, частота водопритоков уменьшается. Исключение представляют скважины, пробуренные в зонах разрывных нарушений.

В верхней части комплекса, выше местного эрозионного вреза, развиты трещинно-грунтовые воды, ниже — трещинно-пластовые. Трещинно-грунтовые воды обычно безнапорные либо обладают местным напором, обусловленным литологофациальной неоднородностью разреза. Глубина залегания подземных вод зависит от глубины расчлененности рельефа и колеблется от 0 до 50 м, увеличиваясь от речных долин к водоразделам. На участках, где имеются «подвешенные» горизонты, связанные с локальными водоупорами, наблюдается отклонение от этой закономерности.

Трещинно-пластовые воды в зависимости от положения в рельефе вскрываются скважинами на глубинах 10–100 м. Воды субнапорные. Напор возрастает по мере увеличения глубины залегания водоносных пластов от 5–10 до 50–100 м и более. Иногда скважины самоизливают.

Водообильность комплекса в целом невысокая, что связано с преобладанием в разрезе пород с низкими фильтрационными свойствами. Дебиты родников варьируют от десятых долей до 30 л/с. Преобладающие значения дебитов не превышают 0,3–0,5 л/с. Крупные по дебиту родники приурочены к положительным локальным структурам; во впадинах дебит их резко падает.

Удельные дебиты скважин в долинах рек достигают 4–5 л/с, а на водоразделах они составляют десятки доли литров в секунду (Поповцев и др., 1968).

Подземные воды, залегающие выше эрозионного вреза в промытой верхней части комплекса, имеют однообразный химический состав с преобладанием гидрокарбонатных магниево-кальциевых и натриево-кальциевых вод (тип вод по [208]). Минерализация их достигает 0,5 г/дм³.

Состав подземных вод, распространенных ниже дренирующего влияния речной сети, характеризуется разнообразием. Наряду с преобладанием соленоватых смешанных по анионам и катионам вод (SO₄-Cl-Ca-Na, Cl-SO₄-Na, HCO₃-SO₄-Na-Ca) с минерализацией в несколько грамм, встречаются воды как пресные (М 0,5–0,6 г/дм³) Cl-HCO₃-Na, HCO₃-Na, так и с более высокой минерализацией (М 16,5–24,4 г/дм³) хлоридно-натриевого состава.

Водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита

Площадное распространение на поверхности свита имеет в северной части месторождения. К югу она погружается под шешминский терригенный комплекс на глубину, не

превышающую обычно 100 м. Свита представлена чередованием терригенных и карбонатных пород с прослоями сульфатных. В верхней части свиты преобладают известняки, мергели, песчаники (ТКТ), в нижней — глины, мергели с прослоями ангидритов и солей (СМТ).

Фильтрационные свойства пород свиты зависят от эффективной трещиноватости, которая обуславливается литологией, положением пород в разрезе и структурно-тектоническим фактором. Высокой и в то же время неравномерной проницаемостью пород по площади и разрезу характеризуются терригенно-карбонатная толща, залегающая на поверхности земли. Коэффициенты фильтрации толщи в интервалах опробования до глубины 100–150 м изменяются от нескольких единиц до нескольких сотен метров в сутки. С глубиной, при общем уменьшении проницаемости пород фильтрационная неоднородность этой толщи сохраняется.

Нижняя часть свиты (СМТ) является слабопроницаемой. Ее фильтрационное поле в целом однородно.

Водоносные породы свиты (трещиноватые известняки, песчаники, мергели) перемежаются с водоупорными глинистыми отложениями. В СМТ среди водоупорных пород появляются прослои ангидритов. Водоносные слои, мощность которых составляет 5–10 м и более, распределяются неравномерно. Наибольшее количество водопритоков в скважины отмечается до глубины 100 м. Ниже частота их резко падает.

В верхней части свиты, выше вреза долин рек Боровой, Мошевицы, Усолки и других притоков р. Камы, распространены трещинно-грунтовые воды. Чаще они безнапорные, но иногда обладают местным напором, связанным с гетерогенностью водовмещающей толщи. Глубина залегания трещинно-грунтовых вод не превышает 40–60 м.

Ниже местных эрозионных врез залегают трещинно-пластовые воды, которые вскрываются скважинами в интервале глубин от 10 до 80 м и более. Воды в основном субнапорные. Напор возрастает с погружением пород в западном направлении. Скважины часто самоизливают.

По водообильности соликамская свита неоднородна. Верхняя ее часть (ТКТ) характеризуется высокой, но крайне неравномерной водообильностью. Дебиты родников варьируют от 0,01 до 328,0 л/с. 55% родников имеют дебиты в пределах 1,0–15,5 л/с. Дебиты скважин изменяются от 0,1 до 100 л/с при понижениях 0,4–39,9 м. С глубиной водообильность уменьшается.

Нижняя часть соликамской свиты (СМТ) обводнена слабо. В интервале глубин до 100–150 м дебиты скважин в большинстве случаев не превышают 5–7 л/с, а на глубинах 250–350 м они составляют десятки доли литров в секунду при понижениях до 18–20 м.

На водообильность соликамской свиты большое влияние оказывают литологический состав пород, структурно-тектонические и геоморфологические условия, линейные трещинные зоны. С последними связаны водообильные зоны, которые имеют большое практическое значение для организации централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. К водообильным зонам приурочены месторождения подземных вод (Усольское, Боровицкое, Верхне-Камское и др.).

Подземные воды свиты, находящиеся выше уровня долины р. Камы, являются в основном пресными гидрокарбонатными магниево-кальциевыми, кальциево-натриевыми (М до 0,5–0,6 г/дм³), ниже распространены минерализованные воды преимущественно хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного, редко сульфатного состава с минерализацией 1,6–14,0 г/дм³, которые с глубиной сменяются хлоридными рассолами.

Граница между пресными и минерализованными водами находится на глубине 100–150 м, опускаясь на водоразделах, в областях питания на большие глубины и поднимаясь до глубины 50 м и менее в долинах рек, на участках разгрузки минерализованных вод.

Питание, сток и разгрузка подземных вод

Закономерности формирования региональной гидродинамики связаны прежде всего с положением гидрогеологических подразделений относительно современных базисов дренирования, которыми на территории месторождения являются речные долины.

Относительно долины р. Камы (главной дрены района) выделяются две гидрогеодинамические зоны. Водонасыщенная часть разреза от уровня грунтовых вод до уровня р. Камы относится к зоне безнапорных и субнапорных нисходящих вод [209, 210], которая характеризуется свободным водообменом. Водоносные горизонты ее дренируются реками Боровой, Усолкой, Мошевицей и др.

Ниже дренирующего влияния камских притоков (до кровли регионального водоупора) расположена гидрогеодинамическая зона субнапорных нисходяще-восходящих вод. Эта часть разреза находится под дренирующим влиянием камской долины. Водоносные подразделения залегают в условиях затрудненного водообмена.

В самой нижней части, во впадинах кровли соленосной толщи, водообмен становится близким к весьма затрудненному. Это доказывается распространением здесь насыщенных Cl-Na рассолов.

Зона безнапорных и субнапорных нисходящих вод

В эту гидрогеодинамическую зону входят верхние части рассмотренных выше слабоводоносного локально-водоносного шешминского

терригенного комплекса и водоносной соликамской терригенно-карбонатной свиты. Остальные упомянутые выше гидрогеологические подразделения полностью находятся в данной зоне.

Основным источником питания подземных вод рассматриваемой зоны являются атмосферные осадки. Области питания совпадают с границами распространения на поверхности земли водоносных подразделений. Условия питания подземных вод зависят от проницаемости коренных отложений, а также четвертичного покрова, положения водоносных пород в рельефе.

Основное питание водоносные горизонты получают на гипсометрически высоких элементах рельефа (водоразделах, высоких бортах речных долин, террасах). Об этом свидетельствуют высокие уровни грунтовых вод на этих участках. При этом наиболее интенсивная фильтрация атмосферных осадков наблюдается на плоских водоразделах с густой овражно-балочной сетью [112]. Примером может служить междуречье Мошевицы, Боровой, Глухой Вильвы, изрезанное верховьями рек Корел, Азлас, Сердук, Колынва. Существенная роль среди местных областей питания принадлежит бортам камской долины в связи с высокой трещиноватостью слагающих их пород, обусловленной процессами отседания склонов [172, 343].

Поступление атмосферных вод в водоносные горизонты происходит периодически во время весеннего снеготаяния и летне-осенних дождей. Подтверждение тому — четко выраженные сезонные пики, соответствующие основным периодам инфильтрационного питания, на кривой годового изменения уровней грунтовых вод (по данным режимных наблюдений за скважинами и колодцами). В целом области питания, расположенные на площади водоносной соликамской свиты, характеризуются лучшими условиями инфильтрации атмосферных осадков благодаря более высоким фильтрационным свойствам соликамских пород по сравнению с шешминским слабодоносным локально-водоносным комплексом.

Сток подземных вод осуществляется от водоразделов к долинам рек Боровой, Усолки, Глухой Вильвы и других притоков Камы, где они разгружаются в виде серии родников, пластовых выходов, а также скрыто в русла рек. Ввиду коротких путей движения, малых размеров областей питания такой сток является местным, в отличие от субрегионального, в который вовлечены трещинно-пластовые воды, движущиеся к основному базису дренирования района — р. Каме. Характер стока тесно связан со строением гидрогеологического разреза. Соликамская свита и шешминский комплекс представляют собой переслаивающиеся толщи терригенных и карбонатных пород с различной водопроницаемостью, изрезанные ли-

нейными зонами интенсивной трещиноватости с высокими фильтрационными свойствами. Подземный сток локализуется по наиболее проницаемым слоям пород и линейным трещиноватым зонам. В соликамской толще таковыми являются трещиноватые, часто кавернозные слои известняков, в шешминском комплексе — трещиноватые песчаники, что подтверждается частой встречаемостью пластовых выходов подземных вод из этих пород. К линейным зонам интенсивной трещиноватости приурочены концентрированные выходы подземных вод — крупные по дебиту родники.

Зона субнапорных нисходяще-восходящих вод

На севере месторождения зона включает преимущественно нижнюю часть соликамской свиты — СМТ, а на южной и верхнюю ее часть — ТКТ, перекрытую шешминским терригенным комплексом и находящуюся ниже дренирующего влияния местной речной сети.

Питание водоносных слоев этой зоны осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков в местах выхода их на поверхность в восточной части месторождения и за счет нисходящей фильтрации подземных вод из вышележащей зоны на возвышенных участках рельефа. Об этом свидетельствует поинтервальное опробование скважин, пробуренных на водоразделах: по мере увеличения глубины опробования пьезометрический уровень подземных вод снижается.

Особенно интенсивная нисходящая фильтрация подземных вод из верхней гидрогеодинамической зоны происходит по субвертикальным трещинным линейным зонам на участках пересечения водоразделов — областей питания. Приповерхностный подземный сток по таким зонам может проникать на значительные глубины, вплоть до кровли соленосной толщи. Высокие фильтрационные свойства трещиноватых зон обуславливают значительные скорости движения нисходящих потоков, способствующих развитию карстовых процессов. В результате существования нисходящих потоков в областях питания под водоразделами увеличивается мощность зоны пресных вод, а на поверхности минерализованных вод формируются депрессии (Е.А. Иконников).

Сток подземных вод происходит к основному базису дренирования — камской долине, а также к местным очагам разгрузки — притокам р. Камы. В очагах разгрузки поверхность минерализованных вод имеет куполообразное залегание [26, 259], а мощность зоны пресных вод может сокращаться до нуля.

Формирование химического состава подземных вод

Основным источником солей, поступающих в подземные воды, служат водовмещающие породы надсолевого комплекса. По разрезу породы засолены неравномерно: наименьшая за-

соленность отмечается в верхней его части, наибольшая — в нижней (СМТ). Параллельно с возрастанием засоленности разреза происходит изменение солевого комплекса пород от гидрокарбонатов до сульфатов и хлоридов [174].

Различная промытость пород, связанная с дренирующим влиянием речной сети, обуславливает зональное распределение подземных вод по химическому составу и минерализации. Взаимосвязь гидрогеохимических и гидрогеодинамических зон показана в табл. 1.16.

В верхней зоне нисходящих безнапорных и субнапорных вод, характеризующейся хорошей промытостью, в результате интенсивного водообмена формируются пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые, редко кальциево-натриевые и кальциевые воды с минерализацией 0,2–0,3 г/дм³. В местах разгрузки соленых вод из нижней гидрогеодинамической зоны и смешения их с пресными образуются смешанные по анионам и катионам воды с минерализацией, как правило, более 1 г/дм³.

В зоне субнапорных нисходяще-восходящих вод водообмен затруднен, породы слабо промыты. Степень промытости пород закономерно уменьшается от кровли зоны к ее подошве. Здесь широкое распространение получили солоноватые подземные воды хлоридно-сульфатные, кальциево-натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые с сухим остатком 1,2–19,0 г/дм³. Встречаемость их составляет 76%.

В нижней части гидрогеодинамической зоны, вблизи кровли соленосной толщи, встречаются воды соленые (М 26,0–45,7 г/дм³) и рассолы (М 51,5–270,7 г/дм³) хлоридно-натриевого типа.

Пресные подземные воды верхней гидрогеодинамической зоны гидравлически связаны с минерализованными (солоноватыми и солеными) водами и рассолами нижней зоны, о чем свидетельствуют многочисленные данные откачек из съемочных и водозаборных скважин (при интенсивном отборе пресных вод происходит подтяги-

вание к скважинам минерализованных вод и рассолов).

Во впадинах кровли соленосной толщи формируются исключительно рассолы хлоридно-натриевого состава: от слабых до крепких, которые не имеют площадного распространения. Так, при вскрытии скважинами кровли солей во многих точках рассолы (М > 50 г/дм³) наблюдались только в пяти скважинах: 6с (63,4 г/дм³), 360 (51,0 г/дм³), 786 (270,7 г/дм³), 893 (66,5 г/дм³), 924 (75,7 г/дм³). В остальных скважинах подземные воды имели минерализацию от 10–12 до 20–40 г/дм³. Это можно объяснить тем, что соли в этих точках перекрыты непроницаемыми глинисто-мергельными отложениями, с которыми они образуют водоупорную толщу, предохраняющую соляную залежь от выщелачивания.

Поступление подземных вод, агрессивных к солям, происходит по субвертикальным трещиноватым зонам из верхней части разреза на участках пересечения ими водораздельных просторств — местных областей питания водоносных горизонтов надсолевого комплекса. Это осуществляется, вероятно, в периоды активизации деформационных процессов соляной толщи. В эти периоды происходит раскрытие закольматированных глинистым материалом трещин нижней части субвертикальных трещинных зон, которые вне периодов активизации являются практически водонепроницаемыми.

В верхней части разреза субвертикальные трещинные зоны всегда хорошо проницаемы за счет интенсивной циркуляции подземных вод, способствующей активному протеканию карстовых процессов в карбонатных породах и постоянному выносу глинистых частиц в долины рек из терригенных отложений.

Рассольный горизонт

Непосредственно в кровле соленосной толщи или вблизи нее встречаются рассолообильные участки с общими характерными чертами.

Таблица 1.16

Гидрогеохимическая зональность надсолевой толщи ВКМС

Гидрогеодинамические зоны (по [211])	Гидрогеохимические зоны и характеристика химического состава подземных вод	
Зона безнапорных и субнапорных нисходящих вод	Зона пресных вод	Гидрокарбонатные магниево-кальциевые, редко кальциево-натриевые и кальциевые воды с минерализацией 0,2–0,3 г/дм ³ . В местах разгрузки соленых вод — смешанные по анионам и катионам с минерализацией более 1 г/дм ³
Зона субнапорных нисходяще-восходящих вод	Зона соленых вод и рассолов	Хлоридно-сульфатные, кальциево-натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,2–19,0 г/дм ³ . В нижней части зоны воды хлоридные натриевые с минерализацией 26,0–45,7 г/дм ³ ; во впадинах кровли березниковской свиты — рассолы хлоридно-натриевого типа с М 51,5–270,7 г/дм ³

Рассолы этих участков насыщены (или почти насыщены) по NaCl, а их минерализация часто достигает 320 г/дм³. Воды напорные: высота напора составляет 120–150 м, уровень устанавливается в 10–30 м ниже дневной поверхности, но известно много самоизливающихся скважин. Дебит скважин, вскрывших эти рассолы, составляет 1,5–4,2 л/с; удельный дебит — 0,05–0,2 л/с. Коэффициент фильтрации рассоловмещающих пород находится в интервале 0,2–10 м/сут. Температура рассолов 4–6°C; состав (%): хлор — 49–60; натрий — 28–38; сульфат-ион — 1–8; кальций — 1–5; калий — 0,05–1. Плотность 1,003–1,197 г/см³. Рассолы содержат в небольших количествах бром, йод и свободный сероводород, которые придают им целебные свойства.

Пустоты пород рассолообильных участков имеют карстовую природу, что установлено прямыми наблюдениями при проходке шахтных стволов (размытые трещины, каверны и т.п.).

Впервые воды этих участков были вскрыты скв. 11 в 1927 г., когда при достижении забоем глубины 101,15 м (т.е. непосредственно над солями) произошло резкое поглощение бурового раствора, а уровень подземных вод установился в 10,5 м ниже дневной поверхности. Добавление воды в скважину в количестве «до 180 ведер в час» не изменило этого уровня. Первая попытка тампонирувания к успеху не привела: «В скважину (на пространстве от 101,15 мтр. до 121,71 мтр.) залито и заброшено глины с навозом более чем вдвое против ее объема, бросали щепки и никаких следов присутствия этих материалов в скважине найти нельзя» (из доклада П.И. Преображенского на заседании правления Калийного треста 27.05.27 г. в г. Свердловске). Последнее говорит о том, что воды горизонта находятся не только в порах и мелких трещинах, но и в крупных кавернах и полостях, способных вместить указанный выше тампонажный материал. Это подтвердилось тем, что: «При проходке шахтой № 1 (рудник СКРУ-1. — А.К.) контактовой зоны после цементации были обнаружены в соли каверны и пустоты, заполненные цементом, которые ранее, очевидно, содержали соляные рассолы» (из доклада П.И. Преображенского).

Впоследствии контактовые рассолы были вскрыты во многих частях месторождения. Общим для всех этих случаев является огромная проницаемость рассоловмещающих пород.

Встречающиеся на контакте скопления рассолов первоначально были выделены А.Е. Ходьковым в самостоятельный рассольный (контактный) горизонт [315, 320]. Однако спорадичность появления рассолообильных участков, а также отсутствие доказательств существования гидродинамической связи между ними говорят, скорее всего, об отсутствии единого водоносного горизонта в этой части разреза СМТ.

В последние годы установлено, что скопления высокоминерализованных рассолов встречаются не только на контакте с солями, но и несколько выше (первые десятки метров), в пластах и слоях закарстованных гипсов СМТ. В этих случаях рассоловмещающие породы обычно представлены двумя-тремя (редко более) тонкими сближенными слоями (пластами). Иногда породы дезинтегрированы, т.е. представлены рыхлыми образованиями (щебень, дресва, крупный песок). Ярким примером этого являются породы рассолообильного участка, вскрытого скв. 1040 (основание юго-западного склона Березниковского поднятия). Здесь, по данным УПБГРР ОАО «Уралкалий», они представлены разборным щебнем и обладают столь высокой поглощающей способностью, что попытки цементирования пространства между колоннами труб диаметром 146 и 108 мм оказались безуспешными.

Дискретность распространения рассольного горизонта не может быть объяснена просто карстом соляной толщи при ее выводе в зону активного водообмена, поскольку мы не наблюдаем его сплошного развития на соляных поднятиях. По этой же причине не объясняется и его наличие в некоторых участках глубоко погруженной кровли солей. Очевидно, эти скопления рассолов вблизи кровли соленосной толщи обязаны своим существованием каким-то процессам, протекавшим на весьма ограниченной площади. Такими процессами, по нашему мнению, могут быть образование субвертикальных зон повышенной трещиноватости, секущих надсолевой комплекс пород, и поступление по этим зонам пресных вод в более глубокие горизонты, где развиты карстующиеся породы (соли, гипсы).

Конечным продуктом тектонического дробления и последующего выщелачивания пород являются их дезинтегрированные разности. Поскольку зоны повышенной трещиноватости в плане обычно имеют линейную форму, исходные породы залегают субгоризонтально в виде пластов и слоев, а развитие карста в стороны от зон трещиноватости имеет какие-то пределы, то наиболее вероятной формой тел дезинтегрированных (или просто ослабленных) пород является субгоризонтальная лента с линзовидным поперечным сечением.

Есть основания полагать, что на участке прорыва вод в рудник БКПРУ-3 в кровле солей имелось локальное скопление рассолов со всеми присущими в этих случаях характеристиками вмещающих пород. Косвенным подтверждением этого является ряд геологических и гидрогеологических признаков, к которым относятся: – в месте прорыва вод коэффициент фильтра-

ции пород, слагающих СМТ вблизи контакта солей, значительно выше, чем в верхней части СМТ. Обычно это соотношение обратное; – наличие субвертикальной зоны повышенной трещиноватости, секущей надсолевой комплекс пород (см. разд. 1.3.3); – широкое развитие характерных форм выщелачивания в гипсовых пластах и слоях СМТ; – значительное содержание сероводорода в рассолах, разгрузившихся в горные выработки в начальный период затопления; – близость температур рассолов, поступавших в горные выработки (+7,5°C), и вод рассольного горизонта. Незначительная разница температур вызвана, очевидно, теплообменом при миграции вод сквозь соляную толщу, температура которой на уровне ведения очистных работ в тот период составляла +9–10°C. Более того, нами на основании исследований геотермии Верхнекамского месторождения, проведенных в свое время Н.Д. Лужецкой, получена расчетная температура рассолов над блоком № 8 на глубине 300 м (т.е. вблизи контакта солей), которая составляет +8°C. В этом случае мы имеем практически идеальное совпадение температур; – огромный объем предельно насыщенных солями растворов, поступивших в рудник до 10.03.1986 г. (более 250 тыс. м³). Если бы в СМТ вблизи кровли солей не было скопления рассолов, то эта толща не могла бы продуцировать такое их количество и, главное, такими темпами. Безусловно, эти поступающие в рудник рассолы содержали воду вышележащих водоносных горизонтов, но их доля в начальный период была, вероятно, невелика.

Внутрисолевые воды

В свежих горных выработках, пройденных в соляной толще, довольно часто наблюдаются выделения рассолов различной интенсив-

ности и продолжительности. Истечение рассолов происходит как из отдельных замкнутых полостей, как правило, в виде выбросов с газом, так и из глинистых прослоек в виде капельного выделения и малозаметных увлажнений стенок выработок. Наиболее четко приток рассолов фиксируется при бурении шпуров и подземных скважин, дренирующих рассолы из пересекаемых прослоек соленосных глин.

Различные условия залегания внутрисолевых рассолов создают разнообразные формы их выделения при вскрытии горными выработками. При взрывных работах о присутствии рассолов в нарушенных полостях нередко можно судить лишь по увлажнению стенок выработок. Рассолы весьма насыщены солями (табл. 1.17) и находятся в физико-химическом равновесии с вмещающими породами.

Для этих вод характерно почти полное отсутствие сульфат-иона и повышенное количество кальция. Поровые растворы являются высокоминерализованными рассолами с повышенным содержанием брома, йода, стронция, редких щелочей и ряда других микрокомпонентов [15 и др.]. Минерализация может достигать 450 г/дм³.

Подсолевые воды

Нижний (подсолевой) гидродинамический этаж Соликамской впадины включает в себя 6 водоносных комплексов: нижнепермско-верхнекамменноугольный карбонатный (C₃-P₁), московский (C₂m), башкирско-верхневизейский (C_{1v3}-C₂b), средне-нижевизейский терригенный (C_{1v2.1}), турнейско-верхнедевонский карбонатный (D₃-C_{1t}) и верхне-средне-девонский терригенный (D₂-D₃). В табл. 1.18 приведены сведения о химическом составе вод подсолевого этажа.

В подсолевых комплексах преобладают воды Na-Ca и Ca-Na геохимического типа с минерализацией 200–290 г/дм³. Они отличаются высокой степенью метаморфизации, низкой сульфат-

Таблица 1.17

Солевой состав внутрисолевых рассолов ВКМС (по Г.В. Бельтюкову, 2000)

Состав, г/дм ³						ρ, г/см ³
NaCl	KCl	MgCl ₂	CaCl ₂	CaSO ₄	Σ солей	
БКПРУ-1						
47,7	55,6	164,7	113,6	0,3	381,9	1,276
38,9	46,7	210,4	104,9	0,3	401,2	1,294
37,4	49,1	200,8	101,2	0,1	388,6	1,280
42,5	41,8	197,9	62,3	0,3	344,8	1,275
БКПРУ-2						
35,3	31,8	223,8	108,0	сл.	398,9	1,292
29,0	35,1	229,8	109,9	0,1	403,9	1,292
89,3	57,2	97,5	111,4	0,2	355,6	1,258
СКРУ-1						
57,8	53,3	175,0	89,0	сл.	375,1	1,270

Таблица 1.18

Средний химический состав подсолевых вод Соликамской впадины, г/дм³
(по Ю.А. Яковлеву, 1998 г.)

Водоносный комплекс	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Ca	Mg	Сумма солей
C ₃ -P ₁	127,72	1,00	0,29	62,60	11,77	3,86	207,25
C ₂ m	110,39	1,46	0,19	52,29	11,89	3,39	179,61
C ₁ v ₃ -C ₂ b	143,39	0,86	0,21	64,97	17,55	4,42	231,40
C ₁ v ₂₋₁	142,95	0,50	0,14	67,60	15,69	3,90	230,79
D ₃ -C ₁ t	112,71	0,88	0,28	51,68	13,47	3,42	182,44
D ₂ -D ₃	137,67	1,05	0,12	65,66	15,65	3,28	223,44

ностью, обогащенностью бромом (до 2,4 г/дм³), другими галофильными элементами и редкими щелочными металлами.

В северо-восточной части Соликамской впадины имеет место отчетливо выраженная инверсионная гидрохимическая зональность. Здесь в интервале P₁a-C₁v по мере увеличения глубины от 0,8 до 1,9–2,2 км минерализация воды последовательно возрастает от 15–50 до 230–260 г/дм³, а затем в карбонатном комплексе C₁t-D₃fг снижается до 80–30 г/дм³ (в основном за счет Cl, Na, Ca). Этот гидрогеохимический феномен сопровождается ослаблением метаморфизации и ростом сульфатности вод, уменьшением содержания брома (от 1250 до 100 мг/дм³), резким усилением щелочности (концентрация HCO₃ увеличивается от 50 до 1200 мг/дм³) и йодоносности вод (обычно 10–70 мг/дм³, реже до 130–140 мг/дм³).

Верхнекаменноугольно-нижнепермский водоносный комплекс (C₃-P₁) в своей верхней части представлен сульфатно-галогенно-карбонатно-терригенными породами филипповского горизонта, непосредственно подстилающими соляную залежь. Скважиной 99 (Березниковское поднятие) на глубине 866 м в трещиноватых доломитизированных известняках вскрыт малопродуктивный напорный водоносный горизонт. Мощность водосодержащей пачки известняков составляет 50 м, коэффициент фильтрации — 0,005 м/сут, дебит — 0,11 л/с, удельный дебит — 0,003 (л/с)·м. По химическому составу — это хлорнатриевые рассолы с минерализацией 312 г/дм³.

Остальная часть комплекса содержит серию весьма неоднородных и ограниченных по площади пластов-коллекторов. Наиболее водонасыщенные пласты прослеживаются в сакмарских отложениях. Общая высокопроницаемая мощность комплекса не превышает 150 м. Вследствие фацальной изменчивости породы комплекса обладают неоднородными коллекторскими свойствами.

Московский водоносный комплекс (C₂m) представлен известняками и аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов, песчаников и доломитов. В гидрогеологическом отношении наиболее исследован верейский горизонт, который выбран в качестве опорного. Разрез сложен плотными породами, коллекторы имеют незначительное распространение и часто выклиниваются. Для горизонта характерны коллекторы порового и трещинно-порового типов. Фильтрационные характеристики изучены слабо. Водообильность пород комплекса неравномерна. Изменение дебитов скважин соответствует изменениям эффективной мощности, увеличивающейся в юго-западном направлении. Зоны развития палеокарста, приуроченные к карбонатным породам, фиксируются по поглощению бурового раствора.

Верхневизейско-башкирский водоносный комплекс (C₁v₃-C₂b) представлен терригенно-карбонатным типом разреза с преобладанием карбонатов. Верхневизейские отложения представлены известняками и доломитами в разной степени сульфатизированными. В средней части окско-серпуховской толщи прослеживается проницаемая зона мощностью 60–120 м. Палеокарст в разрезе комплекса хорошо фиксируется поглощениями бурового раствора при проходке скважин. Наибольшее количество поглощений зафиксировано в пределах Дуринской площади. Поглощения бурового раствора приурочены к кровле серпуховских и окских отложений. Интенсивность поглощений составляет от 1–2 до 200 м³/ч, вплоть до полного поглощения в сводовых частях структур.

Отложения комплекса отличаются неравномерной водообильностью. Для них весьма характерно наличие «сухих» объектов, весьма широко распространенных в южной части исследуемого участка. Дебиты скважин изменяются в широких пределах — от 2,59 до 1008 м³/сут.

Средне-нижневизейский водоносный комплекс (C₁v₂₋₁) характеризуется ритмичностью осадкообразования, которая проявляется в закономерной смене песчаных пластов алевролитовыми и аргиллитовыми. Визейские терригенные отложения являются «сложными коллекторами». Для них характерен трещинно-поровый тип коллектора. Их пористость и проницаемость определяется не только литофаціальными и структурными условиями, но и постседиментационными изменениями водовмещающих пород. Дебиты скважин составляют 0,81–754 м³/сут. Отложения комплекса обладают резкой фильтрационной неоднородностью.

Верхнедевонско-турнейский водоносный комплекс (D₃-C₁t) характеризуется тем, что лучшими коллекторскими свойствами обладает верхняя часть турнейских и франских отложений. Общая пористость пород уменьшается от подошвы к кровле каждой пачки за исключением верхнетурнейских отложений. Наилучшие коллекторы приурочены к наиболее поднятым частям антиклинальных структур. В нижней половине турнейского яруса и в верхней части франских отложений в сводовых частях поднятий коллекторы отсутствуют.

Отложения комплекса характеризуются неоднородной обводненностью. Водопроницаемость комплекса достигает наибольших значений в пределах рифовых массивов (до 20 м²/сут). В депрессионных частях разреза водопроницаемость значительно снижается — до 1–5 м²/сут. Наибольшей фильтрационной неоднородностью обладают фаменские отложения. Дебиты скважин изменяются от 0,95 до 1353 м³/сут.

Средне-верхнедевонский водоносный комплекс (D₂-D₃). Фильтрационная неоднородность пород комплекса определяется главным образом развитием литогенетической и общей тектонической трещиноватости. Фильтрационная неоднородность сред порового типа определяется изменением гранулометрического состава водовмещающих пород, степенью их уплотнения и цементации. Водоносные породы комплекса содержат коллекторы трещинного и порового типов. Коллекторские и фильтрационные свойства весьма неоднородны. Пористость отложений не превышает 15%, проницаемость пород — не более 1,4·10⁻² мкм². Обводненность пород комплекса крайне неравномерна.

Некоторые свойства пород подсолевых водоносных комплексов приведены в табл. 1.19.

Таблица 1.19

Характеристика коллекторских и фильтрационных свойств пород подсолевых водоносных комплексов Соликамской впадины (по Ю.А. Яковлеву, 1998)

Водоносный комплекс	Пористость по керну, %	Проницаемость по керну, мкм ²	Проницаемость по гидродинамическим испытаниям, мкм ²
C ₃ -P ₁	1,1–13,1	1 · 10 ⁻⁵ –3,6 · 10 ⁻³	8,4 · 10 ⁻⁵ –3,22 · 10 ⁻²
C ₂ m	1,0–9,2	6 · 10 ⁻⁶ –1,74 · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻⁴
C ₁ v ₃ -C ₂ b	0,6–17,2	7 · 10 ⁻⁶ –1,8 · 10 ⁻¹	1 · 10 ⁻⁴ –1,5 · 10 ⁻¹
C ₁ v ₂₋₁	0,5–16,0	1 · 10 ⁻⁴ –1,5 · 10 ⁻¹	1,1 · 10 ⁻³ –5,28 · 10 ⁻²
D ₃ -C ₁ t	0,5–16,0	< 1 · 10 ⁻⁴ –1,5 · 10 ⁻²	< 1 · 10 ⁻⁴ –8,6 · 10 ⁻²
D ₃ -D ₂	0,4–16,8	1 · 10 ⁻⁵ –3,7 · 10 ⁻¹	1,3 · 10 ⁻³ –2,9 · 10 ⁻¹

ГЛАВА 2
ОСОБЕННОСТИ
СТРОЕНИЯ
И СОСТАВА
СОЛЯНОЙ
ТОЛЩИ

2.1 СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ПДКС

Одним из важнейших вопросов геологического исследования ПдКС является ее детальное стратиграфическое расчленение. Это расчленение имеет особую актуальность для верхней пачки ПдКС, вмещающей наиболее высококачественную каменную соль, которая пригодна для производства пищевой соли.

До 1981 г. в пределах верхней пачки ПдКС было известно только три маркирующих горизонта. Один из них, получивший в последнее время название «Спутник», расположен вблизи пласта МГ. В.А. Вахрамеевой здесь же было отмечено несколько слоев, среди которых «...особенно резко выделяется 42-й (сверху) годовой слой, в котором имеется серовато-желтый прослой (1,5 см) глины, переполненный крупными белыми сферолитами ангидрита» [40, с. 280]. Этот маркирующий горизонт позднее был назван «Форель» [156]. В середине верхней пачки ПдКС В.И. Копниным и М.А. Кортаевым [131] выделен маркирующий горизонт «Шпатовое Трио», в состав которого входят три выдержанных по мощности прослоя шпатового галита. В 1995 г. геологической службой рудника СКРУ-3 (О.Ф. Корочкина и др.) в середине верхней пачки ПдКС был выделен маркирующий прослой «Глина-2».

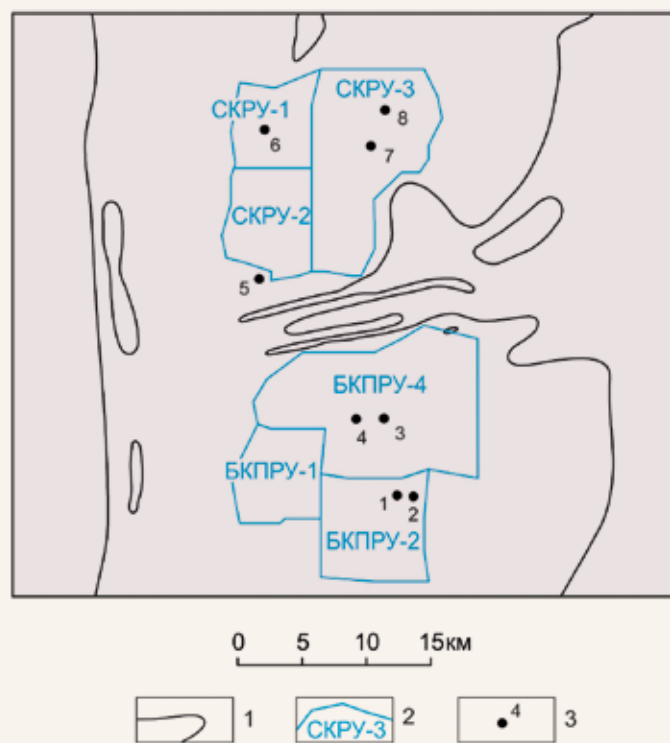


Рис. 2.1. Схема расположения изученных сечений ПдКС в плане 1 – контур калийной залежи; 2 – границы шахтных полей; 3 – изученные сечения и их номера

Нами детально изучен разрез верхней части ПдКС по восьми сечениям, положение которых в плане и по разрезу показано на рис. 2.1 и 2.2. Описание разреза проводилось по стенкам подземных горных выработок и керну скважин, в том числе:

- сечение 1* – БКПРУ-2, стенка уклона № 4 главного северного заглубленного конвейерного штрека;
- сечение 2* – БКПРУ-2, стенки горных выработок района сопряжения конвейерного штрека 14 северо-восточной панели с главным северным транспортным штреком;
- сечение 3* – БКПРУ-4, 10-я юго-восточная панель. Стенки горных выработок района сопряжения конвейерного штрека 3-й исследовательской выработки с тупиковым уклоном и уклона с транспортно-разведочного штрека на исследовательскую выработку № 2;
- сечение 4* – БКПРУ-4, 5-я юго-западная панель. Керн скважины детальной разведки на каменную соль № 49а-кс и стенки горных выработок района этой скважины;
- сечение 5* – керн солеразведочной скв. 1096;
- сечение 6* – СКРУ-1, стенки горных выработок блока № 163;
- сечение 7* – СКРУ-3, стенки разведочного уклона из камеры № 9 восьмого блока панели № 1;



Рис. 2.2. Изученность разреза ПдКС

сечение 8 – СКРУ-3, северная стенка уклона чистки зумпфа ствола № 1.

При документации измерялась вертикальная мощность прослоев, если их угол падения составлял менее 30°, в остальных случаях – истинная мощность. Детальность исследования характеризуется тем, что при описании выделялись все элементарные прослои мощностью 0,1 мм и более. Всего описано 10 710 элементарных прослоев, суммарная мощность которых составляет 238,7 м.

В результате анализа этого материала было выделено 15 маркирующих горизонтов, в том числе в интервале «КрIII^о–пласт МГ»: Люба, Торт, Бусы, Жирный; ниже пласта МГ: Окуляр, Цепной, Шляпка, Толстый, Двойник, Мощный, Средний, Хамелеон, Илья, Добрыня, Попович. Маркирующие горизонты часто представлены только прослоями глинисто-ангидритового материала, но обычно в состав маркирующих горизонтов входят как прослои глинисто-ангидритового материала, так и галитовые прослои. Глинисто-ангидритовые прослои, входящие в состав маркирующих горизонтов, часто содержат округлые стяжения ангидрита, что явилось одним из основных признаков для выделения таких маркирующих горизонтов, как Форель, Люба, Бусы, Шпатовое Трио, Торт, Цепной. По разрезу верхней пачки ПдКС маркирующие горизонты встречаются через 0,35-4,7 м, в среднем – через 2,2 м. Ниже пласта МГ маркирующие горизонты встречаются через 0,4-17,7 м, в среднем – через 4,1 м.

При характеристике маркирующих горизонтов верхней пачки ПдКС их положение дается в виде дроби (например, 0,1/0,9), в числителе которой – относительное расстояние от подошвы пласта КрIII^о, в знаменателе – относительное расстояние до кровли пласта МГ. Положение маркеров, залегающих ниже пласта МГ, указано в метрах вниз от подошвы этого пласта.

Форель (рис. 2.3). Положение – 0,1/0,9. Мощность изменяется от 0,6 до 1,5 см (средняя – 1,2 см). Представлен четким прослоем глинисто-ангидритового материала с большим количеством крупных стяжений ангидрита. Маркер перекрывается чаще всего прослоем темно-серого или светло-серого перистого галита и подстилается мощным прослоем шпатового галита.

Люба. Положение – 0,28/0,72. Мощность – 2,5-6,7 см, средняя – 4,8 см. Верхняя часть представлена четким прослоем глинисто-ангидритового материала (2,5-5 мм) с многочисленными стяжениями ангидрита. Стяжения, как правило, мелкие, но иногда достигают 4-8 мм в диаметре. Нижняя часть представлена относительно мощным прослоем шпатового галита (23-65 мм). Мар-



Рис. 2.3. Маркирующий горизонт «Форель»

кер обычно перекрывается прослоем перистого светло-серого галита, реже – прослоем шпатового галита. Подстилается прослоем перистого светло-серого галита.

Шпатовое Трио (рис. 2.4). Положение – 0,45/0,55. Мощность – 15,4-23,7 см, составляя в среднем 19,0 см. В кровле прослеживается четкий прослой глинисто-ангидритового материала мощностью 0,7-5,0 мм с большим количеством стяжений ангидрита диаметром 1-5 мм. Ниже расположен относительно мощный прослой шпатового галита (30-105 мм). Затем, после мало-мощного глинисто-ангидритового прослоя, следует чередование прослоев шпатового галита с цепочками ангидритовых стяжений или с прослоями глинисто-ангидритового материала, содержащего стяжения ангидрита. Мощность зонки переслаивания до 88 мм. Прослои перистого галита в составе маркера встречаются редко или вообще отсутствуют, мощность их незначительна. В основании прослеживается прослой шпато-



Рис. 2.4. Маркирующий горизонт «Шпатовое трио»

вого галита мощностью 36–86 мм. Маркирующий горизонт перекрывается прослоем перистого темно- или светло-серого галита; подстилается прослоем перистого светло-серого галита.

Торт. Положение – 0,47/0,53. Мощность – 29,8–36,6 см, средняя – 32,9 см. Маркер представлен трех- или четырехкратным чередованием прослоев шпатового, перистого светло-серого, перистого темно-серого галита и глинисто-ангидритового материала (нередко со стяжениями ангидрита); преобладает шпатовый галит. Как правило, в кровле прослеживается прослой глинисто-ангидритового материала мощностью 2,5–4 мм со стяжениями ангидрита. Мощности прослоев составляют: шпатовый галит – 5–70 мм, перистый светло-серый – 10–54 мм, перистый темно-серый галит – 8–22 мм; глинисто-ангидритовый материал – 0,5–4 мм. Торт перекрывается прослоем шпатового галита, подстилается, как правило, нечетким прослоем глинисто-ангидритового материала.

Глина-2. Положение – 0,52/0,48. Мощность – 0,1–0,5 см, средняя – 0,3 см. Представлен глинисто-ангидритовым материалом, иногда со стяжениями ангидрита. Перекрывается прослоем перистого темно- или светло-серого галита; подстилается, как правило, прослоем перистого темно-серого галита.

Бусы (рис. 2.5). Положение – 0,55/0,45. Мощность – 0,1–1,3 см, средняя – 0,6 см. Маркер представлен прослоем глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита или цепочкой стяжений ангидрита диаметром 1–7 мм. В большинстве случаев перекрывается перистым темно-серым, а подстилается – шпатовым галитом.

Жирный. Положение – 0,82/0,18. Мощность – 1–2 см, средняя – 1,3 см. Представлен прослоем глинисто-ангидритового материала. Перекрывается и подстилается, как правило, прослоями перистого темно- или светло-серого галита.



Рис. 2.5. Маркирующий горизонт «Бусы»

Спутник. Положение – 0,97/0,03. Мощность маркера – 4,7–8,3 см, средняя – 6,2 см. Маркер представлен прослоем глинисто-ангидритового материала иногда со стяжениями ангидрита. Перекрывается, как правило, прослоем перистого темно-серого, а подстилается прослоем шпатового или мелкозернистого галита.

Окуляр. Положение – 5,8 м, в сечении 8–2,33 м. Мощность – 2,3–8,8 см, средняя – 5,1 см. В кровле прослеживается четкий прослой глинисто-ангидритового материала мощностью 3–4 мм. Ниже один-два раза чередуются прослой перистого темно-серого (или перистого светло-серого галита) и глинисто-ангидритового материала (или цепочки стяжений ангидрита). Мощности прослоев галита колеблются от 4 до 50 мм. Прослой глинисто-ангидритового материала (0,2–8 мм) нередко содержит стяжения ангидрита. В разрезах южной части месторождения маркер перекрывается прослоем перистого светло-серого галита, подстилается прослоем перистого темно-серого галита или перистого светло-серого галита; в разрезах центральной части месторождения маркер перекрывается и подстилается прослоями шпатового галита.

Цепной. Положение – 9,8 м, в сечении 8–4,3 м. Мощность – 5,4–8,3 см, средняя – 6,8 см. Представлен чередованием прослоев галита с прослоями глинисто-ангидритового материала (со стяжениями ангидрита) или цепочками ангидритовых стяжений. Маркер перекрывается прослоем перистого темно-серого галита, подстилается, как правило, прослоем шпатового галита.

Шляпка. Положение – 11,7 м, в сечении 8–4,7 м. Мощность – 5,9–11,8 см, составляя в среднем 9,8 см. Представлен четким ровным прослоем глинисто-ангидритового материала (в большинстве случаев со стяжениями ангидрита) или цепочкой стяжений ангидрита мощностью 4–12 мм, ниже которого расположен мощный прослой шпатового галита (95–110 мм); в сечении 8 под прослоем глинисто-ангидритового материала расположен прослой перистого темно-серого галита (47 мм) с большим количеством глинистого материала и стяжениями ангидрита диаметром до 1 мм. Маркер перекрывается, как правило, прослоем шпатового или зернистого, подстилается прослоем перистого галита.

Толстый. Положение – 19,3 м, в сечении 8–7,12 м. Мощность – 0,8–1,9 см, средняя – 1,3 см. Маркер представлен прослоем глинисто-ангидритового материала. Перекрывается в большинстве случаев прослоем шпатового галита, подстилается прослоем перистого светло- или темно-серого галита.

Двойник. Положение – 21,0 м, в сечении 8–8,2 м. Мощность изменяется от 1,4 до 3,6 см составляя в среднем 3,2 см. Маркер представлен двумя прослоями глинисто-ангидритового материала мощностью 1,5–11 мм, между которыми расположен прослой галита мощностью 5–30 мм. Несоляные прослой маркера в сечении 8 представлены двумя парами прослоев глинисто-ангидритового материала и ангидрита. Маркер может перекрываться любой разновидностью галита; подстилается, как правило, прослоем шпатового галита.

Мощный. Положение – 22,0 м, в сечении 8–10,5 м. Мощность – 11,5–23,0 см, средняя – 14,6. Представлен прослоем глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита. Перекрывается, как правило, прослоем зернистого или шпатового галита, подстилается мощным прослоем шпатового или перистого светло-серого галита.

Средний. Положение – 23,0 м, в сечении 8–12,6 м. Мощность – 2,2–3,8 см, средняя – 3 см. Представлен прослоем глинисто-ангидритового материала. Маркер перекрывается и подстилается, как правило, прослоями перистого темно-серого галита.

Хамелеон. Положение – 23,4 м, в сечении 8–13,8 м. Мощность – 2,2–7,2 см, средняя – 4,7 см. Представлен чередованием прослоев глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита и галита.

Илья (рис. 2.6). Положение – 41,1 м, в сечении 8–35,7 м. Мощность – 16–23,6 см, средняя – 19,8 см. Представлен мощным прослоем глинисто-ангидритового материала, разделенным в некоторых случаях тонкими прослоями галита.

Добрыня (см. рис. 2.6). Положение – 42,3 м, в сечении 8–36,4 м. Мощность – 5,5–10 см, средняя – 7,7 см. Представлен прослоем глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита.

Попович (см. рис. 2.6). Положение – 43,5 м, в сечении 8–37,3 м. Мощность – 14,4–26,1 см, средняя – 20,3 см. Представлен глинисто-ангидритовым материалом. Иногда в составе маркера участвуют маломощные прослой галита. Подстилается и перекрывается прослоями перистого темно-серого галита.

До 2000 г. геологическими службами ОАО «Уралкалий» и ОАО «Сильвинит» независимо друг от друга были составлены две стратиграфические схемы верхней пачки ПдКС. В частности, в пределах шахтных полей рудников ОАО «Уралкалий» геологическими службами УПБГРР (Л.А. Пятаева, А.Н. Котельников) и рудника БКПРУ-4 (В.И. Платыгин) проведена разбивка верхней пачки ПдКС на 21 слой (нумерация сверху вниз).

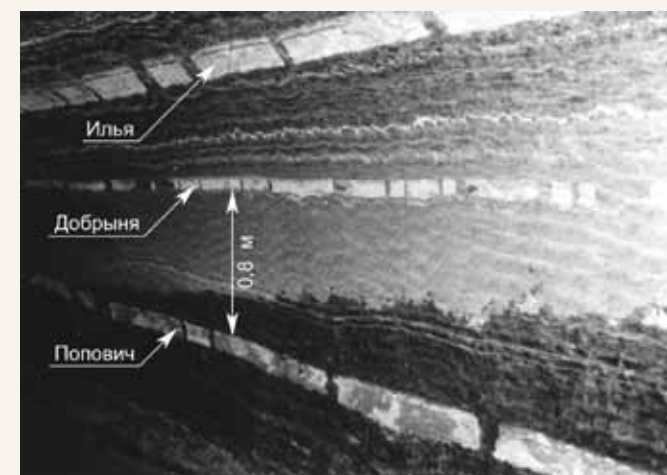


Рис. 2.6. Маркирующие горизонты Илья, Добрыня, Попович (северная стенка уклона чистки зумпфа ствола № 1 рудника СКРУ-3)

Слой 1. Верхняя граница слоя соответствует почве пласта КрIII^в. Слой представлен чередованием прослоев галита и глинисто-ангидритового материала. Преобладает шпатовая разновидность галита, в нижней части слоя появляются прослой перистого светло-серого галита и редко – перистого темно-серого галита. Относительно мощные прослой глинисто-ангидритового материала (до 10 мм) часто содержат стяжения ангидрита. Мощность слоя 0,61–1,39 м.

Слой 2. Сверху слой ограничен кровлей прослоя глинисто-ангидритового материала мощностью 3–9 мм, как правило, со стяжениями ангидрита, ниже которого прослеживается довольно мощный прослой шпатового галита. Верхняя часть слоя представлена чередованием прослоев перистого темно-, светло-серого и шпатового галита (приблизительно в равном соотношении) с прослоями глинисто-ангидритового материала мощностью до 7 мм, содержащего стяжения ангидрита. Нижняя часть слоя (30–50 см) – переслаивание перистого галита разных оттенков. Мощность слоя – 1,05–1,34 м.

Слой 3. Кровля слоя совпадает с кровлей маркера «Форель», который подстилается прослоем шпатового галита мощностью 5,5–9 см. Ниже основную часть слоя слагают прослой перистого светло- и темно-серого галита; незначительно распространен шпатовый галит. В средней части слоя присутствуют прослой глинисто-ангидритового материала. Мощность слоя – 0,80–1,33 м.

Слой 4. Верхняя граница слоя проводится по кровле относительно мощного прослоя шпатового галита. Слой представлен чередованием прослоев перистого темно-серого, перистого светло-серого, шпатового галита, причем в верхней части слоя шпатовый галит распространен ограниченно. В средней части слоя имеется характерное сочетание прослоев темно-серого

перистого галита, обрамленных сверху и снизу прослоями глинисто-ангидритового материала. Мощность слоя – 1,13–1,45 м.

Слой 5. Сверху слой ограничен кровлей прослоя перистого светло- или темно-серого галита. В слое преобладает перистый галит, шпатовый галит распространен ограниченно и встречается в средней и нижней частях слоя. Прослой глинисто-ангидритового материала мощностью до 4 мм нередко содержат стяжения ангидрита. Мощность слоя – 0,78–1,11 м.

Слой 6. Верхняя граница слоя проводится по кровле маркирующего горизонта «Люба». Верхняя часть слоя представлена чередованием прослоев перистого темно-серого, перистого светло-серого и шпатового галита, с преобладанием последнего. В нижней части слоя шпатовый галит практически отсутствует. Мощность слоя – 0,53–1,23 м.

Слой 7. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала мощностью 1–3 мм (иногда со стяжениями ангидрита), ниже которого расположен мощный прослой шпатового галита (5–9 см). Слой в основном представлен чередованием прослоев перистого галита разных оттенков. В нижней части слоя появляются прослой глинисто-ангидритового материала мощностью до 4–7 мм, нередко со стяжениями ангидрита. Мощность слоя – 0,47–0,63 м.

Слой 8. Кровля слоя соответствует кровле прослоя глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита, ниже которого расположен относительно мощный прослой шпатового галита. Слой представлен двумя-тремя микроциклами, в которых, как правило, присутствует шпатовый галит и глинисто-ангидритовый материал. Мощность – 0,11–0,27 м.

Слой 9. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала, ниже которого, как правило, расположен прослой шпатового галита. Верхняя часть слоя представлена чередованием прослоев перистого темно-, светло-серого и шпатового галита с преобладанием последнего; в нижней части слоя – переслаивание перистого галита разных оттенков. Мощность слоя – 0,86–1,22 м.

Слой 10. Сверху слой ограничен прослоем глинисто-ангидритового материала (0,5–7 мм), как правило, со стяжениями ангидрита, ниже которого расположен относительно мощный прослой шпатового галита (4,1–9 см). Слой сложен в основном перистым галитом, в средней части присутствуют 1–2 прослоя шпатового галита. Мощность – 0,53–0,71 м.

Слой 11. Верхняя граница слоя проводится по кровле маркера «Шпатовое Трио». Кроме этого маркера верхняя часть слоя включает маркер

«Торт». Эта часть слоя представлена чередованием прослоев шпатового галита и глинисто-ангидритового материала (нередко со стяжениями ангидрита); перистый темно- и светло-серый галит распространен ограниченно. Ниже маркера «Торт» галитовые прослой представлены перистыми разновидностями. В нижней части слоя имеется характерное сочетание прослоев – два относительно мощных прослоя шпатового галита, разделенных прослоем глинисто-ангидритового материала (0,5–4 мм), иногда со стяжениями ангидрита. Мощность слоя – 1,01–1,86 м.

Слой 12. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя перистого галита, ниже которого расположены два прослоя шпатового галита, разделенные перистым светло-серым галитом (иногда – перистым темно-серым). Нижняя часть слоя представлена, как правило, чередованием прослоев перистого галита разных оттенков. Мощность слоя – 0,26–0,42 м.

Слой 13. Кровля слоя совпадает с кровлей маркирующего горизонта «Глина-2». Слой представлен чередованием прослоев перистого темно-, светло-серого и шпатового галита, причем в средней части слоя преобладает последний. Мощность слоя – 0,52–0,61 м.

Слой 14. Верхняя граница слоя проводится по кровле маркирующего горизонта «Бусы», ниже которого расположен относительно мощный прослой шпатового галита. Слой представлен чередующимися прослоями перистого темно- и светло-серого галита с редкими прослоями шпатового галита. Прослой глинисто-ангидритового материала тонкие. Мощность слоя – 0,62–0,90 м.

Слой 15. Сверху слой ограничен кровлей прослоя глинисто-ангидритового материала, ниже которого следует характерное сочетание прослоев: тонкий прослой перистого темно-серого галита (редко – шпатового), ниже – прослой глинисто-ангидритового материала и шпатовый галит. Слой представлен чередованием прослоев перистого темно-, светло-серого, шпатового галита и редких маломощных прослоев глинисто-ангидритового материала. В средней части слоя преобладает шпатовый галит, в нижней – перистый галит. Мощность слоя – 0,95–1,23 м.

Слой 16. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита. Слой представлен чередованием перистого светло-, темно-серого и шпатового галита (приблизительно в равном соотношении). Прослой глинисто-ангидритового материала встречаются редко и имеют малую мощность. Мощность слоя – 1,03–1,36 м.

Слой 17. Верхняя граница проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита. Ниже расположен прослой шпатового галита. Слой пред-

ставлен чередованием прослоев перистого темно-серого, светло-серого, шпатового галита и глинисто-ангидритового материала. В нижней части слоя прослой галита, как правило, содержат стяжения ангидрита; прослой глинисто-ангидритового материала встречаются чаще, мощность их составляет 0,5–2 мм. Мощность слоя – 0,69–1,01 м.

Слой 18. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала (как правило, со стяжениями ангидрита), под которым прослеживается прослой перистого галита (редко – шпатового), а затем опять следует прослой глинисто-ангидритового материала. Слой представлен чередующимися прослоями перистого темно-, светло-серого и шпатового галита примерно в равном соотношении. Кроме вышеупомянутых прослоев глинисто-ангидритового материала, такие прослой встречаются редко и имеют небольшую мощность. Мощность слоя – 0,67–0,89 м.

Слой 19. Кровля слоя совпадает с кровлей маркирующего горизонта «Жирный». В составе слоя преобладает перистый галит разных оттенков. Шпатовый галит распространен ограниченно в нижней части слоя. В средней части слоя отмечается характерное сочетание прослоев глинисто-ангидритового материала, разделенных перистым темно-серым галитом. Мощность слоя – от 0,65 до 0,97 м.

Слой 20. Верхняя граница слоя проводится по кровле относительно мощного прослоя шпатового галита или по кровле нечеткого прослоя глинисто-ангидритового материала, расположенного над ним. Слой представлен чередованием всех разновидностей галита, нередко содержащих стяжения ангидрита, и прослоев глинисто-ангидритового материала, мощности которых увеличиваются в нижней части слоя до 5–10 мм. Мощность слоя – 1,48–2,24 м.

Слой 21. Сверху слой ограничивается кровлей маркера «Спутник», а снизу – кровлей пласта МГ. Обычно слой представлен чередованием всех разновидностей галита и прослоев глинисто-ангидритового материала. Мощность слоя – 0,49–0,66 м.

Состав каменной соли слоев верхней пачки ПдКС приведен в табл. 2.1.

На руднике СКРУ-3 геологической службой ОАО «Сильвинит» (О.Ф. Корочкина и др.) в верхней пачке ПдКС выделено 12 слоев относительно «чистой» каменной соли (индекс слоев КС, слои: КСмг¹, КСмг², КС-0÷КС-9) и 7 слоев (индекс слоев АН, слои: АН-1÷АН-7), содержащих значительное количество глинисто-ангидритового материала (нумерация слоев снизу вверх). Приведем характеристику слоев только с индексом АН, поскольку разделяющие их слои КС довольно монотонны и не имеют отличительных особенностей.

Слой АН-7. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала или перистого темно-серого галита. Слой представлен чередованием прослоев перистого темно-, светло-серого галита и глинисто-ангидритового материала. В средней части слоя расположены характерные прослой, упомянутые в описании слоя 4. В нижней части слоя (в 2-3 см от почвы слоя) расположен прослой шпатового галита. Нижняя граница слоя проводится по почве прослоя перистого темно-серого галита, выше которого прослеживается глинисто-ангидритовый материал мощностью 0,5–2,5 мм. Мощность слоя – 0,22–0,39 м.

Слой АН-6. Сверху слой ограничивается кровлей прослоя глинисто-ангидритового материала, который разделяет два прослоя перистого галита. Представлен чередованием прослоев галита и относительно мощных прослоев глинисто-ангидритового материала. Нижняя граница слоя проводится по почве прослоя глинисто-ан-

Таблица 2.1

Средний состав слоев верхней пачки ПдКС на БКПРУ-4, %

Слой	NaCl	Н.О.	CaSO ₄	1	2	3	4
1	2	3	4	Сл. 11	97,23	0,63	1,80
Сл. 1	95,48	1,93	1,95	Сл. 12	97,69	0,59	1,18
Сл. 2	96,55	1,33	1,54	Сл. 13	96,85	0,77	2,02
Сл. 3	95,85	1,36	2,28	Сл. 14	97,86	0,39	1,37
Сл. 4	96,49	1,19	1,78	Сл. 15	97,94	0,44	1,30
Сл. 5	96,68	0,75	1,99	Сл. 16	98,03	0,26	1,44
Сл. 6	96,82	0,71	2,00	Сл. 17	97,07	0,69	1,91
Сл. 7	97,40	0,59	1,63	Сл. 18	96,75	0,79	2,08
Сл. 8	95,85	1,37	2,38	Сл. 19	96,64	1,23	1,76
Сл. 9	97,01	0,79	1,78	Сл. 20	94,77	1,93	3,03
Сл. 10	97,52	0,62	1,50	Сл. 21	89,29	6,97	3,38

гидритового материала (иногда – перистого темно-серого галита). Мощность слоя – 0,26–0,43 м.

Слой АН-5. Верхняя граница слоя расположена на 10–12 см выше кровли маркера Шпатовое Трио, она проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала (иногда со стяжениями ангидрита), ниже которого расположен прослой перистого темно-серого галита. До кровли маркера «Шпатовое Трио» один-два раза переслаиваются перистый темно-серый и перистый светло-серый галит. Ниже слой включает маркер «Шпатовое Трио», промежуток между маркерами «Шпатовое Трио» и «Торт» и верхнюю часть маркера «Торт». Нижняя граница слоя – почва второго сверху прослоя глинисто-ангидритового материала, входящего в состав маркера Торт. Мощность слоя – 0,48–0,56 м.

Слой АН-4. Верхняя граница слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита, выше которого (в почве слоя КС-4) расположен прослой перистого темно-серого галита, а ниже – шпатового. Представлен в основном чередованием прослоев перистого светло- и темно-серого галита. Нижняя граница слоя проводится по подошве маркера Бусы, который представлен глинисто-ангидритовым материалом со стяжениями ангидрита. Мощность слоя – 0,13–0,15 м.

Слой АН-3. Кровля слоя проводится по кровле прослоя глинисто-ангидритового материала (редко – перистого темно-серого галита), ниже которого следует чередование прослоев перистого темно-, светло-серого галита и глинисто-ангидритового материала. Шпатовый галит встречается редко. Прослои каменной соли, как правило, содержат стяжения ангидрита. В подошве слоя имеется характерное сочетани-

е прослоев: два довольно мощных прослоя глинисто-ангидритового материала, разделенные шпатовым и перистым темно-серым галитом. Мощность слоя – 0,23–0,37 м.

Слой АН-2. Кровля слоя проводится по кровле прослоя перистого темно-серого галита. Слой представлен в основном перистым галитом. В средней и верхней частях слоя расположены один-два прослоя шпатового галита. Нижняя граница проводится по подошве прослоя глинисто-ангидритового материала со стяжениями ангидрита. Ниже (в кровле слоя КС-1), как правило, расположен прослой шпатового галита. Мощность слоя – 0,22–0,41 м.

Слой АН-1. Сверху слой ограничивается кровлей прослоя перистого темно-серого галита или маломощного прослоя глинисто-ангидритового материала (если такой есть), расположенного над перистым темно-серым галитом. Слой представлен чередованием всех разновидностей галита и прослоев глинисто-ангидритового материала мощностью до 4 мм, нередко содержащих стяжения ангидрита. Мощность слоя – 0,26–0,42 м.

Состав каменной соли слоев верхней пачки ПдКС в пределах шахтного поля рудника СКРУ-3 приведен в табл. 2.2.

В ходе послойного макроскопического описания сечений верхней пачки ПдКС были зафиксированы границы слоев по обеим стратификациям, что позволило построить общую схему корреляции этой части разреза для месторождения в целом (рис. 2.7).

Значительный интерес представляет характер переслаивания прослоев, слагающих каменную соль. Литологические колонки изученных сечений верхней пачки ПдКС (сечения 1–5, 7), построенные в масштабе 1:2, разбивались на микроциклы таким образом, чтобы в их основании находился прослой глинисто-ангидритового

Таблица 2.2

Средний состав слоев верхней пачки ПдКС на СКРУ-3, %

№ п/п	Слой	NaCl	H.O.	CaSO ₄	№ п/п	Слой	NaCl	H.O.	CaSO ₄
1	2	3	4	5	10	АН-4	94,49	1,85	3,44
1	КС-9	96,74	1,28	1,72	11	КС-3	98,54	0,29	1,03
2	КС-8	69,67	1,12	1,87	12	АН-3	96,32	1,18	2,47
3	АН-7	97,03	1,27	1,63	13	КС-2	98,68	0,16	0,90
4	КС-7	94,64	0,49	1,62	14	АН-2	96,69	0,62	2,47
5	АН-6	94,58	1,98	3,30	15	КС-1	97,91	0,41	1,63
6	КС-6	97,85	0,46	1,62	16	АН-1	92,04	3,71	3,66
7	АН-5	95,56	1,35	3,10	17	КС-0	98,44	0,31	1,07
8	КС-5	97,88	0,56	1,38	18	КСм ²	96,43	0,83	2,47
9	КС-4	98,23	0,48	1,13	19	КСм ¹	77,01	17,92	4,80

материала. На отдельных участках разреза, где не было этих прослоев, границы микроциклов проводились по подошве прослоя перистого темно-серого галита (иногда – перистого светло-серого).

Количество микроциклов в сечениях (табл. 2.3) колеблется от 244 (сечение 1) до 292 (сечение 5), составляя в среднем 267 микроциклов. Мощность микроциклов изменяется в значительных пределах – от миллиметров до первых десятков сантиметров, составляя в среднем по шести сечениям 6,9 см.

Распределение микроциклов по количеству входящих в них прослоев показано на рис. 2.8.

Не менее важен и порядок чередования прослоев в микроцикле. В табл. 2.4 приведена

а		Маркирующие горизонты	б	
Мощность, м	Слой		Слой	Мощность, м
0,82	1	Пласт КрШ ^В	КС-9	2,02
1,20	2			
1,00	3	Форець	КС-8	1,60
1,26	4		АН-7	0,30
0,90	5	Люба	КС-7	2,39
0,72	6		АН-6	0,34
0,56	7			
0,18	8		АН-5	0,53
0,98	9		КС-6	1,49
0,65	10	Шпатовое трио		
1,24	11	Торт	КС-5	1,15
0,32	12	Глина-2	КС-4	0,45
0,58	13	Бусы	АН-4	0,14
0,74	14		КС-3	1,56
1,06	15		АН-3	0,31
1,21	16		КС-2	0,62
0,91	17		АН-2	0,29
0,78	18		КС-1	0,85
0,83	19	Жирный	АН-1	0,35
1,75	20		КСм ²	2,58
0,57	21	Спутник	КСм ¹	0,57
		Пласт М1		

Рис. 2.7. Схема корреляции слоев верхней пачки ПдКС южной (а) и центральной (б) частей ВКМС

статистика этой характеристики. При этом в качестве «классического» микроцикла принят такой, в котором прослои располагаются в следующем порядке (снизу вверх): глинисто-ангидритовый материал, темно-серый перистый галит, светло-серый перистый галит, шпатовый галит [39, 350 и др.].

Из этой таблицы следует, что каменная соль верхней пачки ПдКС примерно на 80% сложена двух- и трехслойными микроциклами. Доля полных «классических» микроциклов составляет всего 6%.

Исследование латеральной изменчивости состава и строения ПдКС проведено путем сопоставления одних и тех же интервалов разреза, но в различных сечениях, в плане удаленных друг от друга на расстояние от 1 до 30 км. Анализ 17 сопоставлений показал, что в латеральной изменчивости состава и строения изученной пачки ПдКС имеется два уровня – локальный и региональный. Локальная изменчивость проявляется в пределах одного шахтного поля и выражается в изменении состава и чередования прослоев, сложенных галитом. Региональная изменчивость выражается в изменении количества и порядка чередования прослоев как галитового, так и глинисто-ангидритового состава. Наиболее устойчивыми по латерали являются прослои глинисто-ангидритового материала мощностью более 2 мм. В качестве примера приведем результаты сопоставления разреза слоя 21 верхней пачки ПдКС по шести сечениям (рис. 2.9).

На этом рисунке видно, что в слое выдержан микроцикл, расположенный непосредственно под маркирующим горизонтом «Спутник». Однако в сечении 4 этот микроцикл венчается тонким прослоем зернистого галита, а в остальных сечениях верхний прослой представлен шпатовым галитом. В сечениях 2 и 7 этот микроцикл

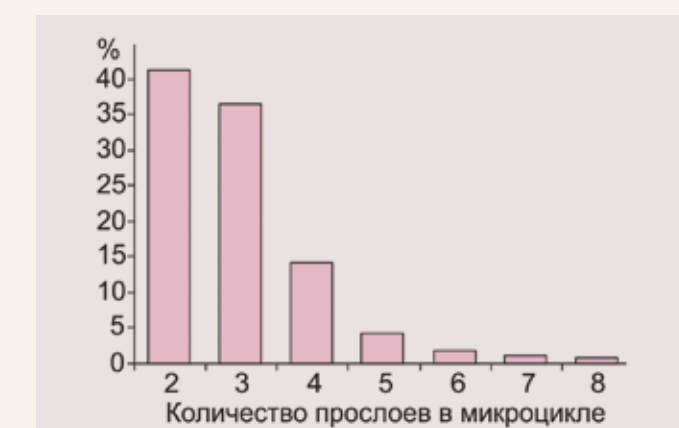


Рис. 2.8. Гистограмма распределения микроциклов по количеству входящих в них прослоев верхней пачки ПдКС

Статистики распределения мощности микроциклов верхней пачки ПдКС

Таблица 2.3

Статистики	Сечение 1	Сечение 2	Сечение 3	Сечение 4	Сечение 5	Сечение 7
Количество, n	244	269	248	258	292	284
Минимум, мм	13	9	14	15	15	8
Максимум, мм	220,5	182	163	208	263,5	223
Среднее, мм	71,9	65,3	73,7	71,2	70,7	58,7
Стандарт, мм	26,4	28,0	28,3	33,2	38,2	33,2
Коэф. вариации, %	36,7	42,9	38,4	46,6	54,0	56,6

Группировка микроциклов по количеству (n) и порядку чередования прослоев верхней пачки ПдКС

Таблица 2.4

n	Порядок наслоения	Наличие пропусков	Количество микроциклов: абсолют. (N) / относит. (%)						
			Сеч. 1	Сеч. 2	Сеч. 3	Сеч. 4	Сеч. 5	Сеч. 7	
2	Классический	Без пропусков	46 / 18,9	71 / 26,8	54 / 22,7	83 / 32,7	66 / 23,1	75 / 26,6	
		С пропусками	18 / 7,4	37 / 13,9	55 / 23,2	32 / 12,6	60 / 21,0	56 / 19,8	
	Нарушенный	-	1 / 0,4	0 / 0	1 / 0,4	3 / 1,2	0 / 0	-	
Итого			65 / 26,7	108 / 40,7	110 / 46,3	118 / 46,5	126 / 44,1	131 / 46,4	
3	Классический	Без пропусков	58 / 23,9	57 / 21,5	51 / 21,4	64 / 25,2	70 / 24,5	70 / 24,7	
		С пропусками	20 / 8,2	23 / 8,6	26 / 10,9	12 / 4,7	27 / 9,4	23 / 8,1	
	Нарушенный	-	8 / 3,3	11 / 4,1	19 / 8,0	17 / 6,7	14 / 4,9	10 / 3,5	
Итого			86 / 35,4	91 / 34,2	96 / 40,3	93 / 36,6	111 / 38,8	103 / 36,3	
4	Классический	Без пропусков	15 / 6,2	23 / 8,6	7 / 2,9	4 / 1,6	20 / 7,0	28 / 9,9	
		Нарушенный	-	24 / 9,9	28 / 10,5	14 / 5,9	27 / 10,6	21 / 7,3	14 / 4,9
	Итого			39 / 16,1	51 / 19,1	21 / 8,8	31 / 12,2	41 / 14,3	42 / 14,8
> 4	-	-	53 / 21,8	16 / 6,0	11 / 4,6	12 / 4,7	8 / 2,8	7 / 2,5	
ВСЕГО ПО СЕЧЕНИЮ			243 / 100	266 / 100	238 / 100	254 / 100	286 / 100	283 / 100	

четырёхслойный – «классический», в других сечениях нет прослоя перистого темно-серого галита. В сечении 3 в нижней части слоя преобладает шпатовый галит, а в сечении 4 – перистый светло-серый. Важно отметить, что в сечении 3 отсутствуют прослои перистого темно-серого галита. Сечения 1 и 2 сложены чередующимися прослоями перистого темно-серого, перистого светло-серого, шпатового галита (сечение 1) и зернистого галита (сечение 2). В сечении 5 в строении слоя значительное распространение имеет зернистый галит.

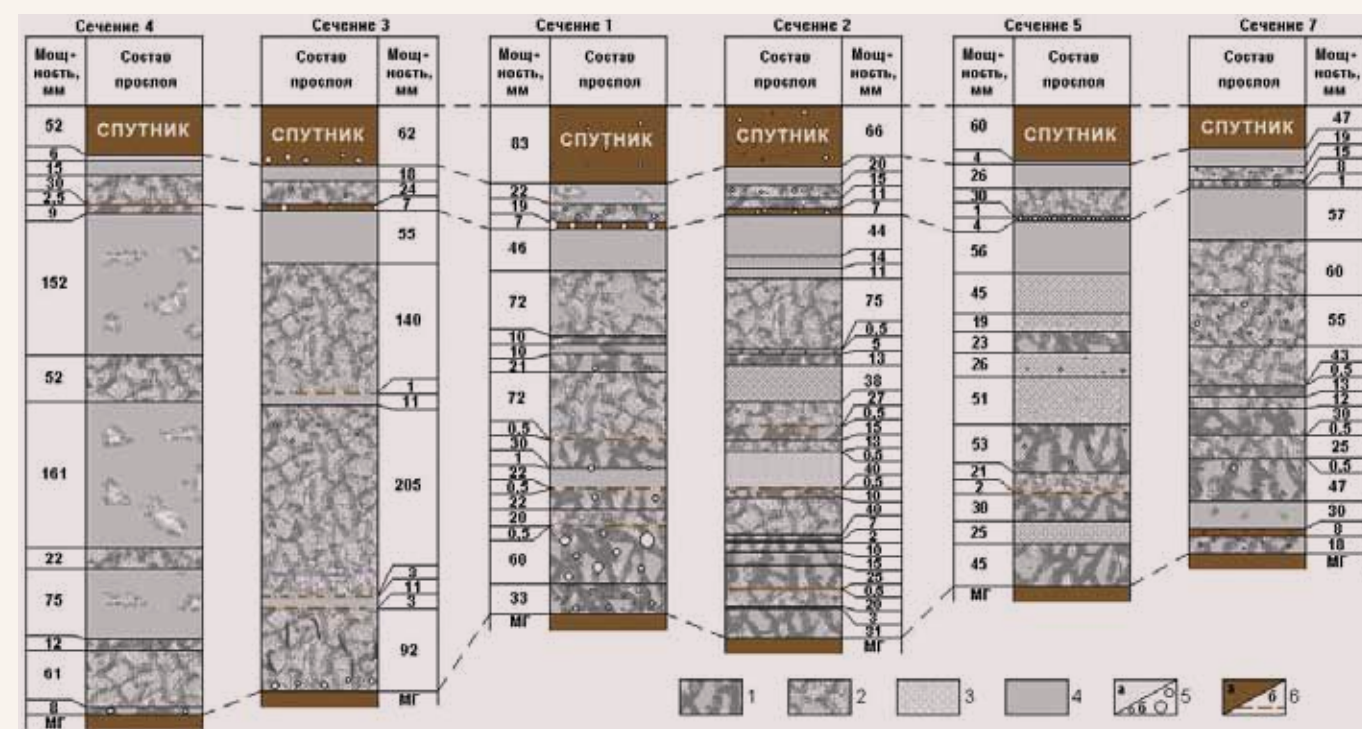


Рис. 2.9. Строение 21-го слоя верхней пачки ПдКС по различным сечениям 1 – перистый темно-серый галит; 2 – перистый светло-серый галит; 3 – зернистый галит; 4 – шпатовый галит; 5 – прослои (а) и стяжения (б) ангидрита; 6 – прослои глинисто-ангидритового материала: в масштабе (а) и вне масштаба (б)

2.2 ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ

В изменчивости минерального состава продуктивных пластов калийной залежи выделяется пять уровней: региональный, локальный, изменчивости на уровне макроструктуры, текстуры пород и зерна.

Региональная изменчивость, основные характеристики которой изложены в разд. 1.2, установлена при анализе литологических карт продуктивных пластов месторождения масштаба 1:100 000. Здесь отметим только дополнительные ее закономерности.

В распределении карналлитовых пород имеется довольно четкая тенденция, проявляющаяся в том, что основные площади их развития приурочены к отрицательным структурам, расположенным вблизи западной границы калийной залежи. В пределах центральной и южной частей месторождения такой структурой является Камский прогиб. Наиболее обширные поля пестрых сильвинитов приурочены к восточной половине южной части месторождения.

Границы продуктивных пластов не являются первичными, поскольку многие из отмеченных закономерностей региональной изменчивости не могут быть объяснены только условиями садки солей.

Локальная изменчивость проявляется в том, что внутри огромных полей выдержанного со-

става имеются участки, сложенные другими породами. Размер этих участков – от одного до нескольких десятков квадратных километров. По составу пород, расположению относительно крупных структур месторождения и характеру строения участки, определяющие локальную изменчивость, делятся на три типа.

Участки *первого типа* приурочены к крупным положительным структурам соляной толщи. Причина его появления – гипергенный карст. Метеорные воды, вступая в контакт с соляными породами, преобразуют их. Самым характерным признаком этого процесса является развитие гипсово-глинистых шляп в пределах соляных поднятий. Анализ литологических карт в местах проявления карста показал, что для этой локальной изменчивости характерна зональность: карналлитовые породы → сильвиниты → каменная соль → породы гипсово-глинистых шляп.

Второй тип участков характерен только для карналлитовой пачки. Он также имеет связь с общей тектонической структурой месторождения, но проявляется в пределах отрицательных локальных структур. Здесь, т.е. в центральных частях этих структур, имеются поля карналлитовых пород и (или) смешанных солей среди пестрых сильвинитов. Вверх по разрезу поля раз-

вития этих «аномальных» пород расширяются и постепенно смыкаются с полями их регионального развития. В целом локальная изменчивость этого типа проявляется значительно слабее изменчивости первого типа.

Третий тип участков, формирующих локальную изменчивость, характеризуется полным отсутствием связи с общей тектонической структурой месторождения и проявлением по всему разрезу калийной залежи.

Для локальной изменчивости этого типа характерна четкая пространственная связь между участками развития «аномальных» пород в различных пластах калийной залежи в субвертикальном направлении. Хрестоматийным примером такой пространственной связи является ярусное расположение участков развития пестрых сильвинитов с постепенным сокращением их площади снизу вверх. Нередко площади

развития пестрых сильвинитов верхних пластов нахо находятся внутри контуров развития этих пород в нижних пластах [191, 279, 318 и др.]. Такое же соотношение характерно для зон замещения в сильвинитовой пачке [33, 86, 190, 282 и др.]. Почти все исследователи, изучавшие геологическое строение ВКМС, отмечают также пространственную связь между участками развития «аномальных» пород пачек калийной залежи. Эта связь проявляется в том, что локальные пестрые сильвиниты чаще всего расположены на площадях, где в продуктивных пластах сильвинитовой пачки обнаружены зоны замещения каменной солью [33, 190, 282, 318 и др.]. Пространственная связь между участками развития пестрых сильвинитов и каменной соли зон замещения по разрезу калийной залежи отрицается лишь А.А. Ивановым [103, 106, 107]. В связи с этим целесообразно более детально рассмотреть разрез

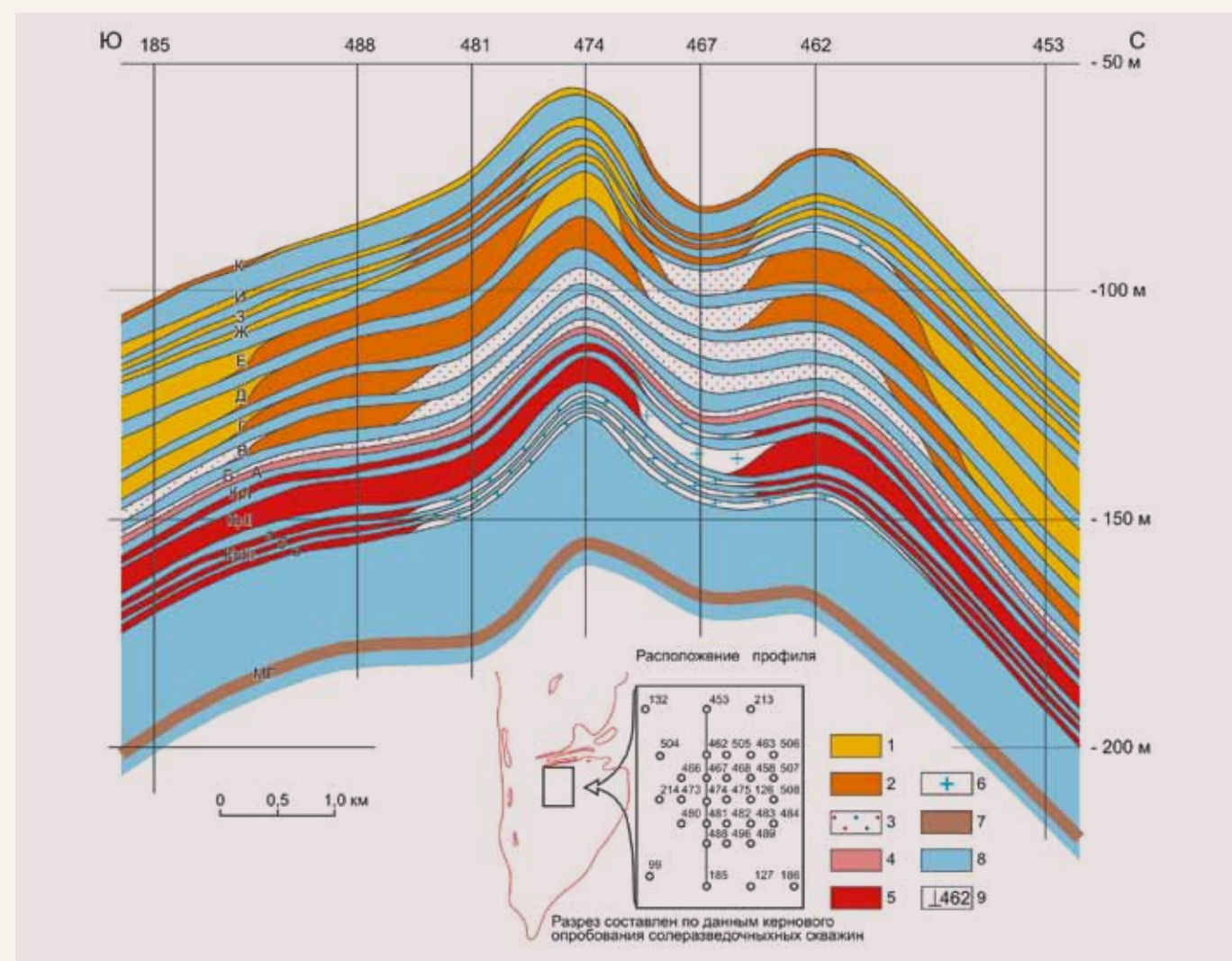


Рис. 2.10. Схематический разрез одного из участков интенсивного развития зон замещения калийной залежи (шахтное поле рудника БКПРУ-4): 1 – карналлитовая порода; 2 – смешанные соли; 3 – пестрый сильвинит; 4 – полосчатый сильвинит; 5 – красный сильвинит; 6 – каменная соль замещения; 7 – пласт МГ; 8 – каменная соль нормальной садки и другие вмещающие породы; 9 – скважина и ее номер

конкретного участка развития «аномальных» пород (см. рис. 2.10).

На рис. 2.10 видно, что в нижних пластах сильвинитовой пачки каменная соль замещения представлена довольно широко и по площади развития соизмерима с участками развития пестрых сильвинитов в пластах В и Г. Вверх по разрезу развитие каменной соли замещения и пестрых сильвинитов сокращается. В целом же, в разрезе наблюдается четкая зональность: каменная соль обрамляется сильвинитами, а сильвиниты – карналлитовыми породами. Но если мы будем рассматривать отдельные скважины, как это делал А.А. Иванов в работах [106, 107], вне связи друг с другом, то унаследованность сохранится лишь в скв. 467. В скв. 488 при нормальном разрезе сильвинитовой пачки пласт Б сложен пестрыми сильвинитами, пласт Е – смешанными солями, а остальные – карналлитовыми породами. В скв. 462 нарушается всякая закономерность, поскольку при почти нормальном разрезе пласт Ж сложен каменной солью, ниже расположенный пласт Е – смешанными солями, а залегающий выше пласт З – карналлитовой породой.

На месторождении имеется множество участков с той или иной степенью развития «аномальных» пород по разрезу, среди которых 10 характеризуются наиболее интенсивным их развитием (рис. 2.11).

Участок 1, расположенный в пределах Соликамского поднятия, характеризуется смещением площадей развития «аномальных» пород по разрезу с юго-востока на северо-запад. Верхняя часть карналлитовой пачки на этом участке представлена гипсово-глинистой шляпой. Участок 2 расположен на восточном склоне Соликамского поднятия в районе скважин 631, 636 и 638. Участок 3 находится на юго-западном склоне этого же поднятия и характеризуется полным отсутствием калийных солей по разрезу скв. 642. Разрез этой скважины уникален: каменная соль замещения, которая слагает аналоги продуктивных пластов, сохранила не только все нюансы слоистой текстуры сильвинитов и карналлитов, но и их окраску. Только химический анализ проб керн показал, что в породах отсутствуют карналлит и сильвин.

Участок 4 расположен на северо-западном склоне Березниковского поднятия. Его аномальность проявляется почти в полном отсутствии пластов сильвинитовой пачки и интенсивном развитии пестрых сильвинитов в пластах карналлитовой пачки. Аномальный участок 5 расположен вблизи участка 4 и характеризуется мощным развитием каменной соли замещения, пронизывающей пласты КрIII-Б, и пестрых сильвинитов почти по всему разрезу карналлитовой пачки. Краевая часть этого участка замещения

вскрыта горными выработками БКПРУ-1. Исследование этого участка показало (Н.М. Джиноридзе и др., 1992 г), что в зоне перехода от полного замещения к нормальному разрезу пласты КрII, А и Б характеризуются реликтовой окраской, свойственной для калийно-магниевых пород. Участок 6 рассмотрен нами ранее (см. рис. 2.10). Участок 7, вскрытый скв. 484, расположен в пределах Быгельско-Троицкого участка детальной разведки (шахтное поле рудника БКПРУ-4). Весь разрез калийной залежи здесь представлен каменной солью. Особенностью этой аномальной зоны является то, что здесь в ПдКС обнаружены нефтепроявления (см. разд. II.8). Очень небольшой по площади аномальный участок 8 обнаружен скважиной 40 на западе Талицкого участка детальной разведки. Весь разрез этой скважины представлен каменной солью. Участок 9 расположен вблизи юго-восточной границы

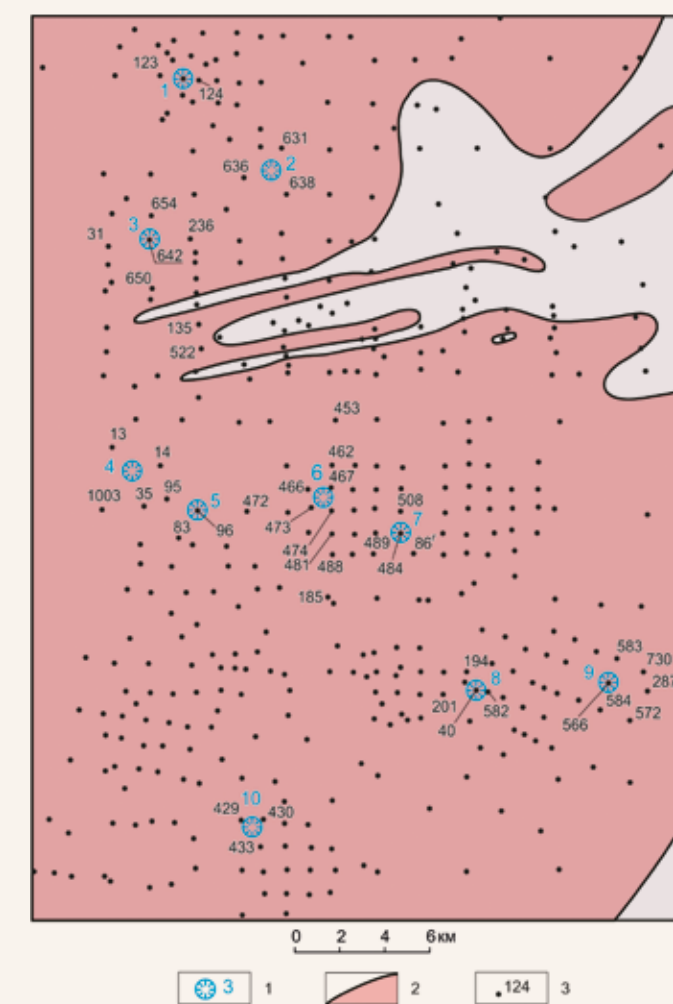


Рис. 2.11. Расположение геометрических центров участков с интенсивным отклонением состава продуктивных пластов калийной залежи: 1 – центры участков; 2 – контур калийной залежи; 3 – солеразведочная скважина и ее номер

калийной залежи и характеризуется развитием каменной соли замещения в пластах КрIII-Д и пестрых сильвинитов в остальной части калийной залежи. В центральной части Дурыманского прогиба обнаружен аномальный участок 10, особенностью которого является то, что, по данным детальной разведки, сильвинитовая пачка представлена всеми пластами. В пределах карналлитовой пачки имеет место интенсивное развитие каменной соли и пестрых сильвинитов. При отработке запасов этого участка в пластах сильвинитовой пачки также вскрыта зона замещения.

Как уже отмечалось ранее, участки локальной изменчивости третьего типа распределены по площади независимо от общего структурного плана месторождения.

Изменчивость состава на уровне макротекстуры проявляется в смене пространственного положения и взаимоотношения тел различного состава в объеме одного продуктивного пласта. Эта изменчивость наблюдается на небольших участках шахтных полей, в пределах одной горной выработки или даже ее части. Данная тема неоднократно обсуждалась в литературе, тем не менее при характеристике этой изменчивости будет приведен достаточно большой объем фактического материала. Это вызвано тем, что именно отсутствие конкретных фактов и примеров (зарисовок, фотографий и т.п.) является недостатком многих работ, посвященных этому вопросу.

Все закономерности изменчивости состава продуктивных пластов на уровне макротекстуры могут быть показаны на примерах взаимоотношений тел трех типов пород (пестрые сильвиниты, каменная соль замещения, глинистый материал) с окружающими породами.

Очень часто при изучении изменчивости минерального состава продуктивных пластов карналлитовой пачки выделяется три типа разреза – карналлитовый, сильвинитовый и разрез, сложенный смешанными солями (карналлитовая порода + пестрый сильвинит). При таком подходе теряется важная в генетическом отношении информация, которая заключается в порядке чередования пестрых сильвинитов и карналлитовых пород по разрезу и в плане. Во избежание этого была построена литологическая планкарта пласта Б для части шахтного поля БКПРУ-2 (западные фланги 2-й, 4-й и 6-й западных панелей), на которой смешанные соли представлены не одним типом, а серией конкретных типов разрезов. Исходным материалом при построении этого плана явились зарисовки стенок, забоев и поперечников всех подготовительных и очистных выработок в пределах указанных панелей. В результате этой трудоемкой работы был получен детальный план литологического состава пласта Б (см. рис. 2.12).

Даже визуальный осмотр этого плана позволяет отметить, что изменчивость минерального состава пласта Б на уровне макротекстуры имеет

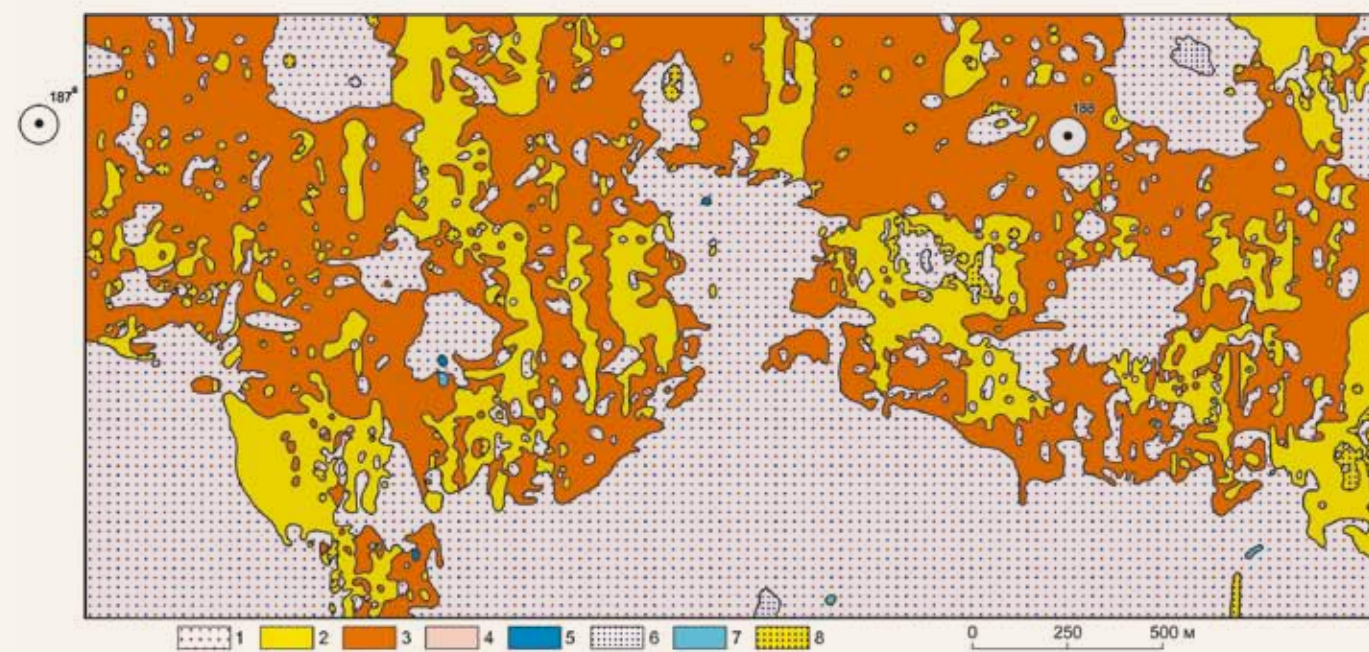


Рис. 2.12. Карта литологического состава пласта Б в пределах западного крыла шахтного поля рудника БКПРУ-2: 1 – пестрый сильвинит; 2 – карналлитовая порода; 3 – карналлитовая порода (низ) + пестрый сильвинит (верх); 4 – пестрый сильвинит (низ) + карналлитовая порода (верх); 5 – каменная соль (низ) + пестрый сильвинит (верх); 6 – пестрый сильвинит (низ) + каменная соль (верх); 7 – каменная соль; 8 – прочие типы разрезов

очень сложный характер. Второе – поля пестрых сильвинитов, расположенные внутри площадей развития смешанных солей, имеют грубо изометричную форму с диаметром 60–250 м, внутри которых (иногда точно в центре) находятся тела каменной соли, частично замещающей пестрые сильвиниты. И третье – на некоторых участках изученной площади (например, в центральной и восточной ее частях) тела карналлитовых пород вытянуты в субмеридиональном направлении.

Развитие типов разрезов весьма неравномерно и характеризуется следующими величинами (в % от площади исследования): пестрые сильвиниты – 44,8, карналлитовая порода – 17,5, смешанные соли – 37,3, разрез с частичным замещением пестрого сильвинита каменной солью – 0,3 и каменная соль замещения – 0,1. Особый интерес представляет соотношение площадей развития различных типов разрезов внутри смешанных солей. Так, из 37,3% площади, занятой смешанными солями, 36,5% представлены разрезом, где пестрый сильвинит расположен над карналлитовой породой. Разрезы с обратным пространственным расположением этих пород составляют всего 0,03%. Такая изменчивость состава по разрезу не может быть объяснена условиями садки солей. Добавим, что при общей малой распространенности каменной соли замещения на изученной площади, случаи, когда каменная соль замещения развита в верхней части пласта Б, т.е. залегает над пестрым сильвинитом, примерно в 15 раз более часты, чем случаи с обратным залеганием этих пород. Очевидно, что и эта закономерность не объяснима с позиций первичноседиментационной гипотезы.

Сторонники первичноседиментационной гипотезы происхождения всех соляных пород месторождения в своих генетических построениях широко использовали характеристику контактов между пестрыми сильвинитами и карналлитовыми породами, отмечая их согласный характер. Случаи несогласного залегания этого контакта списывались на тектонику, что не соответствует действительности.

Например, на рис. 2.13 видно, что контакт между карналлитовой породой и пестрым сильвинитом очень четкий. Выклинивание карналлитовой породы происходит резко. Верхняя часть пласта замещена каменной солью. Карналлитовая порода неоднородна и сложена чередующимися разновидностями карналлита. Приведенный пример показывает, что контакты пестрых сильвинитов с карналлитовыми породами могут быть секущими и вне связи с разрывной тектоникой. Нет возможности (и необходимости) описывать все наблюдаемые случаи секущих контактов – их великое множество. Некоторые дополнительные примеры секущих контактов приведены на рис. 2.14 и 2.15.

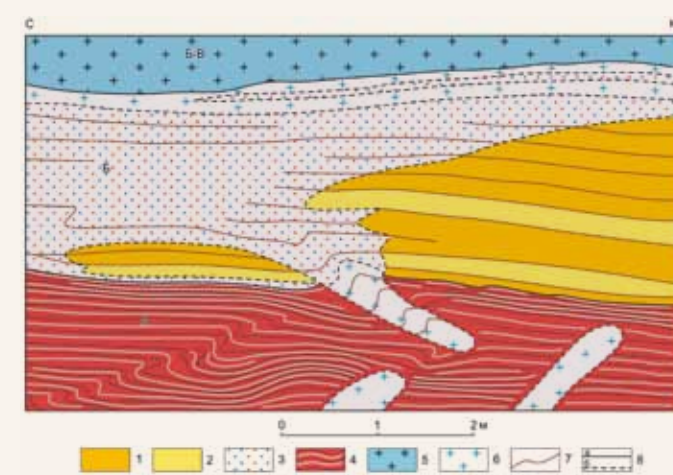


Рис. 2.13. Секущие контакты пестрого сильвинита с карналлитовой породой (пласт Б, рудник СКРУ-3): 1 – карналлитовая порода с желтым карналлитом; 2 – карналлитовая порода с оранжевым карналлитом; 3 – пестрый сильвинит; 4 – полосчатый сильвинит; 5 – каменная соль нормальной садки; 6 – каменная соль замещения; 7 – прослой соленосных глин; 8 – межпластовые (а) и внутрипластовые (б) литологические границы

Все множество форм контактов можно разделить на три типа: согласные, секущие и комбинированные.

Согласные контакты ориентированы параллельно или субпараллельно слоистости. Они характерны для верхних и нижних границ линз и блоков. Эти контакты часто проходят по глинисто-ангидритовым прослоям, по прослоям зернистого галита, иногда по прослоям карналлита. Довольно часто почти согласные контакты не повторяют мелкие петлеобразные складки прослоев соленосных глин, а как бы сглаживают их, отделяя осветленные разности карналлита, расположенные в микроскладках, от залегающего выше пестрого сильвинита. Контакты этого типа чаще всего четкие и прослеживаются на расстоянии в несколько десятков, иногда сотен метров. Этот тип контакта самый распространенный и занимает 60–80% общей длины контуров блоков и линз.

Секущие контакты характерны для боковых частей блоков пород. По ориентировке к слоистости пород они подразделяются на крутые и пологие. Крутые контакты (угол более 45°) часто приурочены к осевым частям антиклинальных складок или флексуобразным перегибам пластов и слоев. Реже они располагаются в ядрах синклиналиных складок. Смена пород при крутых контактах происходит на расстоянии 0,5–3,0 м, реже, до 5 м. Секущие контакты весьма четкие.

Пологие контакты чаще всего ориентированы к слоистости под углом 10–20°. В пределах

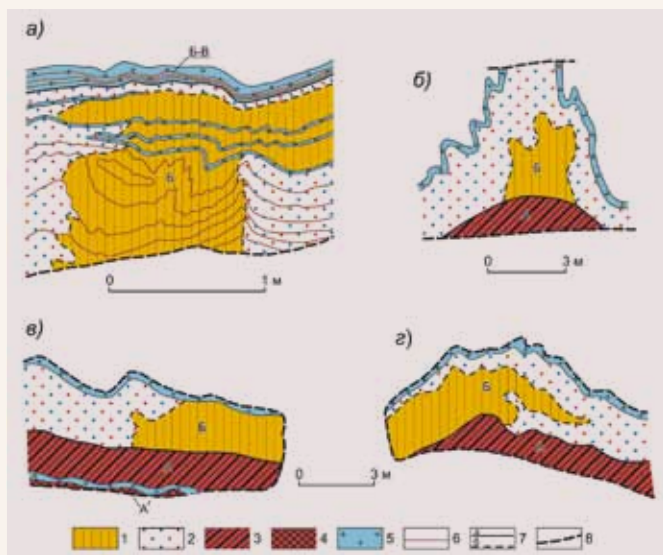


Рис. 2.14. Примеры секущих контактов пестрого сальвинита с карналлитовой породой в пласте Б (рудник СКРУ-1): 1 – карналлитовая порода; 2 – пестрый сальвинит; 3 – полосчатый сальвинит; 4 – красный сальвинит; 5 – каменная соль; 6 – прослой соленосных глин; 7 – межпластовые (а) и внутрипластовые (б) литологические границы; 8 – контур горной выработки

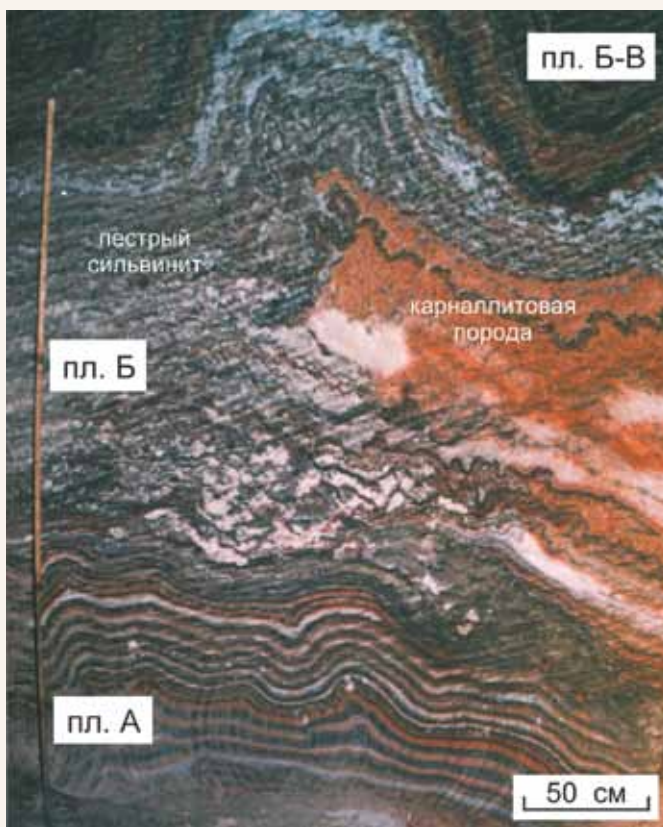


Рис. 2.15. Секущий контакт карналлитовой породы с пестрым сальвинитом (рудник СКРУ-3)

прослая переход одной породы в другую осуществляется на расстоянии 30–50 см. Этот тип контакта очень распространен и по встречаемости следует за согласным контактом. По составу блоков пологие контакты делятся на висячий и лежачий. В случае висячего контакта пестрый сальвинит расположен над линией контакта. На участках развития пологого типа висячий контакт имеет наибольшее распространение. Для лежачего контакта расположение пород обратно висячему.

Комбинированные контакты представляют собой сочетание рассмотренных типов контактов, которые образуют зигзагообразную, ступенчатую, зазубренную и другие линии. Среди комбинированных наибольшим развитием пользуются клиновидные контакты. Острые клина направлены в сторону пестрого сальвинита. Длина клина различна – от 2 до 15 м, редко более. К нижней части клиновидного, реже к пологим контактам иногда приурочены тела, сложенные породой переходного типа (сальвинит + карналлитовая порода). Размер тел невелик: в длину – до 3 м, по мощности – до 1 м.

В целом, переход пестрого сальвинита в карналлитовую породу (и наоборот) имеет сложный характер и осуществляется обычно через серию изолированных блоков, линз и других тел неправильной формы одной породы в другой. Ниже приводится характеристика этого перехода на примере пласта Б в пределах шахтного поля рудника СКРУ-3 (блок 4, 6-я панель).

Переход начинается с появления со стороны пестрого сальвинита тонких линз карналлитовой породы в основании пласта. Длина этих линз – 1–4 м, мощность – до 0,5 м. Карналлитовая порода в пределах сплошного развития пестрых пород иногда встречается в виде блоков, расположенных в ядрах складок. Далее, внутрь зоны смешанных солей, размеры тел карналлитовой породы увеличиваются до 30–55 м, а мощность их достигает мощности пласта. Иногда наблюдаются изометричные блоки карналлитовой породы неправильной формы, расположение которых по разрезу произвольно.

В этом же блоке наблюдается чередование участков пласта Б, сложенных то карналлитовой породой, то пестрыми сальвинитами. Ширина участков карналлитового состава – 10–35 м, при сальвинитовом – 30–55 м. Участки вытянуты вдоль субмеридиональных складок. Еще далее, в сторону сплошного развития карналлитовых пород, размеры участков, сложенных карналлитовой породой, увеличиваются, а пестрый сальвинит занимает подчиненное распространение. На площадях с доминирующим развитием карналлитовых пород пестрый сальвинит в виде линз и тонких прослоев встречается в основном в верхней части пласта.

Чаще всего карналлит приурочен к восточным, более пологим крыльям антиклинальных складок. Обычно восточный контакт изолированных

блоков карналлитовой породы пологий висячий, а западный – более крутой, клиновидный или зигзагообразный. Смена состава пласта в широтном направлении (т.е. поперек складок) происходит резче, чем в субмеридиональном.

Рассмотрим взаимоотношение каменной соли зон замещений с вмещающими породами. При эксплуатации месторождения горными выработками вскрыто тысячи зон замещений, которые условно можно разделить на три группы. Первая – зоны замещения занимают очень большую площадь и по этому параметру смыкаются с участками, определяющими локальную изменчивость состава продуктивных пластов. Вторая группа – зоны замещения среднего плана, поперечник которых колеблется от 10 м до нескольких сотен. Третья группа представлена замещениями малых форм с характерным размером менее 10 м.

Одна из крупных зон замещения продуктивных пластов каменной солью вскрыта в районе шахтных стволов рудника СКРУ-2 (рис. 2.16). В плане (по пласту КрII) она имеет грубо овальную форму, длинная ось которой ориентирована в субмеридиональном направлении. Размер зоны замещения по пласту КрII – 1950 × 3750 м. Точно установленный стратиграфический интервал развития замещения – от пласта КрIII^в до пласта В. Замещение по пласту КрIII^в гораздо шире и выходит за пределы контура замещения пласта КрII в западном и северном направлениях примерно на 100 м, а на юге и востоке – на 1–3 км. Изучение восточных и западных контактов, вскрытых горными выработками, показало, что здесь характерны секущие пологие контакты (рис. 2.17), реже – крутые. Переход от сальвинитового состава к полному замещению для отдельных слоев составляет 1–10 м, для пласта в целом – 60–75 м.

Восточный контакт каменной соли замещения с красным сальвинитом секущий, а сальвинит находится в висячем боку (см. рис. 2.17а), а западный контакт зоны замещения с красными сальвинитами такой же, но в лежачем боку залегает уже красный сальвинит (см. рис. 2.17б).

Характерно чередование участков полного и частичного замещения, которое (чередование) обуславливает постепенный переход от одного типа разреза пласта к другому. Такой переход наблюдается, например, в южном вентиляционном штреке 2-й юго-восточной панели (2 ЮВП) горизонта 220 м. На первых двух сотнях метров от западного контакта встречается частичное замещение пласта КрII на участках шириной 20–80 м. Далее на восток появляются участки полного замещения вместе с исчезновением реликтов пласта сальвинитового состава. И, наконец, вблизи сплошного замещения в отдельных слоях пласта встречаются небольшие блоки красного сальвинита (рис. 2.18).

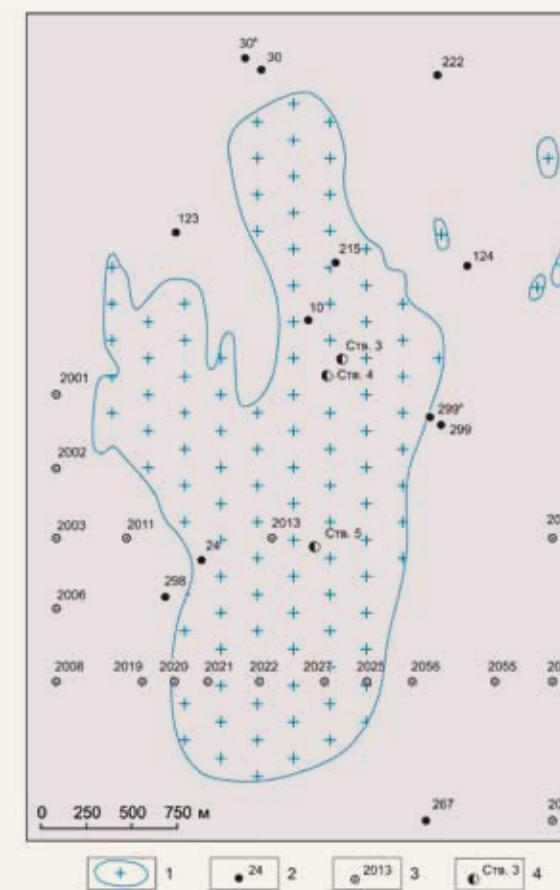


Рис. 2.16. Зона замещения красных сальвинитов пласта КрII каменной солью в центральной части шахтного поля рудника СКРУ-2: 1 – зона замещения; 2 – скважины Соликамской ГРП и их номера; 3 – скважины подземной разведки и их номера; 4 – шахтные стволы и их номера

Замещения среднего плана рассмотрим на примере небольшой зоны замещения пласта КрII, вскрытой камерами 5-го блока 2-й панели рудника СКРУ-3 (рис. 2.19). Это замещение приурочено к слабо выраженному структурному носу на фоне общего северо-западного падения пластов под углом около 2,5°. Общее падение осложнено серией малоамплитудных складок (0,5–1,0 м) субмеридионального простирания (С-СВ 10). Общий контур замещения имеет форму, близкую к овалу, длинная ось которого ориентирована на СВ 35°. Площадь участка общего замещения около 2,5 тыс. м². Внутри этого контура на площади около 400 м² имеется полное замещение пласта КрII каменной солью. Контур полного замещения отдельных слоев этого пласта вверх по разрезу смещаются в западном направлении.

В широтных разрезах (в объеме пласта КрII) зона замещения представляет собой параллелограмм, наклоненный на запад под углом 8–10°

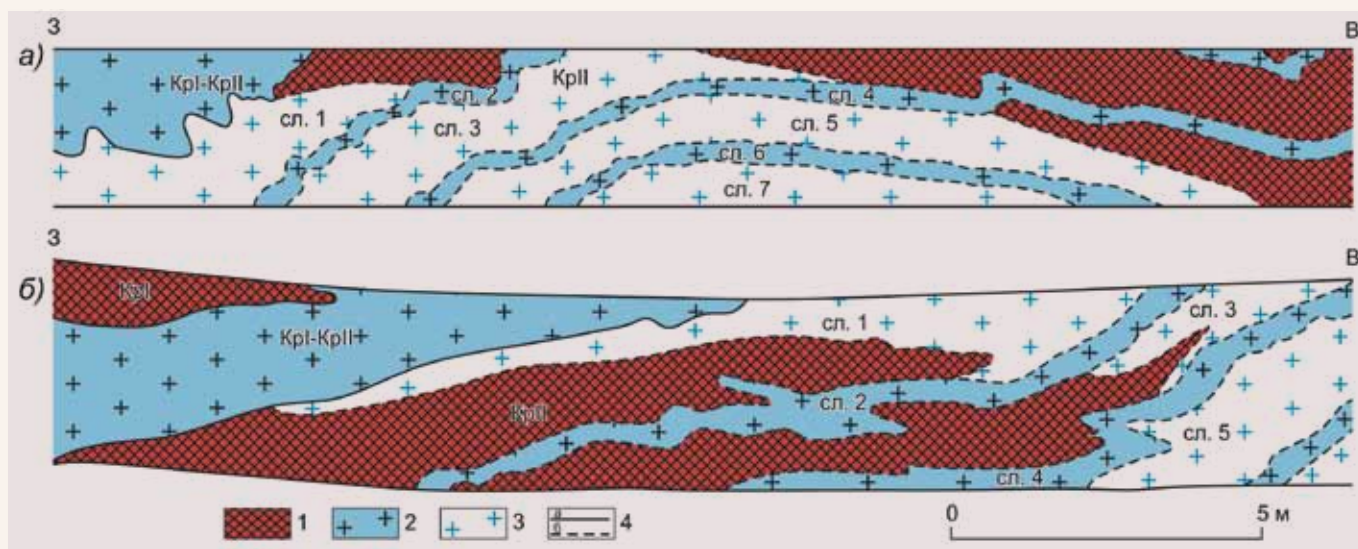


Рис. 2.17. Восточный (а) и западный (б) контакты каменной соли зоны замещения с красным сильвинитом (см. рис. 2.16) 1 – красный сильвинит; 2 – каменная соль нормальной садки; 3 – каменная соль замещения; 4 – межпластовые (а) и внутрислоевые (б) литологические границы

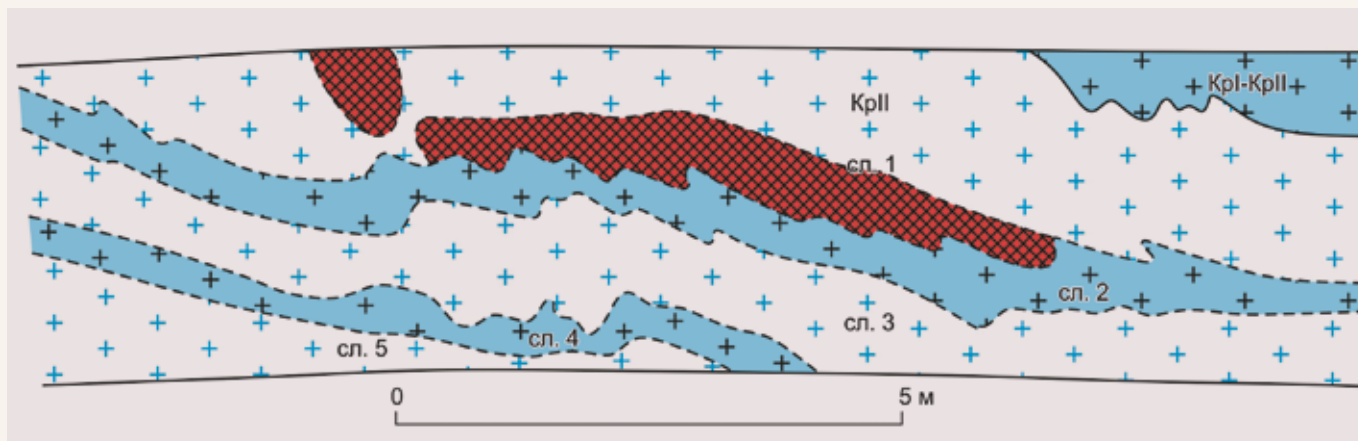


Рис. 2.18. Реликт красного сильвинита пласта КрII в каменной соли замещения Условные обозначения см. на рис. 2.17

к горизонту (рис. 2.20). По отношению к слоистости контакты составляют углы 9-12°. Максимальная ширина замещенной части сильвинитов в основании пласта КрII составляет 185 м (разрез III-III). Восточные контакты пологие и плавные, а западные – более крутые и неровные.

Таким образом, тело каменной соли замещения, вскрытое в блоке 5 2-й панели рудника СКРУ-3, представляет собой сильно уплощенный цилиндр, ось которого погружается на восток под углом 8-9°. Последнее характерно для многих тел каменной соли.

В качестве дополнительных примеров секущих контактов приведем рис. 2.21 и 2.22. На рис. 2.21 видна очень узкая (в вертикальном сечении) зона замещения пласта АБ каменной солью, вскрытая шестым восточным выемочным штре-

ком блока III рудника БКПРУ-2. Контакт резкий и падает на восток под углом около 6°.

В зонах замещения среднего плана иногда встречаются породы с большим содержанием ангидрита. Впервые тела такого необычного состава были обнаружены в 1978 г. в центральной части участка локального замещения продуктивных пластов, вскрытого выработками 1-й СВП гориз. -143 м рудника СКРУ-2. Позднее зоны замещения с ангидритовыми ядрами были обнаружены на западном фланге шахтного поля СКРУ-2, на восточных панелях рудника БКПРУ-2 и в других местах.

На 2-й ЮЗП гориз. -220 м рудника СКРУ-2 очистными камерами вскрыта необычная во многих отношениях зона замещения красных сильвинитов каменной солью. Эта зона

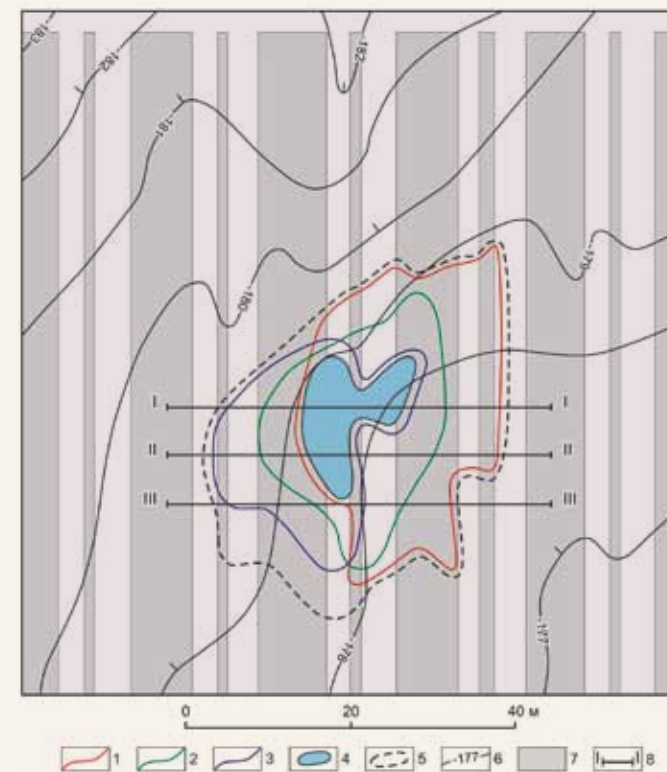


Рис. 2.19. План одной из зон замещения пласта КрII каменной солью на руднике СКРУ-3: 1 – контур замещения слоя 7; 2 – контур замещения слоя 5; 3 – контур замещения слоев 1 и 3; 4 – контур полного замещения пласта; 5 – общий контур зоны замещения; 6 – стратоизогипсы подошвы пласта КрII (м); 7 – межкамерные целики; 8 – линии геологических разрезов

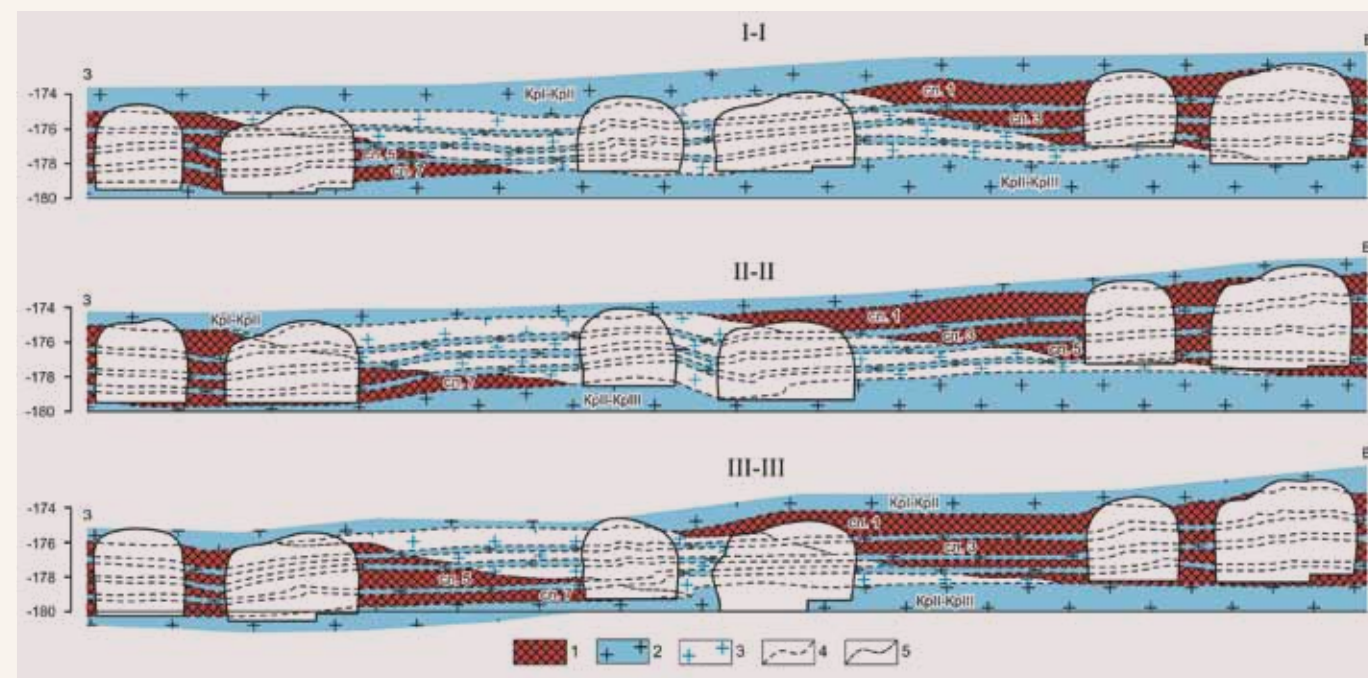


Рис. 2.20. Геологические разрезы по линиям I-I, II-II, III-III (см. рис. 2.19) 1 – красный сильвинит; 2 – каменная соль нормальной садки; 3 – каменная соль замещения; 4 – межпластовые и межслоевые литологические границы; 5 – внутрислоевые литологические границы

располагается на западном склоне Соликамского поднятия. В плане она имеет форму полосы шириной до 18 м и длиной более 65 м. Видимая мощность замещенной части около 3 м. Контакты зоны замещения секут слоистость под углом 5,5°. Замещение наиболее полно вскрыто забоем камеры 102 (рис. 2.23). Здесь каменная соль замещения темно-серая, часто голубовато-серая, крупнокристаллическая, разномерная, с реликтами светлого серого перистого галита и крупными кристаллами шпатового галита. Слоистость каменной соли выражена нечетко, имеются обрывки прослоев соленосных глин, местами наблюдается полная потеря слоистости. В забое и восточной стенке камеры обнажается тело галит-ангидритовой породы, контуры которого определяются пределами распространения ангидрита в виде стяжений размером от 1 до 10 см. В породе в виде примеси присутствуют сильвин, глинистый материал и пирит.

Замещения малых форм, как правило, не отражаются на планах минерального состава пластов. Их строение может быть отражено на детальных зарисовках крупного масштаба (1:100 и крупнее) или на фотографиях. В первом приближении среди замещений малых форм можно выделить четыре типа: «клубок», структура-«ушко», «подкоржевая линза» и «столб».

«Клубок» – наиболее распространенный тип замещения малых форм. Он часто встречается в пластах красного сильвинита и реже в полос-

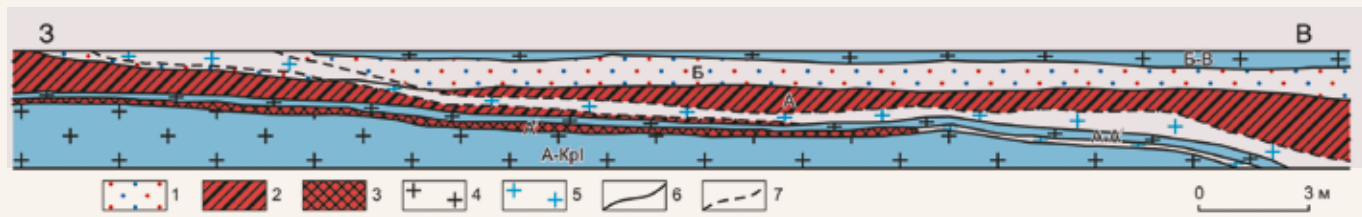


Рис. 2.21 Пологосекущая зона замещения пластов А и Б (северная стенка субширотной горной выработки, рудник БКПРУ-2): 1 – пестрый сильвинит; 2 – полосчатый сильвинит; 3 – красный сильвинит; 4 – каменная соль нормальной садки; 5 – каменная соль замещения; 6 – границы пластов; 7 – внутрислоевые литологические границы



Рис. 2.22. Секущий контакт каменной соли зоны замещения с красным сильвинитом пласта КрII (рудник СКРУ-3)



Рис. 2.24. Зона замещения типа «клубок» (центральная часть кадра). Пласт КрII, рудник БКПРУ-4

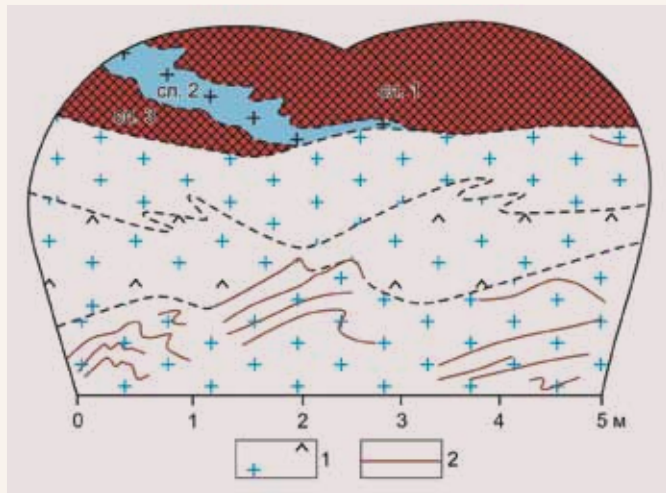


Рис. 2.23. Зона замещения с ангидритовым ядром (забой камеры 102 2-й ЮЗП гор. -200 м рудника СКРУ-2) 1 – каменная соль замещения со стяжениями ангидрита; 2 – фрагменты глинисто-ангидритовых прослоев. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.21

чатых сильвинитах пласта А. В сечении пласта «клубки» имеют форму изометричных пятен, реже – овалов, с длинной осью не более 2–3 м. Замещение охватывает один-два, реже три слоя (рис. 2.24). Контуры «клубков» обычно четкие, но иногда расплывчатые. Каменная соль замеще-

ния серая, реже светло-серая. Глинисто-ангидритовые прослои обычно прослеживаются, но часто дислоцированы в весьма сложные петлеобразные складки. В некоторых случаях порода приобретает массивную текстуру с обрывками прослоев соленосных глин. В тектоническом плане «клубки» приурочены к мелким внутрипластовым антиклинальным складкам, располагаясь в их центральных частях.

Структуры-«ушки» менее распространены, но встречаются на многих участках месторождения. Особенно широко они развиты в северо-восточном секторе Тверитинской впадины (рудник СКРУ-3, панели 1-3, 6 и др.). Рассматриваемые образования приурочены, главным образом, к верхней части пласта А. Особенностью структур-«ушек» является сопряжение двух относительно узких полос замещения продуктивного пласта каменной солью, расположенных в разрезе друг к другу под углом 130–160° (рис. 2.25). Ширина полос замещения колеблется в пределах 0,2–0,8 м, общий размер структур в плане составляет 1–8 м. Среди зон замещения этого типа довольно часто встречаются одноветвевые структуры (рис. 2.26). Рассматриваемые структуры встречаются группами, как правило, в ассоциации с мелкими зонами замещения неправильной формы.

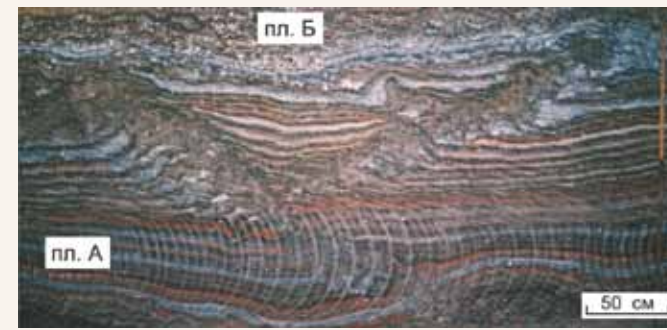


Рис. 2.25. V-образная зона замещения (серое в центральной части кадра) в полосчатом сильвините, пласт АБ, рудник СКРУ-3



Рис. 2.26. Одноветвевая зона замещения (серое) типа «ушко» в полосчатом сильвините, пласт АБ, рудник СКРУ-3

«Подкоржевые линзы», как третий тип замещения малых форм, известен давно. Размеры этих тел в плане составляют 1–10 м, а по разрезу – от первых сантиметров до первых дециметров. Иногда линзы имеют караванную форму, а снизу к ним подходит «канал», вдоль которого отмечается изменение текстуры и структуры пород (рис. 2.27).

Четвертый тип, столбы замещения, очень редок и представлен в разрезе одиночными столбами или их сериями, пересекающими весь пласт или его часть (рис. 2.28). Видимая ширина столбов в разрезе – от первых дециметров до 1,5 м. Каменная соль замещения иногда представлена гигантокристаллическим бесцветным, голубым или синим шпатовым галитом, что наблюдается, например, в северной стенке разведочного штрека по пласту КрII в 200 м на запад от скважины подземного бурения № 2081 (гориз. –143 м, СКРУ-2) (рис. 2.29). В других случаях замещение слабое, сильвинит подвергся лишь собирательной перекристаллизации (см. правую часть рис. 2.28). То есть здесь мы имеем случай, когда изменчивость минерального состава на уровне макротекстуры смыкается с уровнем текстуры пород.

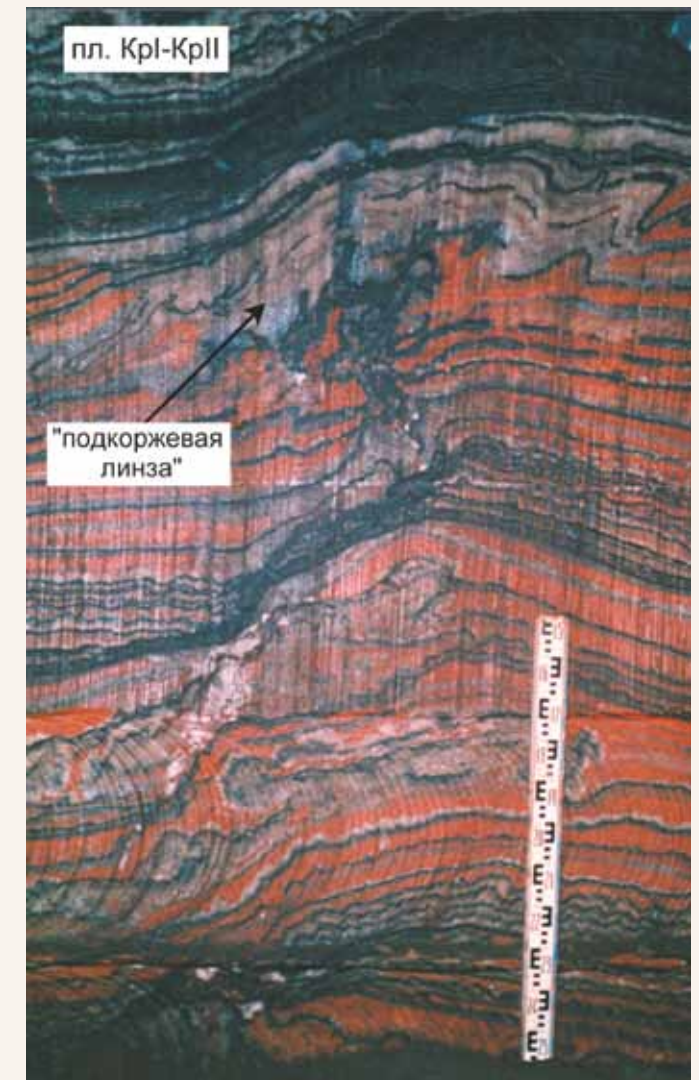


Рис. 2.27. Локальное замещение красных сильвинитов каменной солью (серое в верхней части кадра) типа «подкоржевая линза» пласта КрII, рудник БКПРУ-2

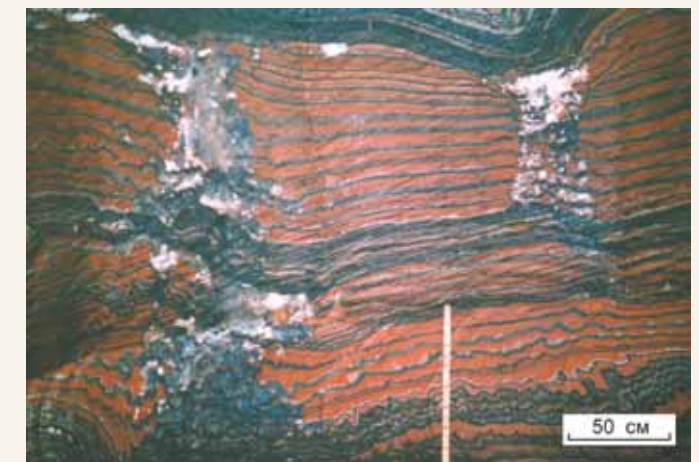


Рис. 2.28. Зона замещения типа «столб» (серое в левой части кадра). Пласт КрII, рудник БКПРУ-4

Дополнительные примеры зон замещений малых форм и характера контактов каменной соли с вмещающими породами приведены на рис. 2.30.

В калийной залежи встречаются скопления глинистого материала (СГМ), под которыми понимаются тела соленосной глины, форма, размеры и положение которых не характерны для соляной толщи месторождения. Общее количество зафиксированных и задокументированных тел СГМ невелико и едва превышает четыре десятка. Наиболее часто они встречаются в пределах юго-восточной части месторождения, т.е. в зоне повышенного содержания Н.О. По форме тела СГМ делятся, в первом приближении, на локальные утолщения, линзы, пластообразные тела, изометричные тела и тела сложной формы.

Локальные утолщения характерны как для глинистых прослоев, так и для относительно мощных пачек соленосных глин междупластий (коржевых глин). Обычно утолщения глинистых прослоев приурочены к локальным складкам (рис. 2.31). Иногда складки подобно диапиру внедряются в пространство расположенных выше слоев соляных пород, образуя резкие угловые несогласия. Вместе с локальными утолщениями глинистых прослоев присутствуют многочис-



Рис. 2.29. Центральная часть одной из зон замещения типа «столб» пласт КрII, рудник СКРУ-2

ленные согласные жилы и тонкие линзы волокнистых разновидностей галита. Утолщение коржевых глин наблюдается реже. Иногда они сопровождаются уменьшением мощности перекрывающих и (или) подстилающих соляных слоев. Степень утолщения довольно значительна и может достигать 10-15 раз. Иногда это настоящие раздувы глинистых прослоев и слоев.

Линзы встречаются, главным образом, в продуктивных пластах, часто в местах, где карналлитовая порода замещается пестрым сильвинитом, а сильвиниты – каменной солью (рис. 2.32). Видимые размеры линз невелики: по мощности они не превышают 10-20 см, а в длину – 1-3 м. К этому же типу относятся и мелкие тела СГМ, имеющие как согласное, так и несогласное залегание (рис. 2.33).

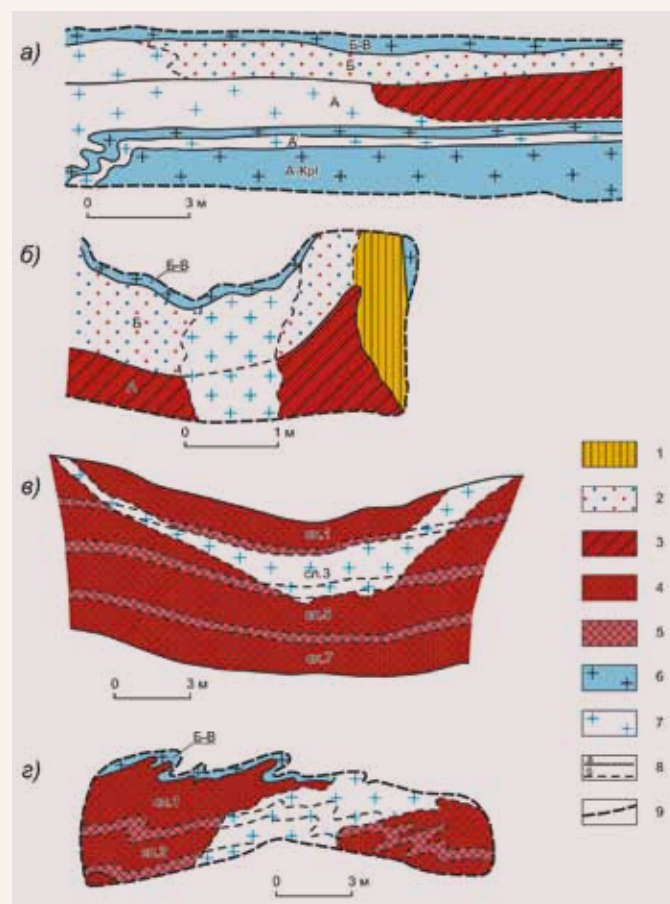


Рис. 2.30. Примеры локального замещения сильвинитов каменной солью. Зарисовки забоев и стенок горных выработок на рудниках БКПРУ-1 (а, б, в) и СКРУ-1 (г): 1 – карналлитовая порода; 2 – пестрый сильвинит; 3 – полосчатый сильвинит; 4 – красный сильвинит; 5 – бедный сильвинит; 6 – каменная соль нормальной садки; 7 – каменная соль замещения; 8 – межпластовые (а), межслоевые и внутрислоевые литологические границы; 9 – контур горной выработки

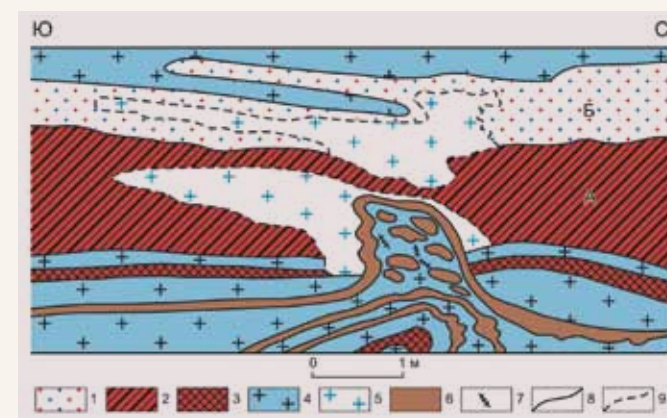


Рис. 2.31. Скопления глинистого материала в форме утолщений исходных прослоев соленосных глин. пласт АБ, рудник БКПРУ-4: 1 – пестрый сильвинит; 2 – полосчатый сильвинит; 3 – красный сильвинит; 4 – каменная соль нормальной садки; 5 – каменная соль замещения; 6 – глинистый материал; 7 – трещины, залеченные волокнистыми разновидностями галита и сильвина; 8 – границы пластов и слоев; 9 – внутрислоевые литологические границы

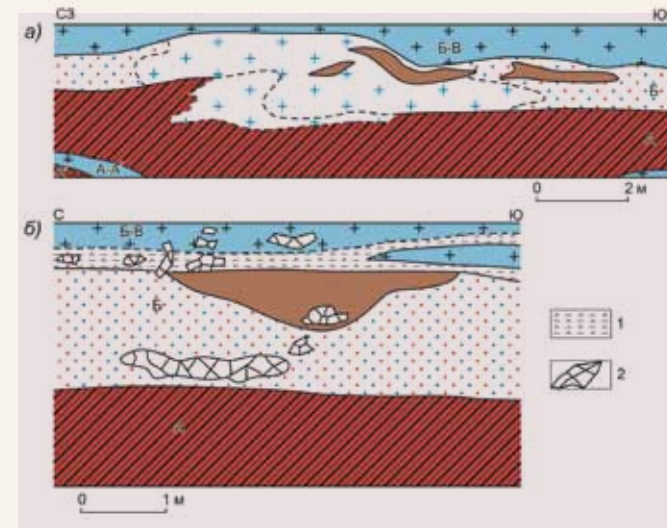


Рис. 2.32. Скопления глинистого материала в форме линз в пласте АБ на рудниках БКПРУ-2 (а) и БКПРУ-4 (б): 1 – прослой глинисто-ангидритового материала; 2 – блоки молочно-белого сильвина. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.31

Пластообразные тела. Так же как и линзы, эта форма СГМ обычно встречается на участках полного замещения продуктивных пластов и значительно реже – в междупластьях. Тела этой формы, как правило, занимают весь разрез продуктивного пласта (рис. 2.34). В междупластовой каменной соли пластообразные тела СГМ занимают часть разреза пласта. По простиранию тела этой формы прослежены на расстояние до 40 м. Боковые контакты этих тел с вмещающими породами секущие, часто крутые и обычно име-

ют извилистый характер. Более короткие пластообразные тела СГМ переходят в группу изометричных тел.

Изометричные тела. Тела этой формы довольно редки. Размер их в поперечнике составляет 1-2 м, но иногда выходит за эти пределы (рис. 2.35). Изометричные тела СГМ располага-

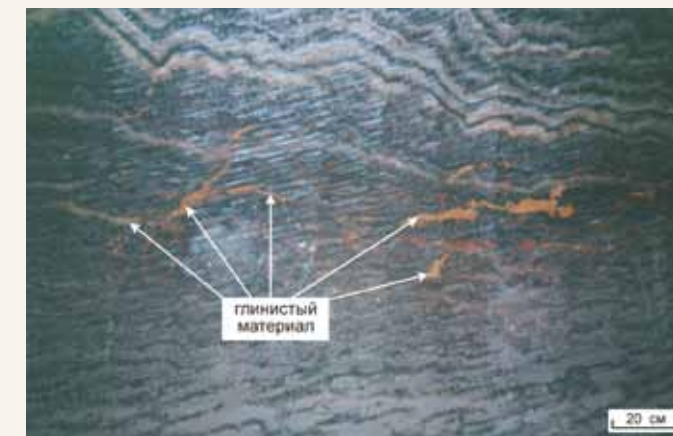


Рис. 2.33. Мелкие линзы глинистого материала (светло-коричневое) в каменной соли. рудник БКПРУ-4

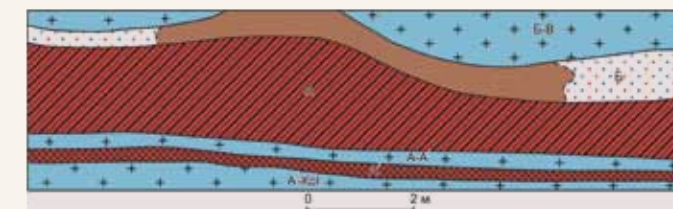


Рис. 2.34. Скопление глинистого материала в форме пласта. пласт АБ, рудник БКПРУ-2. Условные обозначения на рис. 2.31

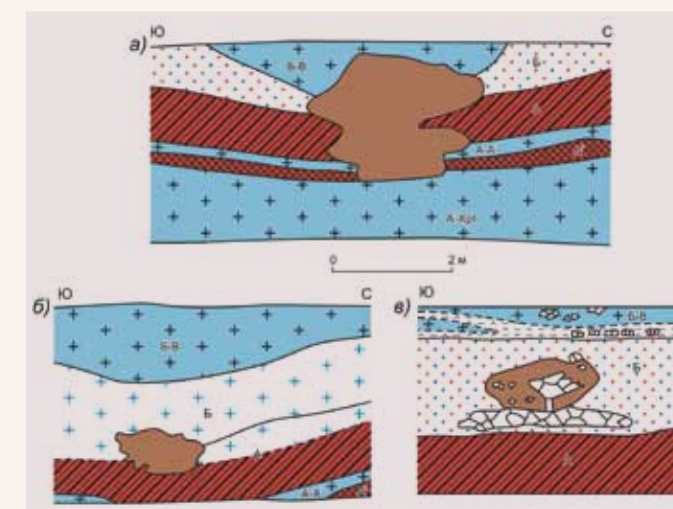


Рис. 2.35. Скопления глинистого материала в виде изометричных тел в пласте АБ, рудник БКПРУ-2. Условные обозначения см. на рис. 2.31 и 2.32

ются как в пределах одного пласта, так и в объеме двух и более пластов. Контакты изометричных тел с вмещающими породами резкие, но часто неровные. В местах развития этих тел обнаруживаются (порознь или вместе) замещение продуктивных пластов, уменьшение их мощности, более интенсивная складчатость, крупные блоки молочно-белого сильвина.

Тела сложной формы характерны для большей части СГМ. Они представляют собой сочетание ранее рассмотренных форм с самыми различными размерами и положением. Важно отметить, что участки обнаружения тел СГМ сложной формы обладают большим количеством признаков вторичных изменений. Во-первых, они (или их составные части) занимают секущее положение по отношению к вмещающим пластам соляных пород. Во-вторых, эти тела обычно расположены в местах локального нарушения нормального залегания пластов и слоев соляных пород. В-третьих, они обычно сопровождаются различными вторичными изменениями состава и структуры вмещающих пород. Среди последних, в первую очередь следует отметить замещение продуктивных пластов каменной солью, наличие гигантокристаллических разностей соляных минералов (например, молочно-белого сильвина и шпатового галита). Тела этой формы, так же как и других, иногда разбиты сериями согласных и секущих жил волокнистых разностей галита и сильвина.

Рассмотрим подробнее одно из тел СГМ сложной формы, которое открыто конвейерным штреком 13-й западной панели рудника БКПРУ-2 (рис. 2.36). В стратиграфическом отношении тело охватывает пласт Б и нижнюю часть пласта Б-В. Оно занимает центральную часть асимметричной синклинали, западное крыло которой значительно положе восточного. Пласт Б на этом участке замещен каменной солью. В целом форма тела СГМ близка к пластобразной, но контуры и внутреннее его строение весьма сложные. Восточная часть тела разбита мощными жилами вторичных соляных минералов на крупные блоки, которые в общем залегают согласно напластованию. Западная часть тела расщеплена на множество тонких прослоев. Некоторые из них пересечены теми же жилами розовато-красного волокнистого галита. Тело СГМ слабослоистое. В пласте Б-В присутствует большое количество согласных линз глинистого материала и жил волокнистых разностей галита и сильвина. Каменная соль пласта Б-В сильно осветлена и местами перекристаллизована с образованием серого и темно-серого шпатового галита. На рис. 2.37 приведен дополнительный пример четкого несогласного залегания тела СГМ.

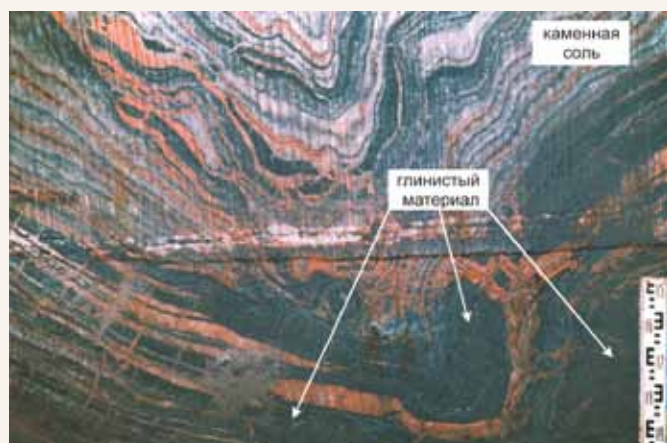


Рис. 2.36. СГМ неправильной формы (черное в нижней части снимка) в каменной соли рудник БКПРУ-2

Таким образом, телам СГМ и участкам их развития присущи следующие особенности: СГМ имеют секущие контакты с вмещающей породой (за исключением локальных утолщений); обычно они приурочены к местам локального нарушения нормального залегания пластов; часто разбиты сериями согласных и секущих жил волокнистых разностей галита и сильвина; в них и во вмещающих породах иногда присутствуют гигантокристаллические разности этих же минералов (молочно-белый сильвин и шпатовый галит); почти всегда вмещающие продуктивные пласты замещены другими породами (карналлит – на пестрый сильвинит, сильвиниты – на каменную соль); на участках развития тел СГМ иногда наблюдаются стратиграфические и угловые несогласия.

Изменчивость на уровне текстуры пород. Характерной особенностью соляных пород месторождения является их ритмично-слоистая текстура. Повторяющийся элемент этой ритмичности представлен так называемым годовым ритмом [292], слоем [297, 332] или набором соляных пород [93]. Слоистость пород по латерали в целом весьма выдержанна.

Наиболее полно изучена текстура красных сильвинитов, в годовом слое которых В.А. Вахрамеева [39] выделяет пять прослоев (снизу вверх): 1) глинисто-ангидритовый; 2) прослой крупно-среднезернистого перистого галита; 3) сильвинитовый; 4) прослой тонко- и мелкозернистого галита; 5) один ряд кристаллов галита. При этом она считает, что все прослои образовались в открытую фазу бассейна. Эта точка зрения оспаривалась С.В. Ходьковой [33, 326], которая к седиментационным образованиям относит только прослои галопелитов, матово-белого перистого галита и сургучно-красного сильвина. Для них характерен постоянный состав, выдержанная мощность,

одна и та же последовательность залегания. Все остальные прослои не имеют постоянного местоположения в годовом слое, характеризуются переменной мощностью, а в большинстве случаев вообще отсутствуют. Их формирование С.В. Ходькова связывает с миграцией водных растворов на различных стадиях эпигенеза. Таким образом, даже при нормальном составе продуктивных пластов и при сохранении слоистой текстуры некоторые ее элементы изменяются по латерали.

Изменение текстурных особенностей пород более резко происходит в местах перехода карналлитовой породы в пестрый сильвинит, а также при замещении сильвинитов каменной солью. Так, при переходе карналлитовой породы в пестрый сильвинит в последнем обычно сохраняется слоистая текстура, но ее четкость выражена уже слабее. Внутри полей пестрых сильвинитов имеются участки, где породы обладают массивной текстурой.

При замещении продуктивных пластов каменной солью, как правило, имеет место унаследованность слоистой текстуры. Как крайний случай полного унаследования слоистой текстуры можно привести уже отмеченную ранее особенность одноизучастковинтенсивного проявления локальной изменчивости минерального состава (см. рис. 2.11, участок 3, район скв. 642), где сохранилась не только слоистость, но и окраска пород. Возможно, что это краевая зона замещения, что подтверждается полевыми наблюдениями в местах, где подобные текстуры вскрыты горными выработками, как это имеет место в пределах аномального участка 5 (Н.М. Джиноридзе и др., 1992). Далее, внутри зоны замещения, текстура пород постепенно изменяется на массивную.

Покажем на конкретных примерах эволюцию текстуры пород при их замещении каменной солью. По различным причинам (технические условия, загрязнение стенок, недоступность для визуальных наблюдений, наличие локальной складчатости и т.п.) проследить эту эволюцию в одной зоне не удалось. Поэтому в качестве иллюстраций будет приведен пространственно разобщенный материал.

На рис. 2.38 показан начальный этап замещения. Здесь видно, что при общем сохранении слоистой текстуры (глинисто-ангидритовые прослои остаются непрерывными и не меняют своей мощности), красный сильвинит (почти сильвин) замещается шпатовым галитом. Контакты минеральных разновидностей не переходят через глинисто-ангидритовые прослои, а остаются внутри них. Иногда, при частичном замещении сильвинитовых прослоев, последние секутся короткими трещинами, заполненными вторичными минералами (рис. 2.39).

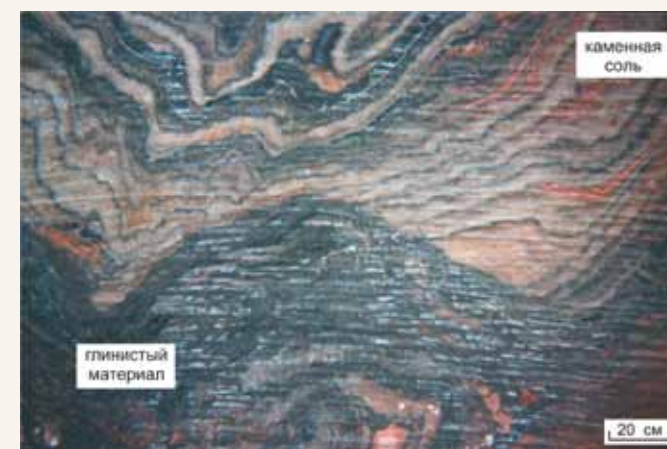


Рис. 2.37. Несогласный контакт СГМ (темно-серое в верхней части кадра) с каменной солью замещения пласта КрII рудник БКПРУ-4

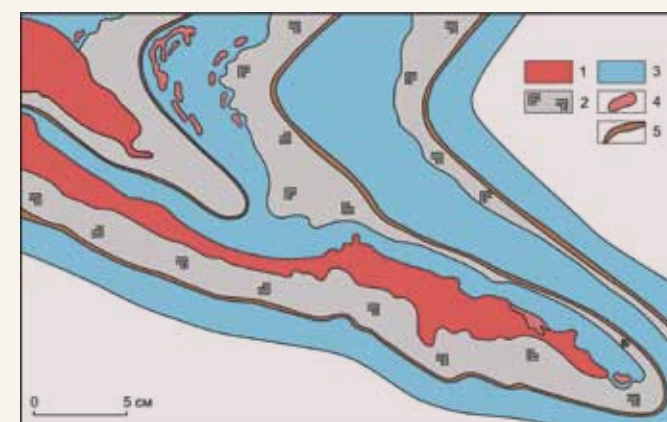


Рис. 2.38. Изменение состава прослоев в слое 5 пласта КрII по латерали (рудник БКПРУ-2): 1 – красный и розовый сильвин; 2 – светло-серый перистый галит; 3 – шпатовый галит; 4 – красный зернистый галит; 5 – глинисто-ангидритовые прослои

При дальнейшем замещении (рис. 2.40) появляются разрывы глинисто-ангидритовых прослоев, а границы блоков вторичного шпатового галита прослеживаются в поперечном направлении через несколько годовых слоев. Породы приобретает слоисто-блоковую текстуру.

Наибольшее изменение текстуры пород наблюдается в зонах замещения с ангидритовыми ядрами. В центральных частях этих ядер породы совершенно теряют признаки слоистой текстуры и характеризуются массивной или пятнистой текстурой (рис. 2.41). Внешний вид пород в ангидритовых ядрах показан на рис. 2.42. В отдельных случаях крупные стяжения ангидрита ангидритовых ядер раздроблены и его обломки вместе с цементирующей соляной массой формируют брекчиевидную текстуру (рис. 2.43).

Изменчивость состава пород на уровне зерна проявляется во взаимоотношении минералов породы, которое, наряду с размерами зерен, определяет ее структуру. Этот тип изменчивости изучен наиболее полно и отражен в известных многочисленных работах Е.А. Разумовской, В.А. Вахрамеевой, В.Н. Дубининой, М.Л. Вороновой, С.В. Ходьковой, А.Л. Протопопова, Н.В. Мелковой, М.С. Роговой и других петрографов. Приведем результаты анализа структур ка-

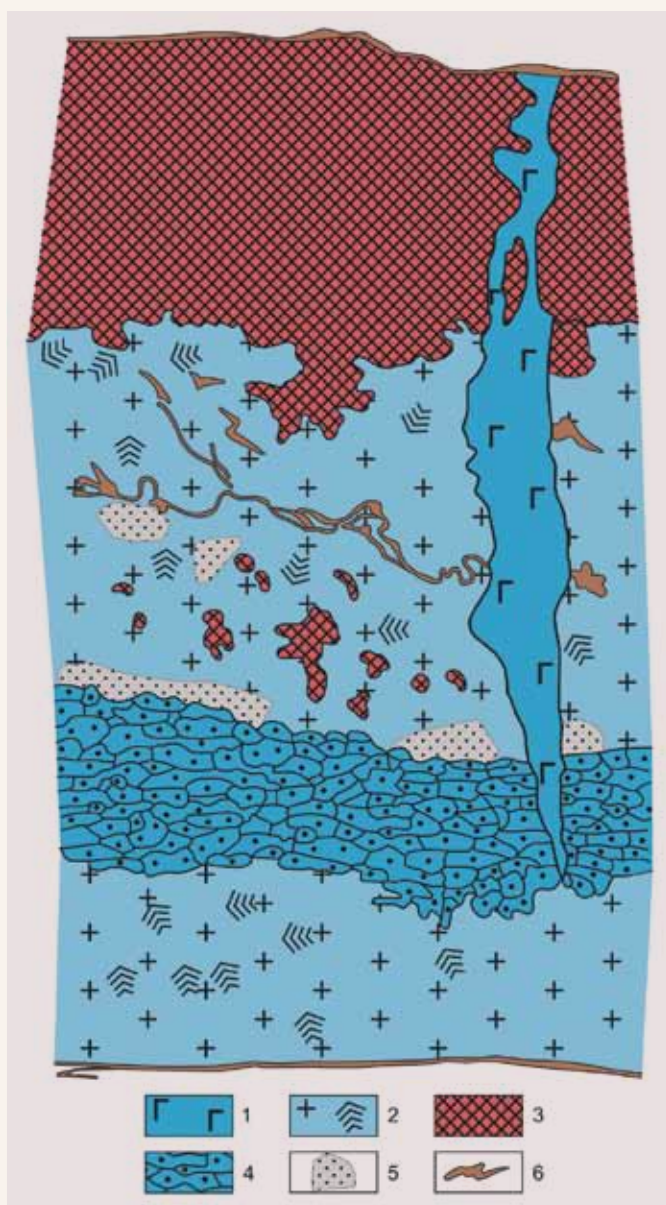


Рис. 2.39. Субвертикальная жила зернистого галита в нижней части слоя 7 пласта КрII рудник СКРУ-2: 1 – голубой зернистый галит; 2 – каменная соль с включениями перистого галита; 3 – розовый сальвинит; 4 – прослой голубого зернистого галита; 5 – серый мелкозернистый галит; 6 – глинисто-ангидритовый материал

лийных пород месторождения по фактическим данным, изложенным в работах [9, 41, 84, 248 и др.].

Типичными для соляных пород месторождения являются первичноседиментационные структуры. Значительно реже встречаются вторичные, наиболее интересными из которых являются реакционная и пойкилитовая структуры, а также структура замещения.

Реакционные структуры соляных пород характерны для всей калийной залежи. В красных и полосчатых сальвинитах встречаются зерна красного сальвина неправильной формы, контуры которых на контакте с галитом извилисты или зазубрены. М.Л. Воронова [106] рассматривает это явление как результат частичного замещения сальвина галитом. В пластах Б-К имеются

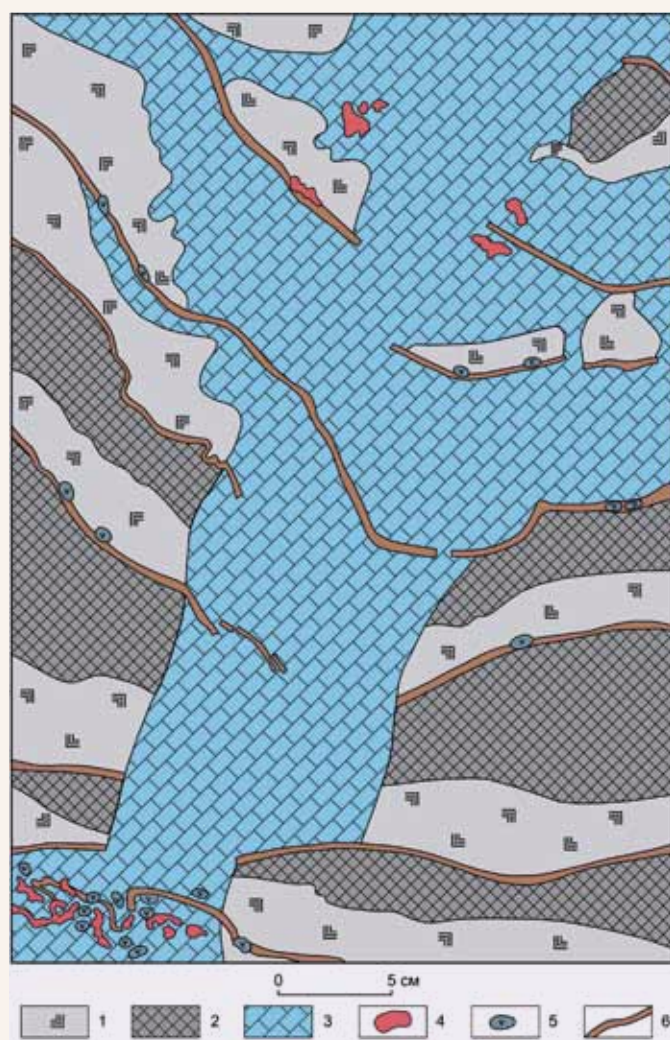


Рис. 2.40. Пример соотношений разновидностей галита в каменной соли замещения пласт КрII, рудник БКПРУ-2: 1 – светло-серый перистый галит; 2 – серый шпатовый галит; 3 – голубой и синий шпатовый галит; 4 – красный мелкозернистый галит; 5 – стяжения ангидрита; 6 – прослой глинисто-ангидритового

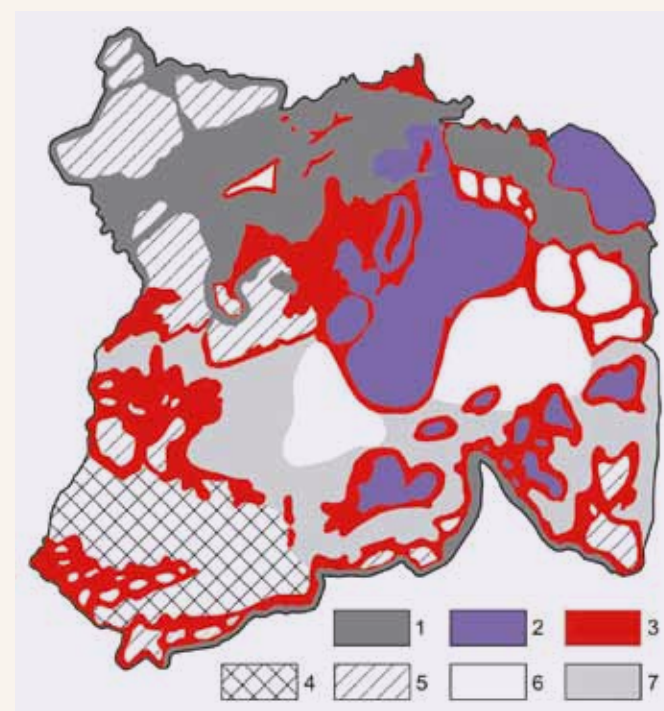


Рис. 2.41. Зарисовка штуфа галит-ангидритовой породы, слагающей «ангидритовое ядро» одной из зон замещения пласта КрII, рудник БКПРУ-2.: 1 – глинистый материал; 2 – голубовато-серый скрытокристаллический ангидрит; 3 – красный мелкозернистый галит; 4 – темно-серый, почти черный, шпатовый галит; 5 – белый тонкозернистый ангидрит; 6 – ледяно прозрачный шпатовый галит с реликтами светло-серого перистого галита; 7 – светло-серый перистый галит. Натуральная величина. Зарисовка Л.А. Суетиной



Рис. 2.42. Массивная текстура пород ангидритового ядра зоны замещения пласта КрII (белое – стяжения ангидрита, серое – реликты светло-серого перистого галита, темно-серое – ледянопрозрачный шпатовый галит). Восточная стенка меридиональной горной выработки рудник БКПРУ-2

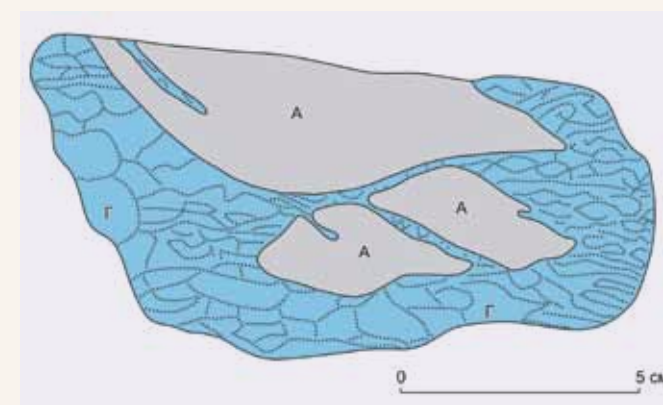


Рис. 2.43. Обломки метасоматического ангидрита (А), корродированные (?) и сцементированные поздним галитом (Г). Рисунок В.И. Поповой

зерна карналлита, границы которых на контакте с галитом и сальвином извилистые в результате частичного замещения его идиоморфными зернами сальвина и галита. Е.Э. Разумовская [248] приводит пример, когда зерна карналлита с краев, теряя хлористый магний, превращаются в сургучно-красный сальвин.

Пойкилитовые структуры весьма характерны для соляных пород месторождения. Все варианты пойкилитовых структур для трех соляных минералов Верхнекамского месторождения приведены на рис. 2.44. На нем видно, что в пойкилитовых структурах в качестве минерала-хозяина наиболее часто встречаются галит и сальвин.

Для зерен галита характерны включения сальвина. Этот галит чаще всего мелкозернистый, светло-розового или буровато-розового цвета. Иногда галит идиоморфен и окрашен в голубоватый цвет. Сальвиновые включения в галите ксеноморфные (округлой и неправильной формы) и обладают буровато-красным или буровато-розовым цветом. Округлая форма зерна включенного минерала указывает на то, что этот минерал замещался [330]. Пойкилитовая структура, где в качестве минерала-хозяина выступает галит, весьма характерна для сальвинитовой пачки. Включения карналлита в галите отмечаются в единичных случаях. В перистом галите включения сальвина и карналлита встречаются исключительно редко.

В пойкилитовых структурах, где минералом-хозяином является сальвин, наблюдаются все возможные варианты состава включений. В этом случае наиболее часто в качестве минерала-узника встречается галит. Однако частота включений галита зависит от цвета сальвина. В буровато-красном сальвине включения галита обнаружены в единичных случаях, в розовом – чаще, а в молочно-белой разновидности включе-

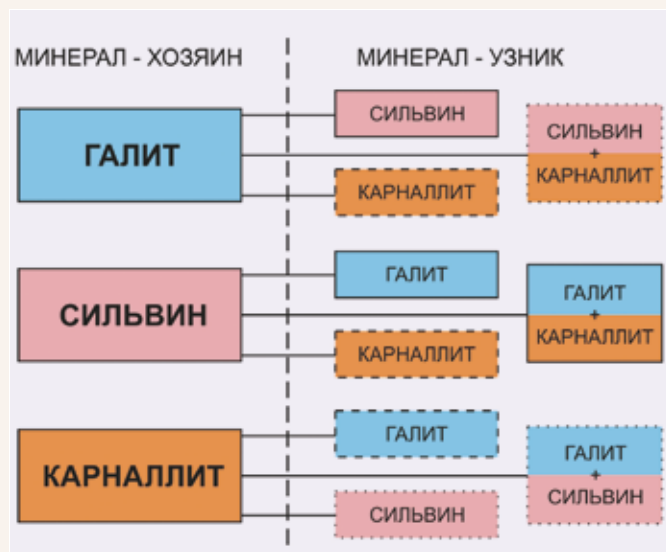


Рис. 2.44. Варианты пойкилитовых структур соляных пород ВКМС. Сплошной линией обведены часто встречаемые структуры, штриховой – редко встречаемые, пунктиром – очень редко встречаемые

ния галита – обычное явление. Отмечается, что многочисленные включения галита в молочно-белом сильвине являются одной из причин его окраски [106]. Пойкилитовая структура с минералом-хозяином сильвином характерна как для сильвинитовой, так и для карналлитовой пачки. В сильвинитовой пачке галит, включенный в зерна сильвина, часто обладает идиоморфизмом и окрашен в голубой цвет. В матово-белом сильвине редко встречаются микровключения карналлита в виде отдельных зерен и дендритовых сростков с единой оптической ориентировкой. М.Л. Вороновой отмечалось, что в некоторых зернах сильвина, входящих в состав пород пласта Е, заключены идиоморфные кристаллы галита и округлые зерна карналлита [106]. Структуры, где в качестве минерала-хозяина выступает карналлит, встречаются исключительно редко, а включения представлены только галитом.

Из приведенного материала следует, что варианты пойкилитовых структур, где минералом-хозяином являлся бы минерал первичной генерации (перистый темно-серый галит, буровато-красный сильвин красных и полосчатых сильвинитов, мясо-красный карналлит), – не характерны. Для вторичных минералов (красный или розовый галит и молочно-белый сильвин) включения весьма характерны. Причем в качестве включений могут быть как первичные (ксеноморфные зерна буровато-красного сильвина и карналлита), так и вторичные минералы (идиоморфные кристаллы галита – в молочно-белом сильвине).

Структуры замещения также характерны для обеих пачек калийной залежи. В сильвинитовой пачке полному замещению подвергается сильвин с образованием буровато-розового галита. В карналлитовой пачке замещается карналлит. Буровато-красный сильвин замещается мелкозернистым буро-розовым галитом, карналлит – молочно-белым или буровато-красным мелкозернистым сильвином и галитом. Нередко замещение идет с образованием псевдоморфоз. В пользу этого свидетельствует морфология зерен замещающего галита, которая весьма схожа с зернами сильвина в прослое красного сильвинита. Псевдоморфозы в карналлитовой пачке образуются за счет замещения зерен карналлита мелкими идиоморфными зернами сильвина, оконтуренными красящим веществом. При полном замещении калийных солей иногда остаются все нюансы структурных особенностей исходной породы. Сохранность настолько высока, что по ней без труда определяется исходная порода.

Следует отметить, что провести границы между рассмотренными структурами можно лишь условно, так как они отражают пространственные соотношения между первичными и вторичными минералами на различных стадиях непрерывного процесса метасоматического изменения исходной породы. Начальному этапу соответствует группа реакционных структур, среднему этапу – группа пойкилитовых и реликтовых структур, конечному этапу – структуры полного замещения с образованием метаморфоз. Таким образом, даже при нормальном (незамещенном) составе пласта породы имеют, хотя и редко, вторичные структуры. В зонах замещения эти структуры обычны.

Приведем в качестве примера изменение структуры пород зоны замещения пласта КрII (слой 7), вскрытой южным транспортным штреком 12-й восточной панели рудника БКПРУ-2, в направлении от контакта к ее ядру.

Шлиф 12 ВП/1, место отбора образца – крайняя часть зоны замещения. Порода представлена сильвин-галитовой основной массой, в которую заключены обильные (часто соприкасающиеся друг с другом) желваки микроигльчатого мелкозернистого ангидрита размером от 0,7 до 7–8 мм. Зерна обоих хлоридных минералов ксеноморфны, контакты их резко извилистые, порой мелкозазубренные. Большинство зерен сильвина окрашено струйчато, параллельно-струйчато или в виде хлопьев и пятен гидроокислами железа ржаво-красного цвета. Вокруг желваков ангидрита проявлены черные сажистые, порой мелкожелвачного строения каемки пирита, нередко расщепленные, растащенные соевым материалом, а также тонкодендритовидные его образования внутри сильвинового цемента. Кроме

того, пиритовые скопления отмечаются и внутри сильвиновых и галитовых зернах основной массы породы в виде неправильных, угловатых по очертаниям участков и цепочек.

Шлиф 12 ВП/2, место отбора образца – средняя часть интервала от внешнего контура зоны замещения до края ангидритового ядра. Порода представлена разнозернистой каменной солью, в которой шпатовые (гигантозернистые) участки прихотливо перемежаются с крупнозернистыми, сложенными то ксеноморфными, то удлиненными (ланцетовидными) субпараллельными зернами галита. С крупнозернистыми галитовыми участками связана примесь карбонатно-ангидритового материала, отчасти пиритизированного и слабо перекристаллизованного на контакте с галитовой массой. Распределение примеси неравномерное, прихотливое – в виде хлопьев, пятен, скоплений крайне неправильной формы. На участках шпатового галита имеются остатки перистой структуры. Пиритизация ангидритовых желваков проявляется в виде редких «рубашек». Большое количество черных сажистых скоплений пирита приурочено к контактам прозрачных галитовых зерен.

Шлиф 12 ВП/3, место отбора образца – крайняя часть ангидритового ядра. Порода представлена шпатовым прозрачным галитом с редкими, очень четкими трещинами спайности. Иногда встречаются реликты перистой структуры галита. Внутри галита отмечаются участки скопления кубических по форме газовой-жидких выделений («отрицательные» кристаллы). Аналогичные по форме, а также канальцевидные газовой-жидкие включения приурочены к контактам зерен галита. Почти во всех газовой-жидких включениях имеются бурые шарики (микрокапли нефти). В основную галитовую массу породы, неравномерно в ней распределяясь, заключены округлые желваки микро-мелкозернистого ангидрита размером от 0,5 до 4,0 мм. На периферии желваки слабо перекристаллизованы, с образованием бахромы тонкоигльчатых или мелкопризматических агрегатов ангидрита. Ряд желваков одет в черную сажистую «рубашку» пирита, неправильной формы скопления которого (в виде округлых образований, шнурков и т.п.) отмечаются и в галитовой массе вблизи желваков или вне связи с желваками. Последние в изобилии содержат мелкозернистые агрегаты ангидрита. Вдоль границ галитовых блоков отмечаются также пиритовые выделения в виде неотчетливых полупетельчатых скоплений.

Институтом минералогии УрО РАН (минералог В.И. Попова) по нашей просьбе было проведено исследование ряда образцов, отобранных из зоны замещения с ангидритовым ядром, вскрытой камерой № 102 2-й ЮВП горизонте

-220 м рудника СКРУ-2. Было исследовано 9 образцов размером 5–10 см с различным минеральным составом, в том числе: брекчии галита, где ранний полупрозрачный галит с включениями ангидрита и пирита сцементирован поздним прозрачным галитом; обломки ангидритовой породы, сцементированные поздним галитом (см. рис. 2.43); каменная соль с жилками и желваками галита.

Исследование образцов показало, что наиболее ранним минеральным агрегатом является слоистый сильвин-галитовый агрегат. В сильвине присутствуют гематит и гетит. В образцах с ангидритом, доломитом и пиритом сохранились признаки последовательного образования минералов. Распределение ангидрита пятнистое и «кружевное» по границам зерен галита и трещинкам в нем. Наблюдаются две разновидности ангидритовых агрегатов: плотные тонкозернистые скопления голубовато-серого и красного цвета (псевдоморфозы по зернам сильвина) и игльчато-таблитчатые «рыхлые» агрегаты в массе галита.

Геометрический отбор среди соприкасающихся индивидов ангидрита направлен в сторону трещины в галите или от периферии зерен галита внутрь. Отсюда следует, что ангидрит развивался по сильвин-галитовому агрегату метасоматически. Сильвин замещался быстрее, чем галит. Там, где в сильвине были гетит и гематит (они не замещались ангидритом), красный цвет сохраняется в виде пятна, соответствующего форме индивидов или агрегатов сильвина.

Доломит развит существенно меньше, чем ангидрит. Неоднократно наблюдалось нарастание кристаллов доломита на шестиках ангидрита, что говорит о более позднем развитии доломита. Часто видны идиоморфные кристаллы доломита по пересекающимся трещинам в галите.

Пирит развит в массе породы по трещинам, секущим ангидритовые агрегаты. Встречается также его нарастание в виде кристалликов или корочек на агрегате или кристалликах ангидрита и доломита.

После образования агрегатов ангидрита породы были деформированы. Сплошные ангидритовые агрегаты разорваны, местами будинированы. Между обломками часто встречаются параллельно-шестоватые агрегаты второго рода из галита и развальцованные солевые агрегаты. Таким образом, породы зон замещений с ангидритовым ядром имеют сложную историю минералообразования и деформаций. Последовательность минералообразования имеет следующий вид: галит + сильвин → ангидрит → доломит → пирит → галит + сильвин в трещинах разрыва (с регенерацией части ранних индивидов).

2.3 СТРОЕНИЕ И СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ КАЛИЙНОЙ ЗАЛЕЖИ

Любое месторождение полезного ископаемого представляет собой естественное сочетание геологических полей [267]. Под геологическим полем понимается пространство, каждой точке которого соответствует определенное значение какого-либо геологического свойства как функция координат [24]. Если это свойство – содержание каких-либо элементов или компонентов, входящих в состав породы, воды, газа, то такие поля называются геохимическими. Поля, отражающие мощность пласта и положение его в пространстве, называются морфоструктурными. Ниже кратко излагаются основные результаты исследований геологических полей ВКМС, которые более полно освещены в наших работах [149, 150, 157–159 и др.].

Строение геохимических полей изучалось путем составления карт изоконцентрат по сглаженным данным опробования керн солеразведочных скважин. Для выделения тренда от наложенных на него флуктуаций и случайных отклонений сглаживание эмпирических данных проведено методом статического окна размером 4 × 4 км. По вычисленным значениям строились карты изолиний с применением обычной методики интерполяции и экстраполяции. Таким образом были построены карты изоконцентрат KCl, CaSO₄ и H₂O. всех основных пластов калийной залежи. Вследствие редкой сети опробования северной части месторождения и слабой изменчивости содержания компонентов, карты были построены для площади месторождения, расположенной южнее Боровицкого прогиба.

Для оценки согласованности строения геологических полей использован метод, разработанный В.Ф. Мягковым [198]. Его суть заключается в том, что оценка связи функций геологических параметров номинально равна обычному коэффициенту корреляции между значениями этих параметров, снятых в сопряженных координатах горизонтальной плоскости.

При значении $r = +1$ имеет место полная согласованность строения полей, при $r = -1$ поля дискордантны, т.е. относятся друг к другу, как зеркальные отражения, а при $r = 0$ говорят о полном несоответствии строения полей. Естественно, что реальные величины r практически всегда принимают промежуточные значения. Совпадение основных закономерностей в изменении геохимических полей различных пластов рассматривается как сходство (или единство) процессов, определивших эти концентрации, а изменение степени соответствия по разрезу – как эволюция этих процессов во времени и пространстве [196].

Общим для всех геохимических полей сильвинитовой пачки является то, что в их структуре выделяется два главных направления (терминология по Г.К. Бондару [24]). Первое направление – северо-западное – является направлением максимальной изменчивости и ориентировано субперпендикулярно изолиниям геохимических полей (рис. 2.45). Второе главное направление характеризуется минимальной изменчивостью и ориентировано перпендикулярно первому, т.е. субпараллельно изоконцентрам.

Взаимоотношение геохимических полей с границами пластов указывает на то, что последние не являются границами первичной седиментации солей, т.е. имеют наложенный характер. Это подтверждается следующим: распространение пластов в направлении минимальной изменчивости резко обрывается контурами калийной залежи в районе Дуринской площади; распределение KCl в пластах сильвинитовой пачки не содержит в себе признаков регионального выклинивания сильвинитов в юго-восточном направлении.

Возрастание средних содержаний KCl в сильвинитах вверх по разрезу (KpII – 26,0%, KpI – 29,8% и A – 30,0%) и хорошее соответствие полей KCl ($r = +0,68 \pm 0,03$) и H₂O. ($r = +0,80 \pm 0,01$) различных пластов говорят об устойчивости гидрохимических условий садки солей как во времени, так и в пространстве.

Геохимические поля карналлитовой пачки, особенно ее нижних пластов, характеризуются весьма сложным строением. Для большинства геохимических полей выделение главных направлений изменчивости весьма затруднено. Максимальные содержания H₂O. также обнаружены вдоль юго-восточной границы залежи. Ориентировка изоконцентрат этого компонента в основном северо-восточная. Геохимические поля одного компонента имеют слабую степень соответствия, вплоть до полного отсутствия согласованности. Исключением являются поля H₂O. некоторых «соседних» пластов: Б и В ($r = +0,85$); В и Г ($r = +0,57$), Г и Д ($r = +0,54$).

Общим для обеих пачек калийной залежи является незавершенность строения геохимических полей, которая проявляется в отсутствии повышенных содержаний H₂O. на юго-востоке центральной части месторождения и секущем положении границ пластов относительно структур геохимических полей.

Оценка природных связей компонентов в пластах сильвинитовой пачки показала (табл. 2.5), что связь существует только между KCl и CaSO₄. Обратная зависимость между содержа-

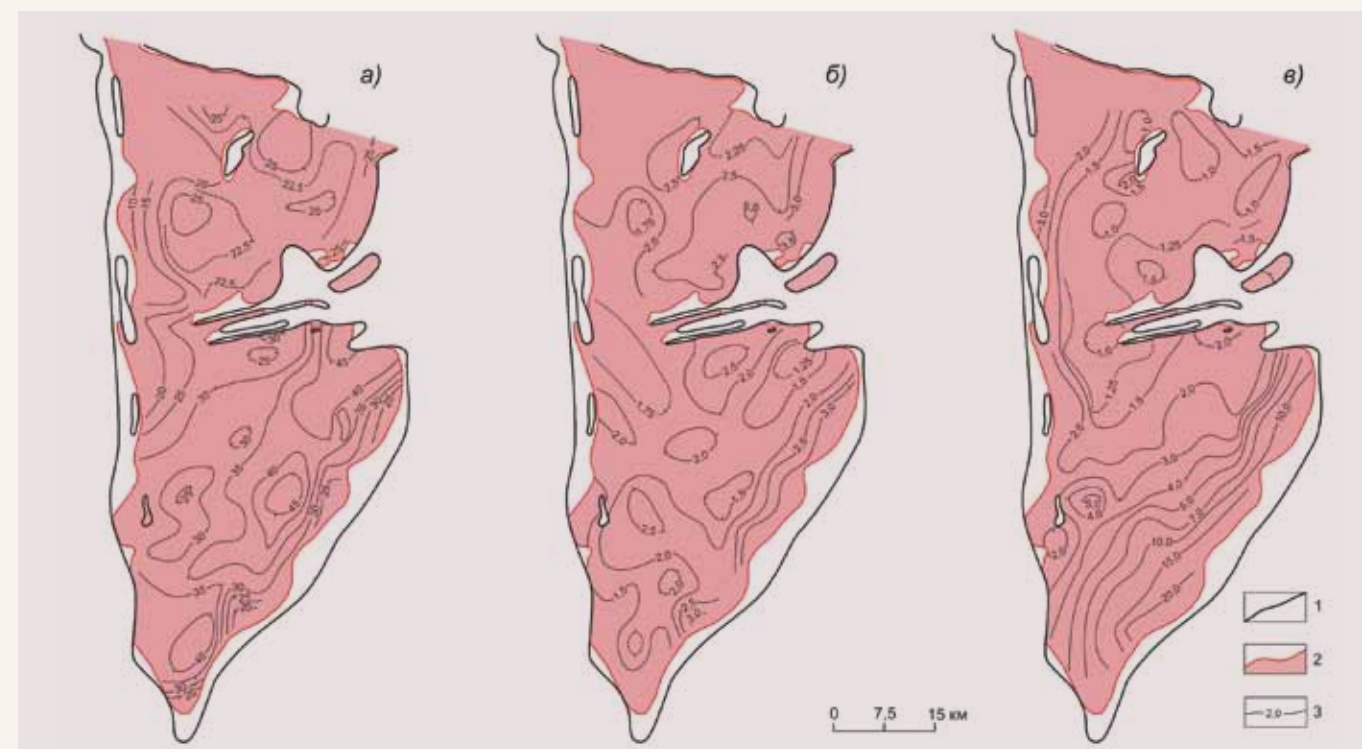


Рис. 2.45. Карты изоконцентрат KCl (а), CaSO₄ (б) и H₂O. (в) пласта KpII центральной и южной частей калийной залежи ВКМС: 1 – контур калийной залежи; 2 – площадь развития пласта; 3 – изоконцентраты (%)

ниями этих компонентов обусловлена генезисом солей. В процессе эволюции рапы солеразведочного бассейна связь KCl-CaSO₄ усиливается, что видно по возрастанию коэффициента корреляции от пласта KpII к пласту А.

Природные связи компонентов в пластах карналлитовой пачки в большинстве случаев характеризуются обратными зависимостями (табл. 2.6). Исключением из этого правила является пара CaSO₄-H₂O. Связь KCl-CaSO₄ в пластах карналлитовой пачки резко отличается от связей этих компонентов в сильвинитовой пачки.

Ассоциация компонентов (KCl-CaSO₄), характерная для всех калийсодержащих пород ме-

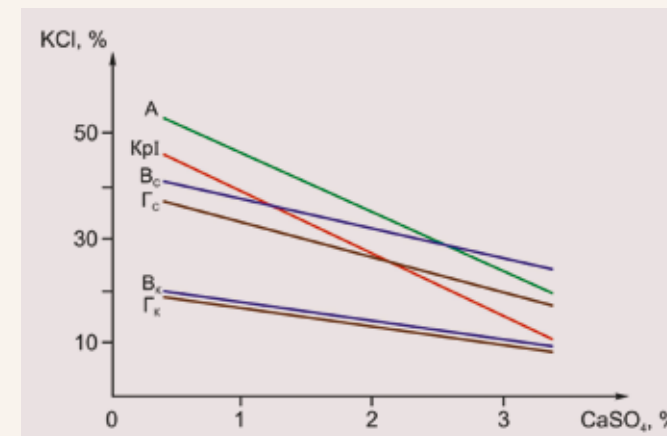


Рис. 2.46 Зависимости между содержаниями KCl и CaSO₄ на примере некоторых продуктивных пластов: калийной залежи (индексы: с – пласт представлен пестрым сильвинитом, к – карналлитовой породой)

Таблица 2.5
Корреляционные связи содержаний компонентов в основных пластах сильвинитовой пачки (количество пар)

Пласт	Корреляционные пары		
	KCl-CaSO ₄	KCl-H ₂ O.	CaSO ₄ -H ₂ O.
A	-0,61* (142)	+0,11 (142)	+0,08 (142)
KpI	-0,53 (170)	+0,15 (170)	+0,01 (170)
KpII	-0,54 (184)	+0,39 (184)	-0,03 (184)

* жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

сторождения, использована нами для выяснения генезиса пестрых сильвинитов. Уравнения зависимости содержаний KCl от содержаний CaSO₄ в сильвинитах и карналлитах разных пластов приведены в табл. 2.7.

На рис. 2.46 видно, что графики изменения содержаний KCl от содержания CaSO₄ в карналлитовых породах и пестрых сильвинитах параллельны друг к другу. Здесь же нанесены анало-

Таблица 2.6

Корреляционные связи содержаний компонентов в основных пластах карналлитовой пачки (n – количество пар)

Пласт	Корреляционные пары					
	MgCl ₂ -KCl	MgCl ₂ -CaSO ₄	MgCl ₂ - Н.О.	KCl - CaSO ₄	KCl - Н.О.	CaSO ₄ - Н.О.
Е	- 0,20* (182)	- 0,52 (117)	- 0,19 (115)	-0,08 (117)	- 0,23 (115)	+0,58 (115)
Д	-0,13 (173)	- 0,70 (113)	- 0,31 (113)	- 0,24 (113)	- 0,24 (113)	+0,42 (113)
Г	- 0,29 (175)	- 0,56 (115)	- 0,31 (115)	- 0,31 (115)	- 0,33 (115)	+0,62 (115)
В	- 0,64 (172)	- 0,65 (170)	- 0,26 (168)	+0,19 (170)	-0,10 (168)	+0,58 (168)
Б	- 0,68 (154)	- 0,54 (153)	-0,15 (152)	+0,12 (153)	-0,14 (152)	+0,34 (148)

* - жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

гичные прямые для сильвинитов пластов КрI и А. Эти прямые секут линии уравнений, построенных для пестрых сильвинитов карналлитовых пластов. Аналогичность связей между KCl и CaSO₄ в пестром сильвините и карналлитовых породах говорит о том, что первые образовались

путем инконгруэнтного растворения карналлита. Об этом же свидетельствуют унаследованные связи KCl-Br [199], CaSO₄-Н.О. и CaSO₄-NaCl [246].

Оценка соответствия строения геохимических и морфоструктурных полей сильвинитовой пачки приведена в табл. 2.8.

Из табл. 2.8 видно, что содержание компонентов в пластах в большинстве случаев не зависит ни от положения участка в структуре месторождения, ни от мощности пласта.

Для карналлитовой пачки наиболее тесная и постоянная связь существует между содержанием MgCl₂, отметкой кровли и мощностью пластов (табл. 2.9). Прямая связь между мощностью пластов и содержанием MgCl₂ обусловлена тем, что мощность пласта при карналлитовом составе в среднем в два раза выше, чем при сильвинитовом.

Отрицательная связь содержания MgCl₂ с отметкой кровли пласта подтверждает ранее выявленную закономерность приуроченности карналлитов к наиболее опущенным частям месторождения. Содержание KCl имеет реальную

Таблица 2.7

Уравнения зависимостей содержания KCl (y) от содержания CaSO₄ (x)

Пласт	Порода	Уравнение
В	Карналлитовая порода	y = 21,33-3,52x
Г	"-	y = 21,28-4,06x
В	Пестрый сильвинит	y = 43,32-5,75x
Г	"-	y = 35,67-5,36x
Б	"-	y = 44,00-4,55x
А	Полосчатый сильвинит	y = 57,47-11,19x
КрI	Красный сильвинит	y = 51,08-12,10x

Таблица 2.8

Соотношение геохимических и морфоструктурных полей основных пластов сильвинитовой пачки (количество пар)

Коррелируемые параметры пласта	КрII	КрI	А
Содержание KCl - А.О. кровли	-0,10 (184)	-0,06 (172)	- 0,18 (167)
Содержание KCl - мощность	+ 0,20* (184)	+ 0,20 (172)	+0,09 (167)
Содержание CaSO ₄ - А.О. кровли	+ 0,44 (184)	+ 0,34 (170)	+ 0,49 (142)
Содержание CaSO ₄ - мощность	-0,03 (184)	- 0,18 (170)	-0,07 (142)
Содержание Н.О. - А.О. кровли	+0,07 (184)	-0,01 (170)	+0,09 (142)
Содержание Н.О. - мощность	+0,02 (184)	+0,04 (170)	+0,07 (142)

* жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

связь только с мощностью пласта. Причина этой связи аналогична природе связи MgCl₂- мощность.

Таким образом, для природным связям компонентов и характеру взаимоотношений геохимических и морфоструктурных полей различных пачек калийной залежи, наряду с общими закономерностями, присущи существенные различия. Это свидетельствует о том, что история формирования геохимических полей различных пачек калийной залежи неодинакова.

Остановимся на двух особенностях корреляционных связей между содержаниями CaSO₄ и Н.О. Первая особенность заключается в том, что зависимость содержаний этих компонентов в пластах сильвинитовой пачки отсутствует (см. табл. 2.5), а в пластах карналлитовой пачки эта связь прямая и нередко тесная (см. табл. 2.6). Механизм появления этой связи состоит, вероятно, в следующем. На участках солеродного бассейна, где ощущалось влияние морских вод, сидилось больше CaSO₄ и NaCl, т.е. формировались бедные карналлитовые породы. Известно [298], что садка карналлита происходила очень быстро, и поэтому малейшее рассолонение рапы уменьшало мощность продуктивного пласта. Если принять, что терригенный материал заносился в бассейн эоловым путем, то в местах, где сидилось меньше карналлита и больше CaSO₄, происходило относительное увеличение содержания Н.О. (вследствие меньшей мощности пласта). Эоловая природа терригенного материала подтверждается тем, что в пространстве корреляции содержаний MgCl₂-CaSO₄-Н.О. содержание MgCl₂ не зависит от содержания Н.О. (рис. 2.47). В дальнейшем процесс сильвинитизации только усиливал связь CaSO₄-Н.О., т.к. соотношение их не менялось, а общий диапазон их содержаний в пласте увеличивался. Образование связей CaSO₄-Н.О. в сильвинитовых пластах по

рассмотренному механизму невозможно, поскольку скорости отложения галита и сильвина были примерно одинаковы.

Второе свойство связей CaSO₄-Н.О. проявляется в том, что в пластах сильвинитовой пачки, по данным опробования по латерали, эта связь существует, а по результатам опробования керн одной скважины, пересекающей всю сильвинитовую пачку, она довольно тесная. Далее, в ПдКС, она становится еще сильнее. Так, например, коэффициент корреляции между содержаниями CaSO₄ и Н.О. по разрезу скв. 99 составляет: в интервале сильвинитовой пачки ± 0,56, а в интервале каменной соли ± 0,75. Это, очевидно, объясняется тем, что при расположении точек опробования по площади в них устанавливаются содержания, обусловленные различными факторами: терригенный материал приносился ветром, а CaSO₄ – морскими водами. Связь между этими компонентами (по данным опробования одной скважины) является результатом действия одного фактора – изменения скорости накопления солей. В этом случае содержания CaSO₄ и Н.О. изменяются согласованно.

Изучение геологических полей месторождения проводилось не только на региональном уровне, но и на локальном. Выявление этой зональности осуществлялось в целях проверки следствий первичноседиментационной и раннедиагенетической гипотез образования зон замещения. Сущность этой проверки состоит в том, что если зоны замещения образовались в открытую фазу солеродного бассейна, то в продуктивных пластах должна появиться зональность состава пород, отражающая постепенность изменения состава рапы. Во всяком случае участки продуктивного пласта, примыкающие к зоне замещения, должны как-то отличаться от подобных участков, но уже расположенных вдали от нее.

Таблица 2.9

Соотношение геохимических и морфоструктурных полей основных пластов карналлитовой пачки(n – количество пар)

Коррелируемые параметры пласта	Б	В	Г	Д	Е
Содержание MgCl ₂ -А.О. кровли	- 0,27* (154)	- 0,32 (172)	- 0,34 (143)	- 0,36 (140)	- 0,39 (152)
Содержание MgCl ₂ - мощность	+0,41 (154)	+0,49 (172)	+0,43 (175)	+0,42 (173)	+0,44 (182)
Содержание KCl - А.О. кровли	+0,19 (154)	+0,09 (173)	+0,09 (143)	-0,09 (140)	+0,07(152)
Содержание KCl - мощность	- 0,31 (154)	- 0,37 (173)	- 0,24 (175)	-0,11 (173)	- 0,32 (182)
Содержание CaSO ₄ - А.О. кровли	+0,37 (153)	+0,32 (170)	+0,31 (115)	+0,39 (113)	+0,17 (117)
Содержание CaSO ₄ - мощность	- 0,22 (153)	- 0,37 (170)	- 0,32 (115)	- 0,20 (113)	-0,14 (117)
Содержание Н.О. - А.О. кровли	-0,04 (152)	+0,04 (168)	+0,02 (115)	+0,07 (113)	-0,09 (115)
Содержание Н.О. - мощность	- 0,25 (152)	- 0,32 (168)	- 0,21 (115)	- 0,18 (113)	-0,05 (115)

* жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

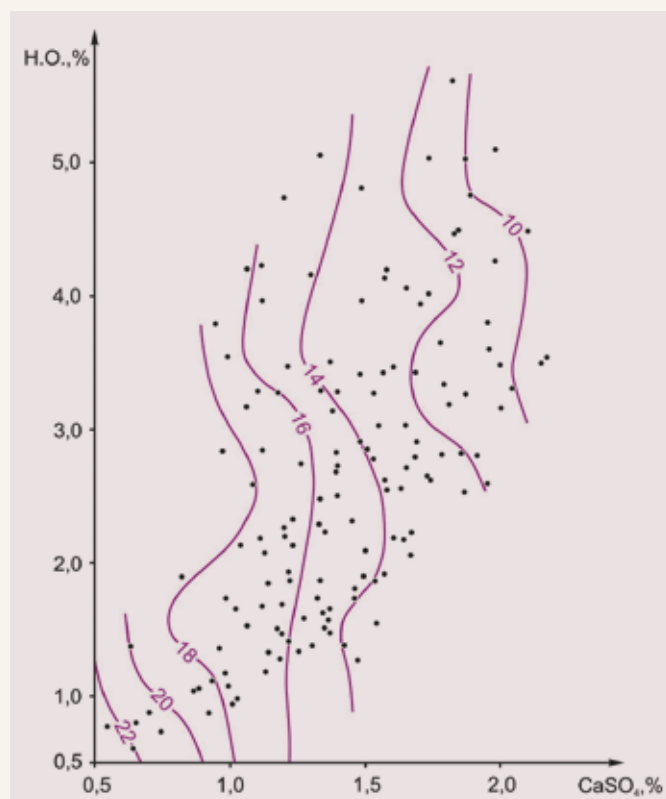


Рис. 2.47. Поле корреляции содержаний Н.О., CaSO₄ и MgCl₂ (изолинии, %) в карналлитовых породах пласта Е

Для выявления этих отличий был выбран участок вблизи крупной зоны замещения в пределах западного крыла шахтного поля БКПРУ-2 (5–9-я западные панели). Вокруг этого тела было выделено две зоны. Одна из них (внутренняя) непосредственно примыкает к галитовому телу, другая (внешняя) кольцом охватывает первую зону (рис. 2.48). Кольцеобразная форма выделенных зон не случайна: это сделано для того, чтобы исключить влияние регионального тренда в изменении параметров.

Согласно данным эксплуатационной разведки (бороздовое опробование), для каждого из пластов КрII, А, Б и слоя А' были сформированы семь пар выборок по параметрам: мощность пласта, содержания в нем KCl, NaCl, MgCl₂, CaSO₄, Н.О и Br. Объем выборок для внутренней зоны составил: по пластам А, Б и слою А' – 31 значение, по пласту КрII – 33 значения. Для внешней зоны по пластам А, Б и слою А' – 51 значение, по пласту КрII – 41 значение. Рассчитанные статистики представлены в табл. 2.10.

Простое сравнение этих данных говорит о чрезвычайной близости средних значений параметров выделенных зон. В некоторых случаях отмечается даже их абсолютное равенство. Наблюдаемые различия в подавляющем большинстве являются случайными, что подтверждается

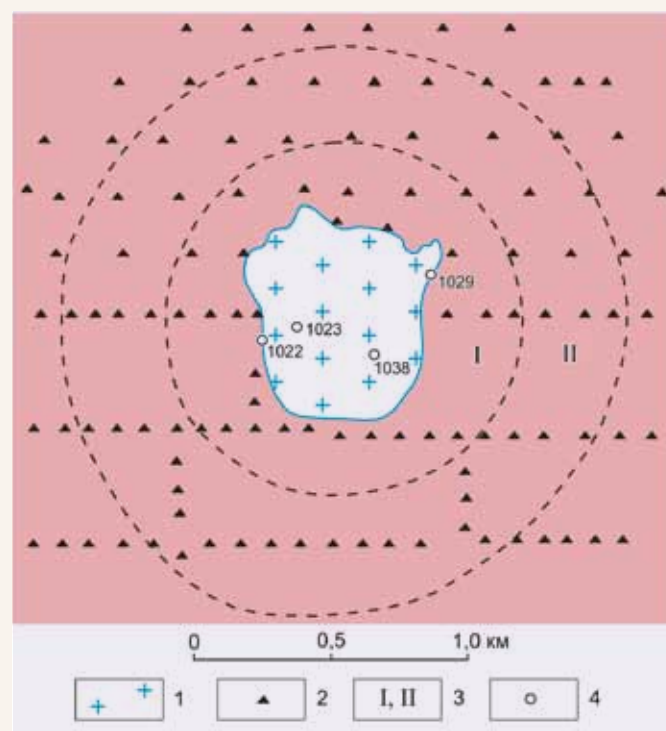


Рис. 2.48. Схема расположения проб в районе крупной зоны замещения на руднике БКПРУ-2. 1 – каменная соль замещения; 2 – пункты опробования; 3 – внутренняя (I) и внешняя (II) зоны сравнения параметров пластов и слоев; 4 – скважины, пройденные с поверхности

сравнением средних значений параметров с помощью критерия Стьюдента при вероятности 0,95 ($t_{\text{табл}} = 1,960$). Из табл. 2.11 следует, что $t_{\text{расч}}$ больше $t_{\text{табл}}$ только для трех параметров пласта КрII: содержания KCl и NaCl, а также Br. Важно отметить, что в пласте А, который представлен самыми богатыми сильвинитами, зональности не обнаружено, хотя с позиций проверяемой гипотезы именно здесь она должна была проявиться наиболее четко.

Попытаемся выяснить, за счет каких слоев обусловлена разница средних значений всего пласта КрII. С этой целью для каждого слоя были проделаны те же процедуры, что и для пласта в целом. Объем выборок составил: для внешней зоны – 45 значений, для внутренней зоны – 33 значения. Результаты расчетов приведены в табл. 2.12.

Применение критерия Стьюдента показало (табл. 2.13), что для большинства пар разница между средними значениями незначима, т.е. случайна. Как и для всего пласта, статистически существенное различие характерно для тех же компонентов. Единичный случай существенной разницы между средними содержаниями CaSO₄ слоя 2 не характерен и поэтому исключается из дальнейшего рассмотрения. Другая закономерность проявляется в том, что статистически существенные различия обнаружены в основном

Средние (\bar{X}) и стандарты (σ) содержаний компонентов в продуктивных горизонтах в пределах внешней (числитель) и внутренней (знаменатель) зон вокруг каменной соли замещения, %

Пласт, слой	Статистика	Мощность, м	KCl	NaCl	MgCl ₂	CaSO ₄	Н.О.	Br
Б	\bar{X}	<u>1,02</u> 1,06	<u>32,6</u> 33,0	<u>55,2</u> 55,2	<u>0,39</u> 0,37	<u>1,62</u> 1,49	<u>9,63</u> 9,83	<u>0,048</u> 0,048
	σ	<u>0,12</u> 0,14	<u>3,42</u> 2,87	<u>2,36</u> 1,68	<u>0,16</u> 0,10	<u>0,37</u> 0,36	<u>2,00</u> 1,96	<u>0,0045</u> 0,0087
А	\bar{X}	<u>1,30</u> 1,25	<u>45,5</u> 44,4	<u>48,6</u> 44,4	<u>0,19</u> 0,23	<u>1,53</u> 1,56	<u>3,09</u> 3,73	<u>0,081</u> 0,080
	σ	<u>0,20</u> 0,16	<u>2,81</u> 4,77	<u>2,27</u> 3,78	<u>0,06</u> 0,13	<u>0,18</u> 0,27	<u>0,50</u> 2,09	<u>0,014</u> 0,012
А'	\bar{X}	<u>0,19</u> 0,20	<u>44,3</u> 44,0	<u>48,9</u> 44,3	<u>0,17</u> 0,18	<u>2,05</u> 2,05	<u>3,06</u> 2,92	<u>0,047</u> 0,046
	σ	<u>0,02</u> 0,03	<u>6,69</u> 6,20	<u>6,03</u> 5,08	<u>0,08</u> 0,07	<u>0,26</u> 0,24	<u>1,30</u> 1,05	<u>0,0054</u> 0,0046
КрII	\bar{X}	<u>4,67</u> 4,63	<u>35,5</u> 33,6	<u>58,4</u> 60,4	<u>0,15</u> 0,15	<u>1,80</u> 1,83	<u>3,99</u> 4,15	<u>0,078</u> 0,071
	σ	<u>0,32</u> 0,34	<u>2,88</u> 3,00	<u>3,05</u> 2,97	<u>0,04</u> 0,04	<u>0,19</u> 0,16	<u>0,70</u> 0,64	<u>0,007</u> 0,009

Таблица 2.11

Значения $t_{\text{расч}}$ (по данным табл. 2.10)

Пласт, слой	Мощность, м	Компонент					
		KCl	NaCl	MgCl ₂	CaSO ₄	Н.О.	Br
Б	1,323	0,568	0	0,696	1,517	0,442	0
А	1,246	1,167	1,067	1,612	0,549	1,676	0,343
А'	1,647	0,206	0,322	0,594	0,000	0,543	0,893
КрII	0,516	2,757	2,845	0	0,737	1,025	3,664

в четных слоях. Но и здесь имеется исключение (содержание Br в слое 5), которое мы тоже оставляем без рассмотрения.

Таким образом, некоторые элементы зональности в составе сильвинитов, развитых в районе крупной зоны замещения, обнаружены только в самых бедных слоях пласта КрII. Слабая зональность проявляется только в содержаниях хлористого калия и хлористого натрия, а также брома. По остальным параметрам поле сильвинитов однородно. Эти закономерности не могут быть объяснены с позиций первичноседиментационной и раннедиагенетической гипотез происхождения каменной соли зон замещения. Зональность в составе самых бедных сильвинитов логичнее объ-

яснить проявлением избирательного метасоматоза. Это проявление обусловлено тем, что в ходе формирования зоны замещения часть растворов, не до конца утративших химическую агрессивность по отношению к сильвину, двигалась в латеральном направлении по продуктивным пластам. Причем слабоагрессивные растворы проникали в первую очередь по тем пластам, которые содержали наибольшее количество Н.О. Больше содержание Н.О. (т.е. глины) обуславливало и большую латеральную проницаемость соляных пород (см. главу III).

В пласте КрII наиболее проницаемыми были четные (бедные по хлористому калию) слои, где средние содержания Н.О. составляют

Средние (\bar{X}) и стандартные (s) значения параметров слоев пласта КрII (в числителе – для внешней зоны, в знаменателе – для внутренней зоны)

Таблица 2.12

Слой	Статистика	Мощность, м	Содержания, %					
			KCl	NaCl	MgCl ₂	CaSO ₄	H.O.	Br
1	\bar{X}	1,22 1,18	42,8 43,0	48,9 48,9	0,22 0,23	1,58 1,60	6,09 6,72	0,080 0,080
	σ	0,17 0,19	6,05 4,57	6,46 4,43	0,08 0,09	0,23 0,24	1,82 1,90	0,0122 0,0092
2	\bar{X}	0,24 0,24	12,5 11,4	75,9 78,2	0,24 0,22	2,37 2,19	8,42 7,72	0,066 0,058
	σ	0,04 0,04	3,90 3,18	4,49 4,27	0,07 0,06	0,38 0,31	1,59 1,54	0,012 0,011
3	\bar{X}	0,78 0,78	39,6 38,8	54,8 50,4	0,14 0,13	1,85 1,98	2,45 2,44	0,084 0,088
	σ	0,14 0,16	8,12 6,98	7,20 7,27	0,05 0,05	0,33 0,41	0,78 0,47	0,011 0,011
4	\bar{X}	0,34 0,33	20,3 15,8	71,2 75,9	0,19 0,20	2,50 2,39	5,82 6,18	0,066 0,057
	σ	0,04 0,04	6,91 6,26	6,24 6,50	0,07 0,07	0,40 0,34	1,39 1,77	0,015 0,012
5	\bar{X}	0,81 0,86	37,5 37,3	56,4 58,0	0,11 0,10	1,38 1,37	2,81 2,61	0,082 0,057
	σ	0,11 0,13	4,60 4,41	5,38 4,06	0,04 0,03	0,26 0,14	0,69 0,32	0,0079 0,0093
6	\bar{X}	0,23 0,23	17,4 15,2	74,9 75,9	0,14 0,14	2,33 2,43	5,26 5,38	0,062 0,055
	σ	0,04 0,03	4,13 5,09	4,21 4,36	0,06 0,06	0,61 0,54	1,50 1,17	0,011 0,012
7	\bar{X}	1,05 0,98	35,5 34,7	60,9 61,6	0,10 0,10	1,90 1,93	2,06 1,94	0,074 0,070
	σ	0,17 0,22	6,17 4,50	5,69 4,71	0,03 0,03	0,28 0,28	0,39 0,40	0,0097 0,0095

Значения $t_{расч}$ (по данным табл. 2.12)

Таблица 2.13

Слой	Мощность, м	KCl	NaCl	MgCl ₂	CaSO ₄	H.O.	Br
1	0,902	0,243	0,000	0,498	0,363	1,445	0,000
2	0,000	1,350	2,260	1,333	2,266	1,922	3,002
3	0,000	0,459	0,947	0,857	1,468	0,070	1,558
4	1,071	2,951	3,149	0,612	1,289	0,949	2,898
5	1,752	0,191	1,476	1,244	0,216	1,697	2,935
6	0,000	1,996	0,996	0,000	0,752	0,391	2,585
7	1,491	0,653	0,584	0,000	0,459	1,298	1,788

5,26—8,42% против 1,94—2,81% в нечетных (богатых по хлористому калию) слоях. В последнем случае не учтено среднее содержание H.O. в слое 1 (6,72%), поскольку при опробовании этого слоя в одну пробу включают и нижний прослой соленосной глины междупластья КрI-КрII.

При движении агрессивных растворов сильвин замещался галитом. Увеличение содержания

NaCl улавливается во всех четных слоях, но особенно в слоях 2 и 4. Содержания CaSO₄ и H.O. при этом существенно не меняются, т.к. при замещении сильвина галитом они являются инертными компонентами. Зональность распределения Br подтверждает идею избирательного замещения продуктивных горизонтов, т.к. он связан в основном с сильвином [199].

2.4. СИСТЕМЫ СУБШИРОТНЫХ СТРУКТУР МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В разд. 1.3.2 отмечалось, что по кровле соляной толщи ВКМС выделяется две системы субширотных структур (Дуринская и Боровицкая), которые долгое время назывались прогибами. Оба «прогиба» представляют собой довольно сложные сооружения и по мере уточнения геологического строения, изменялось мнение об их генезисе.

Система структур Дуринской площади

Дуринский «прогиб» был выявлен в 1957 г. бурением солеразведочной скв. 209а, а также сейсморазведочными работами и изначально представлялся геологам как грубоизометричная в плане глубокая депрессия кровли солей. Обобщение и анализ результатов последующего разбуривания Дуринской площади и особенно проходки поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин на нефть в последние 10—15 лет, буквально перевернули наши знания о геологии этой части месторождения.

Вследствие различной плотности сети скважин наиболее изученными оказались западная и центральная части Дуринской площади. Границы этой площади всегда оставались неопределенными. Одни исследователи принимали за нее контур развития калийной залежи, другие – пространство между участками детальной разведки и т.д. Применение статистических методов потребовало более четкого ее выделения. На основе предварительного анализа карты изолиний абсолютных отметок соляного зеркала была выделена собственно Дуринская площадь, контур которой показан на рис. 2.49.

Изученная часть Дуринской площади составляет ≈130 км². В ее пределах пройдено около 230 скважин различного назначения (солеразведочные и нефтяные). Большинство нефтяных скважин сгруппировано в кусты, поэтому из-за мелкого масштаба рисунков они не могут быть показаны отдельно. В связи с этим многие нефтяные скважины, приведенные на рисунках, обозначают кусты скважин с номерами, соответствующими номерам центральных («кустовых») скважин.

Морфология кровли солей. На Дуринской площади по кровле солей отчетливо выделя-

ются две отрицательные структуры субширотной ориентировки (см. рис. 2.49). Южная структура была названа Б.И. Сапегиным и В.Н. Яниным Дуринским прогибом [257], что не совсем удобно, поскольку это же название часто употреблялось и продолжает употребляться для обозначения всей Дуринской площади как части ВКМС. В связи с этим нами было предложено назвать эту отрицательную структуру Гулинским прогибом (по руч. Гулина) [155].

Гулинский прогиб прослеживается с запада (от скв. 667) на восток более чем на 25 км, уходя за рамку исследованной площади. По Б.М. Голубеву [55], общая протяженность этой структуры составляет 42 км.

Тальвег Гулинского прогиба вскрыт скважинами (с запада на восток) 656, 209, 209а, 301, 175, 450. На меридиане скважин 517 и 264 самая глубокая точка прогиба не определена. Поэтому тальвег проводится посередине между этими скважинами с отметкой кровли солей примерно –300 м. Внутри этого прогиба скважиной 521 отмечена минимальная отметка соляного зеркала на Дуринской площади (–474,8 м). Наивысшая замкнутая линия Гулинского прогиба имеет отметку –200 м. Следовательно, его глубина составляет 275 м. Ширина прогиба по этой изолинии колеблется от 1,5 до 2,0 км.

В поперечном разрезе прогиб асимметричен: его южный борт круче северного (см. рис. 1.54). Средний угол наклона южного борта по соляному зеркалу западнее скв. 665 – 20°, максимальный – 31° (район скв. 426 и 656). Средний наклон северного борта – около 15°, но в пределах западного окончания прогиба он снижается до 10°. В центральной части Гулинского прогиба обнаружена узкая зона полного отсутствия солей (см. рис. 2.49), где надсолевые отложения залегают непосредственно на кровле ГАТ [55].

Ереминский вал, венчающий южный борт Гулинского прогиба, вскрыт скважинами (с запада на восток): 657 (–41,2 м – самая высокая отметка), 658, 662, 1046, 542, 664, 1048 и 666. Вал прослеживается только в пределах западного участка Дуринской площади.

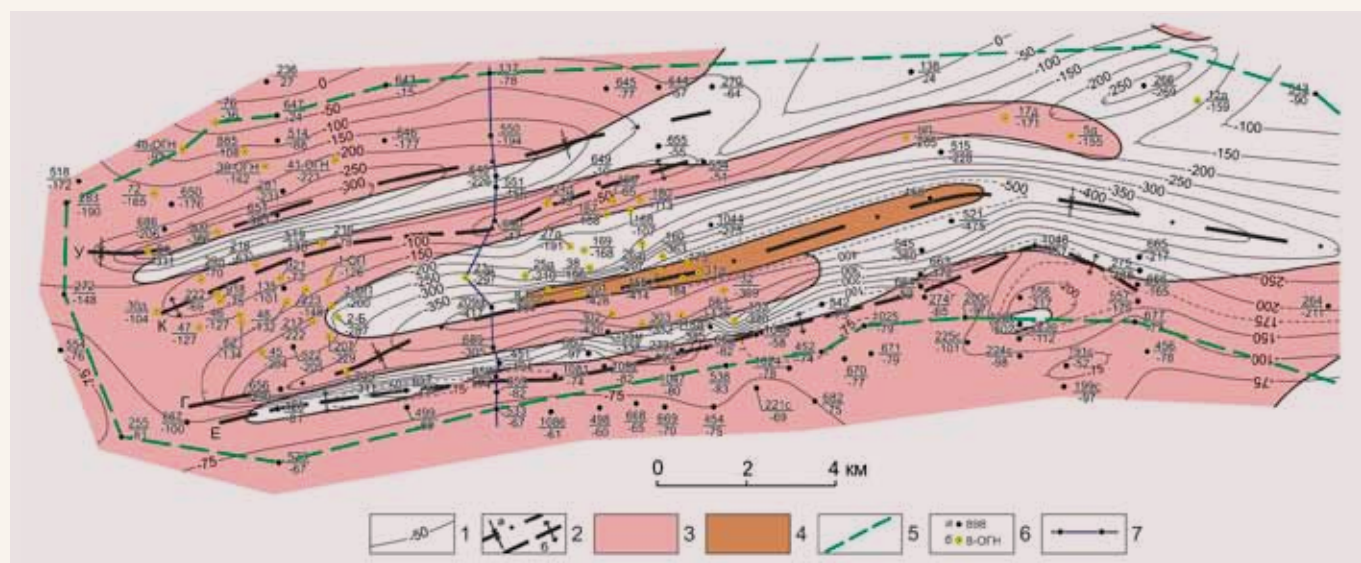


Рис. 2.49. Карта изогипс соляного зеркала в пределах Дуринской площади: 1 – изогипсы (в метрах); 2 – оси субширотных структур: а – прогибов, б – валов (У – Усовский прогиб, К – Косиковский вал, Г – Гулинский прогиб, Е – Ереминский вал); 3 – площадь развития калийной залежи; 4 – зона отсутствия солей; 5 – контур Дуринской площади; 6 – солеразведочные (а) и нефтяные (б) скважины; 7 – линия геологического разреза

Усовский прогиб – северная отрицательная структура – почти параллелен Гулинскому прогибу. По изолинии –100 м эта структура прослеживается на 8,5 км и в створе скв. 272–283 открывается в Камский прогиб. Тальвег Усовского прогиба идет вдоль линии скважин (с запада на восток): 81, 900, 651 (самая низкая точка прогиба – минус 380,7 м), 648 и далее между скв. 644 и 655. Вследствие редкой сети скважин восточное окончание Усовского прогиба не оконтурено. Наивысшая замкнутая изолиния, оконтуривающая этот прогиб, – минус 200 м. Ширина прогиба по ней составляет около 1 км, а глубина – около 180 м. Усовский прогиб, так же как и Гулинский, асимметричен (см. рис. 1.54). Средний угол наклона его южного борта – 25°, северного – 10°.

Косиковский вал, расположенный между Усовским и Гулинским прогибами, представляет собой узкую положительную структуру протяженностью 11 км: от скв. 30д (на западе) до скв. 534 (на востоке). Максимальная отметка кровли солей в его пределах составляет – 10 м (скв. 649). Косиковский вал несколько выше, чем Ереминский: средняя отметка первого – минус 52 м, второго – минус 64 м.

Строение соленосной толщи. Соленосная толща вблизи зоны отсутствия солей представлена сильно глинистой каменной солью или глиной с пластами и пропластками каменной соли. Эта пачка не выдержанна ни по мощности, ни по строению. Установить, к какой части разреза соленосной толщи относятся эти породы, пока не представляется возможным.

Переходная пачка (ПП), имея среднюю мощность 44 м, довольно широко развита в пределах Дуринской площади (рис. 2.50). Она отсутствует на двух крупных участках, каждый из которых имеет форму относительно узкой полосы. Западная часть одной из них приурочена к северному склону Косиковского вала. В восточном направлении эта полоса отсутствия ПП сначала расширяется в районе Пашковского поднятия, а затем, вновь сужаясь, уходит в восток-юго-восточном направлении за пределы изученной площади. Другая полоса отсутствия ПП располагается на северном склоне Ереминского вала. При ширине 0,5–1,7 км она прослеживается в субширотном направлении на 17 км – от скв. 667 (на западе) до района скважин 275 и 666 (на востоке). Важно подчеркнуть, что эта пачка развита даже во внутренних частях прогибов. В табл. 2.14 в качестве примеров приведены сведения о ПП по некоторым скважинам, расположенным в притальвеговой части Гулинского прогиба.

Строение ПП в подавляющем большинстве обычное, т.е. она представлена чередованием пластов мергелей и каменной соли. В качестве примера приведем ее разрез, вскрытый скважиной 209а (табл. 2.15).

Различие строения ПП проявляется в количестве ритмопачек (1–8, редко более). Однако в пределах Дуринской площади имеются участки, в которых строение и состав ПП существенно отличаются от обычных (табл. 2.16).

Первое, что обращает на себя внимание в разрезе скв. 281, это огромная мощность ПП (211,8 м), которая примерно в два раза больше,

чем средняя по месторождению мощность всей СМТ. Вторая особенность разреза – присутствие пластов известняка. Отметим, что выше (в низах ТКТ) встречена пачка точно такого же светло- и темно-серого плотного, слоистого, битуминозного известняка. В середине этой пачки отмечена сильная брекчированность. Важно также и то, что известняк, залегающий в ПП, перекрывается пластом глинистого мергеля, вблизи подошвы которого «отмечено тектоническое нарушение, характеризующее по керну перематостью и разрывом прослоев гипса, а также наличием зеркал скольжения» (из описания керна скважины). И третье – здесь (в ПП) пласт каменной соли мощностью 6,2 м (табл. 2.17, п. 18) подстилается и перекрывается пластами известняка. Такое соседство противоречит основному канону формирования галогенных формаций – последова-

Таблица 2.14

Отметка кровли и мощность ПП в притальвеговой части Гулинского прогиба

№ скважины	Абс. отметка кровли, м	Мощность, м
25д	–210,0	~ 150
38	–195,3	54
209	–310,8	105
206	–294,7	33
208	–303,0	116
209а	–416,9	69
515	–228,2	94
656	–305,1	88

Таблица 2.15

Состав ПП, вскрытой скважиной 209а

Порода	Интервал глубин, м	Мощность, м
Каменная соль	562,7–565,8	3,10
Мергель	565,8–567,8	2,00
Каменная соль	567,8–583,1	15,30
Мергель	583,1–613,8	30,70
Ангидрит	613,8–615,2	1,40
Каменная соль	615,2–619,9	4,70
Мергель	619,9–622,75	2,85
Каменная соль	622,75–626,3	3,55
Мергель	626,3–630,5	4,20

Таблица 2.16

Характеристика ПП в аномальных разрезах

Параметры	281	266	272	276*
Глубина залегания кровли, м	385,0	441,2	266,8	365,2
Абсолют. отметка кровли, м	–229,0	–269,5	–147,9	–251,8
Мощность пачки, м	211,8	78,0	60,7	102,8
Количество пластов	36	31	22	24
Средняя мощность пласта, м	5,9	2,5	1,0	4,3
Соленасыщенность, %	56	46	36	39
Состав: - каменная соль	***	+	+	+
- мергель	+	+	+	+
- ангидрит	+	+		+
- глина			+	
- гипс	+			
- сильвинит		+	+	
- доломит		+		
- известняк	+			

* скв. 276 приведена в качестве фона (вне Дуринской площади).

** знаком «+» обозначено наличие породы в разрезе ПП.

тельности осаждения хемогенных отложений, которая имеет следующий вид: известняк → доломит → гипс (ангидрит) → каменная соль. Отмеченные особенности разреза ПП, вскрытого скв. 281, говорят в пользу повторения разреза в результате локального разрывного нарушения типа надвига.

Разрез ПП, вскрытый скважинами 266 и 272 (см. табл. 2.16), отличается от обычного присутствием пластов глины, доломита и сильвинита. Характеристика пластов сильвинита будет дана позднее, а сейчас важно отметить, что все три скважины расположены на одной линии, проходящей вдоль Усовского прогиба.

Покровная каменная соль (ПКС) распространена практически на той же площади, что и ПП (см. рис. 2.50). Исключением являются южные борта прогибов, где она иногда выпадает из разреза при сохранении ПП (например, скв. 651). Мощность ПКС довольно выдержанна и составляет в среднем 19 м, однако по мере приближения к границе распространения она резко сокращается до нуля. Максимальная мощность этой пачки обнаружена в разрезе скв. 138, где она достигает 37 м. Важно отметить, что ПКС распространена вблизи осевых частей Усовского и Гулинского прогибов. Так, например, в скв. 81 ее мощность составляет 12,6 м, в скв. 209а – 24,0 м, в скв. 302 – 4,8 м.

Разрез ПП, вскрытый солеразведочной скважиной 281

№ п/п	Глубина кровли пласта, м	Состав	Мощность, м	№ п/п	Глубина кровли пласта, м	Состав	Мощность, м
1	385,00	Каменная соль	0,70	20	460,00	Каменная соль	7,00
2	385,70	Мергель	0,60	21	467,00	Мергель	1,40
3	386,30	Каменная соль	1,40	22	468,40	Каменная соль	1,20
4	387,70	Мергель	1,00	23	469,60	Мергель	1,00
5	388,70	Каменная соль	0,70	24	470,60	Каменная соль	1,00
6	389,40	Мергель	2,10	25	471,60	Мергель	16,90
7	391,50	Каменная соль	1,90	26	488,50	Каменная соль	14,70
8	393,40	Мергель	1,30	27	503,20	Мергель	3,80
9	394,70	Каменная соль	1,20	28	507,00	Каменная соль	13,00
10	395,90	Гипс	0,80	29	520,00	Мергель	1,60
11	396,70	Мергель	1,10	30	521,60	Каменная соль	8,00
12	397,80	Каменная соль	10,70	31	529,60	Ангидрит	1,40
13	408,50	Ангидрит	2,50	32	531,00	Каменная соль	29,00
14	411,00	Мергель	11,00	33	560,00	Ангидрит глин.	5,70
15	422,00	Известняк	17,60	34	565,70	Мергель	2,70
16	439,60	Ангидрит	2,80	35	568,40	Каменная соль	21,60
17	442,40	Известняк	8,00	36	590,00	Ангидрит глин-й	6,80
18	450,40	Каменная соль	6,20	37	596,80	Каменная соль	27,20
19	456,60	Известняк	3,40	38	624,00	кровля ГАТ	

Калийная залежь в пределах Дуринской площади, вопреки сложившемуся мнению, имеет широкое распространение (см. рис. 2.49 и 2.50). Мощность ее колеблется от нуля до 108 м (скв. 40-ОГН), составляя в среднем 58 м. Максимальная мощность карналлитовой пачки составляет 84 м (скв. 40-ОГН), а сильвинитовой – 40,3 м (скв. 650). Обе точки расположены на северном борту Усовского прогиба. Естественно, что продуктивные породы калийной залежи не выходят на соляное зеркало, и на литологической схеме (см. рис. 2.50) показаны выходы ее стратиграфических аналогов.

Калийная залежь отсутствует на трех участках, имеющих форму лент с тем же простиранием, что и у основных структур площади. Одна из них в плане совпадает с северным склоном Косиковского вала, сливаясь на востоке с площадью отсутствия калийных солей Пашковского поднятия. Большая часть другой полосы приурочена к центральной части Гулинского прогиба, несколько смещаясь к северу относительно его оси. На востоке контуры развития калийных солей из-за редкой сети скважин весьма неопределенны. Третья полоса отсутствия калийных солей расположена вблизи осевой части Ереминского вала, несколько смещаясь вниз по его северному склону.

Обращает на себя внимание наличие узкой ленты калийных солей, расположенной на южном

Таблица 2.17

борту Гулинского прогиба (от скв. 656 на западе до скв. 665 на востоке). Приведем краткую характеристику проявлений калийных солей в керне скважин, вскрывших эту ленту: скв. 656 – серия пластов карналлитовой пачки и один пласт сильвинитовой; скв. 206 – один неидентифицированный пласт карналлитовой породы мощностью 2 м (то же самое в скв. 209, входящей в куст этой скважины); скв. 689 – серия пластов обеих пачек калийной залежи; скв. 302 – обнаружены почти все пласты калийной залежи; скв. 303 – один пласт красного сильвинита мощностью 1,5 м; скв. 18д – продуктивные пласты калийной залежи от подошвы сильвинитовой пачки до пласта Г включительно (еще больший интервал разреза калийной залежи вскрыт в скв. 57 и 59, входящих в куст этой скважины); скв. 32 – серия неидентифицированных продуктивных пластов; скв. 153 – один пласт сильвинита мощностью 1,4 м; скв. 665 – серия прослоев красного сильвинита мощностью 40–50 см каждый; скв. 264 – два прослоя пестрого сильвинита.

Особо остановимся на описании проявлений калийных солей в керне скв. 521. Здесь в соляной толще в интервалах глубин вскрыто: 708,6–713,0 м – редкие включения красного сильвина; 713,0–714,5 м – включения белого и красного сильвина, составляющие 10–20% от объема породы (красный сильвин иногда в виде прослоек); 714,5–717,7 м – соляная брекчия с карналлитом различных оттенков, составляющим 30–40% объема; 717,7–724,9 м – одиночные кристаллы молочно-белого сильвина и трещины, выполненные карналлитом, участками встречаются обломки карналлитовой породы; 724,9–725,3 м – карналлитовая порода; 725,3–728,9 м – редкие включения молочно-белого сильвина и трещины с карналлитом.

Полоса развития калийных солей в пределах северного борта Гулинского прогиба довольно уверенно прослеживается от скв. 222 (на западе) почти до скв. 517 (на востоке). Скважинами здесь вскрыты следующие калиепоказания: скв. 223 – присутствуют все продуктивные пласты; скв. 1-ОП и 2-ОП – серия продуктивных пластов; скв. 690 – калийная залежь (пласты З, И, К); скв. 649 – ряд пластов сильвинитовой пачки; скв. 24д – два тонких пласта пестрого сильвинита; скв. 166 и 167 – большая часть калийной залежи; скв. 168 – серия неидентифицированных сильвинитовых пластов; скв. 180 – почти все пласты карналлитовой пачки; скв. 9П – два неидентифицированных пласта красного сильвинита; скв. 17д и входящая в этот куст скв. 22д – сильвиниты пластов КрII и КрI; скв. 5д – серия продуктивных пластов от КрIII до Б включительно; скв. 517 (глубина 573,3–585,2 м) – серия интервалов с обильными включениями красного сильвина в виде тонких прослоек, линзочек и гнезд.

Усовский прогиб в отношении проявления калийных солей резко отличается от Гулинского. А именно тем, что калийные соли обнаружены почти во всех скважинах, пройденных в его пределах. Но калиеносность здесь уменьшается с севера на юг (от линии скв. 646–645 до его южного борта в районе скв. 648).

В керне скв. 648 на интервале глубин 374,4–383,4 м в сильно дислоцированной каменной соли имеется несколько участков калиепоказаний. В частности, в конце этого интервала каменная соль содержит густую вкрапленность красного сильвина. В интервале 383,4–401,2 м каменная соль, как правило, также содержит вкрапленность красного сильвина, но на глубине 393,0 м имеется серия прослоек красного сильвинита мощностью 0,4–1,0 см.

Весьма интересен характер калиепоказания в районе скв. 651, хотя в самой скважине калийных солей не обнаружено. Однако серией нефтяных скважин (16-ОГН, 749, 752, 763, 896, 897, 902, 909), входящих вместе со скв. 651 в один куст, калийная залежь в разрезе вскрыта. В большинстве случаев она представлена карналлитовой породой, которая подстилается пластом сильвинита (возможно, что это пласт АБ). Важно отметить, что скважиной 16-ОГН, устье которой находится всего в 8 м на северо-запад от устья скв. 651, встречены эти же калийные соли (пласт карналлита мощностью 2,8 м и пласт сильвинита мощностью 0,8 м). Все это говорит о весьма локальном участке отсутствия калийной залежи, который вследствие своей малости не может быть показан на карте.

Причина отсутствия калийных солей в тальвегах прогибов и на их бортах будет рассмотрена в главе III, так как она тесно связана с основным механизмом формирования этих отрицательных структур. Отсутствие же калийной залежи на гребнях валов интерпретируется однозначно: здесь верхи соляной толщи (в том числе калийная залежь) уничтожены гипергенным карстом. Вторичные образования здесь представлены породами гипсово-глинистых шляп, в которых скважинами 657, 451, 658, 660, 542, 274 (Ереминский вал), 519 и 649 (Косиковский вал) обнаружены так называемые гематитовые прослои, которые свидетельствуют о былом наличии в разрезе калиеносных пластов (см. разд. III.5).

Характерной особенностью современного распространения калийных солей в пределах Дуринской площади является асимметрия в расположении их границ относительно осей структур (см. рис. 1.54 и 2.49). Например, с южной стороны Косиковского вала выходы стратиграфических аналогов продуктивных пластов на соляное зеркало наблюдаются в непосредственной близости от оси этого вала, а иногда прямо

на ней (например, скв. 649, абс. отм. –10 м). К северу от оси валов контур проявления калийных солей удален на значительное расстояние (до 700 м в районе скв. 222).

Асимметрия проявляется и по вертикали. Так, уже упомянутой скв. 649 обнаружено, что продуктивные пласты в пределах Косиковского вала, почти выходящие на соляное зеркало, занимают самое высокое положение. Другим крайним случаем в отношении высотного положения калиеносных пород является залежь, вскрытая скв. 302. Соляное зеркало, представленное ПКС, имеет здесь абсолютную отметку –420,1 м. Это не удивительно, так как скважина находится всего в 500 м от тальвега Гулинского прогиба. Удивительно то, что ниже ПКС сохранился весь разрез калийной залежи с отметкой кровли –426,9 м (кровля пласта К) и отметкой подошвы (подошва пласта КрIII*) –471,3 м, а в 56 м ниже пласта КрIII в солях обнаружен неидентифицированный пласт красного колеринита мощностью 1,6 м, отметка подошвы которого составляет –528,8 м. Эта отметка ниже кровли ГАТ в пределах всей Дуринской площади, за исключением четырех случаев: самой скв. 302 и скважин 175, 184, 303. Кроме того, расстояние между относительно мощным сильвинитовым пластом и подошвой ПдКС (т.е. кровлей ГАТ) составляет всего 7,4 м (!).

Подстилающая каменная соль (ПдКС), имея среднюю мощность 273 м, выходит на соляное зеркало в основном на гребнях и северных склонах Косиковского и Ереминского валов (см. рис. 2.49 и 2.50). На Косиковском валу скважиной 24д отмечена максимальная мощность этой толщи, которая составляет 444 м.

За пределами участков развития гипергенного карста мощность соляной толщи на Дуринской площади снижается за счет выпадения из разреза нижних частей ПдКС. Так, в разрезе солей, вскрытом скважиной 209а, нижний пласт мергеля ПП подстилается пачкой каменной соли мощностью 24,1 м. Эта пачка представлена, скорее всего, ПКС (возможно, остались самые верхи аналогов калийной залежи). Отсутствие ПдКС выявлено и в центральной части Усовского прогиба (скв. 281). Не останавливаясь на множестве примеров, сделаем общий вывод: полное исчезновение ПдКС наблюдается не только в зоне отсутствия всей соляной толщи (что и так понятно), но и в центральных частях прогибов, где сохранились верхи соляной толщи. Во всех других случаях наблюдается существенное снижение мощности ПдКС против нормальной (330 м). Это видно по расстоянию между нижним пластом калийных солей и кровлей ГАТ, которое по отдельным скважинам составляет: скв. 41-ОГН – 165 м, скв. 217 – 151 м, скв. 45 – 146 м, скв. 303 – 142

м, скв. 81 – 141 м, скв. 71 – 136 м, скв. 522 – 94 м, скв. 18д – 93 м, скв. 209 – 55 м, скв. 206 (209) – 46 м, скв. 689 – 27 м, скв. 521 – 9 м, скв. 302 – 7,4 м. В большинстве случаев сокращение мощности ПдКС происходит за счет выпадения ее нижних частей, дополнительным доказательством чего служит вскрытый в притальвеговых частях Усовского и Гулинского прогибов пласт МГ (скв. 651, скв. 18д и др.).

Морфология кровли и подошвы соляной толщи в пределах Дуринской площади различна. Установлено [55], что отложения подсолевого ложа в пределах западной половины этой площади залегают практически горизонтально. На востоке кровля ГАТ под небольшим углом (до 1°) поднимается в сторону складчатого Урала. На этом фоне выделяется ряд слабовыраженных положительных и отрицательных локальных возмущений. Наиболее крупное поднятие кровли ГАТ (район нефтяной скв. 26) Б.М. Голубев связывает с раздувом каменной соли верхней части ГАТ.

Неравномерная и на большей части весьма редкая сеть скважин, вскрывших кровлю ГАТ, не позволяет более детально изучить структурный план подсолевого ложа на всей Дуринской площади. Исключением являются два участка, в плане соответствующие Юрчукскому и Чашкинскому разрабатываемым месторождениям нефти. На рис. 1.61 видно, что на плане кровли ГАТ в пределах этих участков практически отсутствуют стратозигогипсы субмеридиональной ориентировки и, напротив, четко вырисовываются структуры западо-юго-западного простирания. При этом структура кровли ГАТ в пределах Чашкинского месторождения нефти хорошо увязывается с положением оси Гулинского прогиба. Резкий перепад отметок кровли ГАТ на этом участке дает основание считать, что здесь имеет место разрывное нарушение, по которому северный блок приподнят относительно южного. О наличии здесь разрывного нарушения свидетельствуют и зоны поглощения бурового раствора, зафиксированные при проходке нефтяных скважин (см. разд. 1.3.3).

Строение надсолевого комплекса пород. Несоляная часть соляно-мергельной толщи (СМТ_{нс}) распространена практически на всей изученной площади, за исключением двух полос (рис. 2.51а). Северная полоса шириной не более 0,5 км прослеживается вдоль северного склона Косиковского вала на 6 км от скв. 29д (на западе) до скв. 551 (на востоке). Южная полоса приурочена к северному борту Ереминского вала. Она протянулась на 15 км в том же направлении от скв. 451 (на западе) до скв. 665 (на востоке). Ширина этой полосы в створе скважин 515, 450, 545, 663, 664 составляет около 2 км. СМТ_{нс}

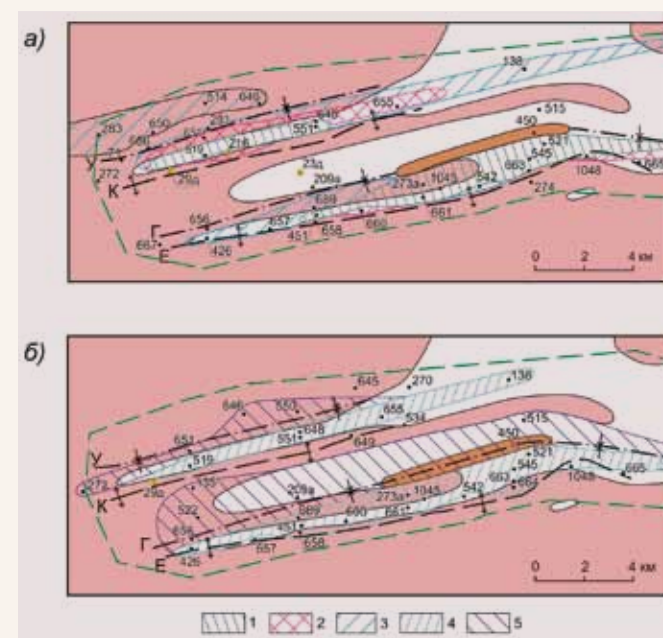


Рис. 2.51. Схематические карты распространения СМТ (а) и ТКТ (б) в пределах Дуринской площади: 1 – участки отсутствия СМТ; 2 – участки полного выпадения сульфатных пород из разреза СМТ; 3 – участки частичного выпадения сульфатных пород из разреза СМТ; 4 – участки отсутствия ТКТ; 5 – участки появления сульфатных пород в разрезе ТКТ. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.49

прослеживается в тальвегах прогибов (скв. 81, 651, 648, 656, 209) и на вершинах валов (скв. 657, 658, 274 и др.).

Мощность СМТ_{нс} в пределах Дуринской площади достигает 164 м (скв. 557), составляя в среднем 105 м.

Состав СМТ_{нс} – обычный, но в отдельных случаях он претерпевает существенные изменения, что проявляется главным образом в выпадении из разреза толщи пластов сульфатных пород (гипса и ангидрита) в пределах северных склонов валов (см. рис. 2.51а). Участки, где отмечается частичное обессульфачивание толщи, по площади несколько больше участков полного выпадения пластов сульфатных пород.

Терригенно-карбонатная толща (ТКТ) развита практически на всей Дуринской площади, за исключением двух узких полос, почти совпадающих в плане с участками отсутствия СМТ_{нс} (рис. 2.51б). Северная полоса шириной до 0,5 км прослеживается на 13 км от скв. 29д (на западе) до скв. 138 (на востоке). Южная полоса, шириной до 1,5 км, тянется вдоль северного борта Ереминского вала более чем на 17 км от скв. 426 (на западе) через скв. 665 и далее на восток. Необходимо отметить важную деталь: отложения ТКТ развиты непосредственно в тальвегах прогибов (скв. 651, 270, 656, 209 и др.) и на вершинах валов (скв.

222, 649, 534, 657, 542, 275, 666). Участки отсутствия этой толщи расположены ниже гребней валов, т.е. в верхней и средней частях северных склонов этих структур.

Средняя мощность ТКТ составляет 104 м, а наибольшие ее значения приурочены к северным бортам прогибов (например, в скв. 515 она достигает 169 м).

Состав ТКТ обычный. Однако в тальвегах прогибов, ближе к зонам отсутствия толщи, в ее нижней и средней частях появляются пласты и прослои гипсов (см. рис. 2.51б). Так, в Усовском прогибе гипс в виде прослоев встречен в скв. 272. В скв. 550, пройденной там же, обнаружены пласты гипса и ангидрита, каждый мощностью около 3 м, залегающие более чем в 80 м над кровлей СМТ. В скважине 651, в 67 и 71 м выше подошвы ТКТ, залегают пласты гипса мощностью 3,1 и 2,4 м. В Гулинском прогибе скважина 656 в 13 м от подошвы ТКТ вскрыла пласт ангидрит-карбонатной породы мощностью 0,5 м, а в 90 м от подошвы ТКТ – слой гипса мощностью 0,3 м. В скважине 522, пройденной там же, вскрыт пласт гипса мощностью 0,7 м, расположенный в 11 м выше подошвы ТКТ.

Пестроцветная толща (ПЦТ) в пределах Дуринской площади отсутствует в пределах узкой полосы, пространственно сопряженной с восточной половиной Косиковского вала (от скв. 690 на западе, до скв. 534 на востоке). Далее, в северо-восточном направлении, эта полоса расширяется и сливается с площадью отсутствия шешминских отложений в районе Пашковского поднятия.

Структура поля мощности ПЦТ обратна строению поверхности соляного зеркала: максимальные значения мощности обнаружены на осевых линиях отрицательных структур. Так, в пределах Усовского прогиба мощность этой толщи достигает 395 м (скв. 651), а вблизи оси Гулинского прогиба обнаружены значения 353 м (скв. 209а), 401 м (скв. 665), 449 м (скв. 449), 675 м (максимальное значение, скв. 521). Точно на оси Гулинского прогиба расположена известная скв. 450, которая, пройдя по отложениям ПЦТ 669 м, не достигла ее подошвы.

Наибольшие суммарные мощности надсолевых отложений (СМТ_{нс} + ТКТ + ПЦТ) характерны для осевых частей прогибов. Максимальные ее значения обнаружены в Гулинском прогибе: в скв. 175 и 184 они достигают 770 м. В Усовском прогибе мощности надсолевого комплекса пород несколько меньше и не превышают 524 м (скв. 651).

Признаки разрывных нарушений. Анализ материалов бурения скважин показал, что признаки разрывных нарушений имеются не только в подсолевых породах. Значительно четче этот тип нарушений фиксируется в соляной и надсолевой толщах, что неоднократно отмечалось в публика-

циях [55, 257 и др.]. Тем не менее ниже приводятся некоторые фактические данные, на основании которых на схематических картах и разрезах показаны разрывные нарушения.

Прямые признаки наличия разрывных нарушений обнаружены на южном борту Усовского прогиба. Так, при бурении скв. 551 на контакте ПЦТ и соляной толщи была вскрыта тектоническая брекчия, представленная остроугольными обломками красноцветных и сероцветных пород, сцементированных темно-серой известковистой глиной, в которой, а также на поверхностях обломков наблюдаются зеркала скольжения. Интервал этой зоны дробления по вертикали составляет 41 м.

В этой же части структуры при бурении скв. 519 установлено, что на контакте ПЦТ с ПдКС породы сильно перемяты, в них отмечены трещины и зеркала скольжения.

В разрезе ПЦТ скважиной 648 (инт. 11–348 м) также выявлена серия участков сильнотрещиноватых и разрушенных пород, в породах СМТ – участок перемятых мергелистых глин. Дислоцированы также и породы ПдКС – углы падения в верхней части разреза толщи составляют 60–90° (374–383 м), но постепенно, по мере удаления от зоны влияния разлома, выполаживаются (инт. 453–555 м – 0–50°, инт. 615–618 м – 0–10°).

В пределах Гулинского прогиба признаки разрывных нарушений наиболее четко проявлены в разрезе скв. 521, которая расположена почти на оси этой структуры. В частности, по керну этой скважины задокументировано:

- в интервале глубин 683,8–697,9 м (низы ПЦТ) в алевролитах обнаружены зеркала скольжения с углами падения 40–85°;

- в разрезе ТКТ, в интервале 706,9–708,6 м (непосредственно над кровлей соляной толщи), чередование прослоев доломитизированного известняка, мергеля, а также ангидрита и глинисто-ангидритовой породы, слоистость которых падает под углами до 90°;

- в интервале глубин 708,6–734,2 м, представленном соляной толщей, обнаружена перекристаллизованная каменная соль с включениями молочно-белого и красного сильвина. Присутствуют трещины, выполненные карналлитом, красным сильвином, полупрозрачным галитом;

- в интервалах 714,5–717,7; 720,4–720,6; 721,1–721,35; 728,4–732,5 м – брекчиевидные породы, представленные почти остроугольными обломками (от 1 до 10–15 см в поперечнике) серой мелкозернистой каменной соли и карналлитовой породой оранжевого, лимонно-желтого и зеленовато-желтого цветов с редкими кристаллами молочно-белого, красного сильвина и голубого галита. В верхнем интервале брекчиевидной породы – единичные обломки (2 × 5 см) темно-серого мергеля.

Участки тектонических брекчий и зон дробления встречены скважинами 666 (инт. 287–288,2 м), 658 (138,3–158,8 м) и 665 (416–417,3 м). Достаточно широко представлены интервалы сильнотрещиноватых пород с зеркалами скольжения: скв. 556 (391,1–394,3; 395–399,3; 400,2–406,1 м); скв. 665 (399,6–403 м). В скважинах 665, 426, 666, 658 многократно отмечено наличие зеркал скольжения на поверхностях одиночных трещин или на плоскостях напластования.

В скв. 661 на протяжении почти всего вскрытого разреза ПЦТ (инт. 155–350 м) встречено девять участков интенсивной перемятости пород в сочетании с зеркалами скольжения. Такое же сочетание наблюдалось в скв. 666 (инт. 32,5–54,0 и 145,3–150,1 м).

В ряде скважин, расположенных на южном борту Гулинского прогиба (скв. 426, 658, 664, 661), вблизи контакта ПЦТ и СМТ также отмечаются зеркала скольжения, перемятость и брекчированность пород, которые местами разрушены до состояния щебня (скв. 664). Скважиной 545 в интервалах бурения 567,0–584,3 м встречены тектонические брекчии, представленные щебнем алевролитов и аргиллитов, сцементированным глиной. В скв. 665 отмечается наличие подобной брекчии, но с зеркалами скольжения. Породы ПЦТ, вскрытые скв. 666, характеризуются интенсивной трещиноватостью и перемятостью, присутствием зеркал скольжения.

О присутствии разрывных нарушений в пределах Дуринской площади свидетельствуют и явные признаки удвоения некоторых интервалов разреза. Как уже отмечалось, они присутствуют в разрезе скв. 281, но в пределах южного борта Гулинского прогиба имеется еще ряд скважин (скв. 32, 302, 665, 666, 1048), в которых проявления удвоения разреза более четки.

Разрез соляной толщи, вскрытый скв. 32, приведен на рис. 2.52. Трудно предположить, что это нормальный разрез калийной залежи с серией замещенных продуктивных пластов в ее середине (слишком велика общая мощность, которая составляет 86 м). Скорее всего, здесь имеет место удвоение разреза.

Скважиной 302 вскрыта калийная залежь общей мощностью 46,8 м (абсолютная отметка ее подошвы –471,3 м). Ниже разрез представлен ПдКС мощностью 58 м (здесь на обычном месте присутствует даже пласт МГ). Далее идет повторение разреза: вверху залегает пласт сильвинита мощностью 1,4 м, ниже – каменная соль (27 м), еще ниже – пласт МГ, и остальная часть сложена каменной солью (около 38 м).

Скв. 665. На соляное зеркало (–216,6 м) выходит ПдКС. До отметки –318,2 м залегает каменная соль, но в нижней части этого интер-

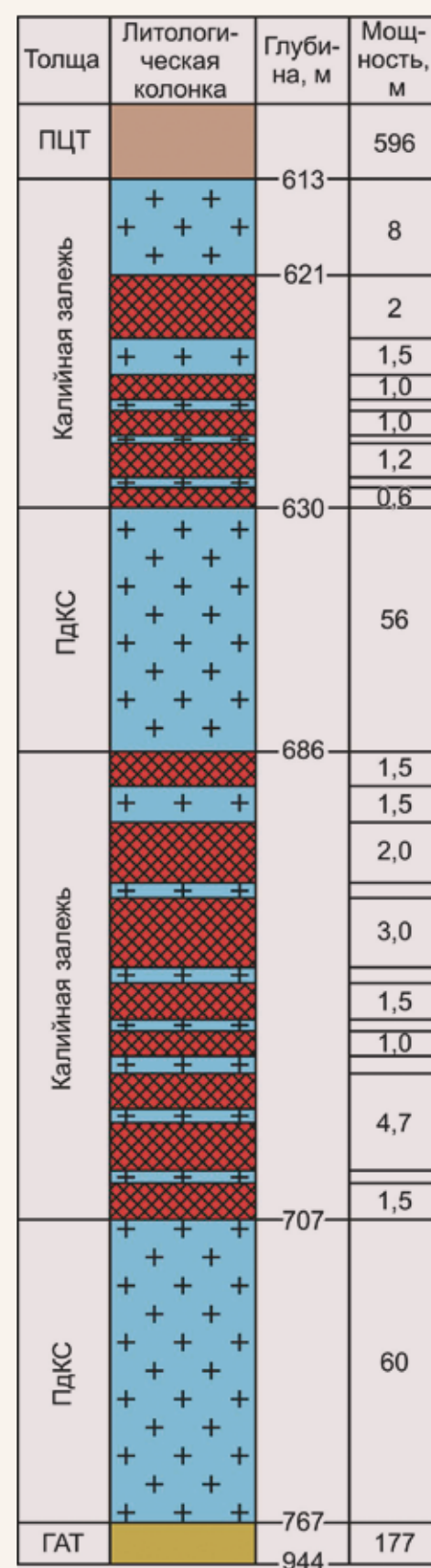


Рис. 2.52. Разрез соляной толщи по скв. 32 (результаты интерпретации ГИС, ПермНИПИнефть, 1984 г.). 1 – каменная соль; 2 – сильвинит

вала встречено калиепроявление. Приведем дословное описание керна с интервала глубин 520,0–524,9 м (абс. отметки минус 307,8 – минус 317,7 м) из материалов УПБГРР ОАО «Уралкалий». «В верхней части слоя залегает каменная соль с редкими включениями и тонкими прослойками (до 0,2 см) красного сильвинита. С глубины 520,5 м наблюдается чередование прослоев сильвинита (40–50 см) и каменной соли (до 20 см). В прослоях сильвинита наблюдаются включения и прослойки серой каменной соли и глинистого материала, а также вкрапленность голубого галита. Каменная соль в прослоях грязно-серая, с включениями красного сильвина. Угол падения слоев до 30°». И следующий интервал глубин (524,9–530,4 м): «Каменная соль серая, участками грязно-серая, среднезернистая, в верхней части слоя с редкими обрывками прослоев мергелей и с редкими включениями красного сильвина в нижней его части». Добавим, что вся остальная часть солей, вплоть до кровли ГАТ, имеет весьма нетипичный разрез (сверху вниз): мергель (36,5 м), каменная соль (21,8 м), мергель (21,0 м), каменная соль (20,6 м).

Скважиной 666 в ПдКС на глубине 442,3 м (абс. отметка –251,1 м) встречен пласт темно-серой, известковой, плотной тонкослоистой глины с вкрапленностью мелких голубоватых зерен ангидрита мощностью 0,9 м. Скорее всего, это пласт МГ. Далее до кровли ГАТ идет каменная соль мощностью 179,2 м. Однако внутри этой пачки имеются пласты сильвинитов, которые обнаружены в следующих интервалах: 544,0–547,3 м – красный сильвинит; 548,75–550,1 м – пестрый сильвинит; 552,2–554,3 м – пестрый сильвинит; 563,7–564,25 м – красный сильвинит.

Скважиной 1048 ниже кровли ПдКС на глубинах 402,0 и 431,8 м встречен один и тот же пласт мергеля мощностью 1,4 м. Опираясь на описание керна, можно с уверенностью сказать, что это – пласт МГ.

Приведенный материал свидетельствует о том, что соляная толща в пределах южного борта Гулинского прогиба имеет нарушенный порядок напластования, который интерпретируется как повторение отдельных частей разреза. Нарушение этого порядка, вскрытое скв. 666, говорит еще о том, что подобное характерно, вероятно, не только для южного крыла Гулинского прогиба, но и для внутренних частей Ереминского вала (скв. 666 находится на гребне восточного продолжения этой структуры). Очевидно, отклонение от классического разреза соляной толщи внутри вала встречается значительно чаще, но отсутствие четких маркеров затрудняет выделение этой нарушенности по описанию керна скважин.

Положение локальных аномалий геологического строения Дуринской площади приведено на рис. 2.53. Первое, что обращает на себя внимание, это то, что скважины, которыми были обнаружены эти аномалии, образуют две линии. Одна из них в плане приурочена в основном к осевой части Усовского прогиба, другая расположена главным образом между осями Гулинского прогиба и Ереминского вала. Пространственная сопряженность аномалий и элементов основных структур Дуринской площади позволяет считать, что в их генезисе есть много общего. Приведем краткую характеристику этих аномалий.

Одно из самых необычных явлений, встречающихся в пределах Дуринской площади, – наличие калийной минерализации в разрезе за пределами интервала калийной залежи. Впервые обратил на это внимание В.И. Копнин [125], отмечая присутствие пластов сильвинита в СМТ по данным бурения трех скважин (54, 266, 272), две из которых расположены в пределах Дуринской площади.

В ПП, вскрытой скв. 266, встречено три пласта пестрого сильвинита мощностью от 1,2 до 2,6 м. Состав сильвинита верхнего пласта (%): KCl – 55,0; NaCl – 43,2; MgCl₂ – 0,08; CaSO₄ – 0,96; Н.О. – 0,49 [106]. Все пласты сильвинита находятся между пластами каменной соли. Скважиной 272 установлено присутствие тонкого (0,35 м) слоя пестрого сильвинита внутри мергеля в 11,6 м ниже кровли ПП. Сильвинит очень богатый: содержание KCl в нем составляет 73,34 %. Другие компоненты присутствуют

в следующих количествах (%): NaCl – 24,23; MgCl₂ – 0,05; CaSO₄ – 1,68; Н.О. – 0,56; Br – 0,036 [106].

Выше соляной толщи калиепроявления обнаружены и в форме вкрапленности. Так, в ПП, вскрытой скв. 281, в нижней трети пласта каменной соли (см. табл. 2.17, п. 32) встречена брекчия с вкрапленностью карналлита, красного сильвина и голубого галита. Скважиной 651 в ТКТ (в 21 м выше кровли ПП), внутри пласта мергеля встречен прослой каменной соли мощностью 5 см с вкрапленностью сильвина.

Не менее уникальны и случаи обнаружения калиепроявлений в ПдКС ниже пласта МГ. Так, например, скважиной 689 на 77 м ниже подошвы пласта КрIII^а вскрыт пласт пестрого сильвинита мощностью 2 м. В 42 м ниже этого пласта обнаружен еще один пласт пестрого сильвинита мощностью 1,1 м (срис. 2.53).

Геологическими аномалиями можно считать и проявления углеводородов (нефтепроявления) в солях ВКМС. Их проявления различны – от четких нефтепроявлений до битуминозности пород, определяемой по легкому характерному запаху. Например, в нижнем горизонте ПдКС скважиной 451 (Ереминский вал) на глубине 641 м обнаружена глинисто-карбонатная порода с сильным запахом керосина. Нефтяная природа этого УВ доказана лабораторными исследованиями [106]. При бурении скв. 273а (Ереминский вал) в ПдКС на интервале глубин 639,9–645,4 м вскрыта глина с запахом битума. На этом же валу скважиной 556 в СМТ на глуби-

не 388,4–391,1 м обнаружен сильнотрещиноватый и брекчированный битумнозный мергель.

Признаки присутствия УВ в разрезе соляной и надсоляной толщ имеются и в пределах Усовского прогиба. Так, скв. 281 в глинистом ангидрите интервалах глубин 594,7–594,9 м и 595,4–595,7 м встречено два прослоя (согласные жилы) столбчатого смоляно-черного битуминозного арагонита. Известно, что арагонита с древним геологическим возрастом не существует, т.к. он быстро переходит в кальцит [20, 54]. Случаи отклонения от этой закономерности З. Кукал [161] объясняет примесью органического вещества, резко снижающего скорость перехода арагонита в кальцит, что, по-видимому, и имеет место в нашем случае. На некоторое присутствие органического вещества, по-видимому, указывает и серый цвет арагонита, серия согласных жил которого обнаружена скважиной 551 в нижних мергелях ПдКС (в 30 м от кровли ГАТ).

Значительный интерес представляют случаи гипогенной минерализации, обнаруженной в пределах Дуринской площади. Так, скважиной 522 (западное окончание Гулинского прогиба) в мергелях ТКТ на глубине 240,9–244,2 м обнаружены секущие трещины, выполненные кальцитом в ассоциации с пиритом, а еще ниже, в переходной пачке (глубина 356,6–378,4 м), обнаружены трещины, залеченные гипогенным парагенезисом минералов (кальцит + кварц + пирит). Важно отметить, что в этой скважине значительная часть разреза соляной и надсолевой толщ (интервал глубин 203,8–571,4 м) характеризуется интенсивной пиритизацией пород.

Бурением скв. 550, на глубине 241,0–251,2 м, в мергеле ТКТ вскрыта серия прослоев песчаника, мощностью по 5–6 мм каждая, с редкой вкрапленностью зерен магнетита и малахита. А ниже (интервал глубин 251,2–285,3 м) обнаружен известняк, секущие трещины в котором выполнены пирит-кальцитовой ассоциацией.

Скважиной 648 в конгломерате ПЦТ на глубинах 293,7–295,3 м обнаружена густая вкрапленность халькопирита. Эта скважина характеризуется огромным интервалом пиритизации пород (от ГАТ внизу до средней части ПЦТ). Отметим, что интервал пиритизированных пород характеризуется также интенсивной трещиноватостью и дроблением (вплоть до брекчий).

Система структур Боровицкой площади

Боровицкий прогиб был открыт в 1969 г. бурением солеразведочных скважин 54, 58 и 289 [246]. Боровицкая площадь включает в себя Боровицкий прогиб и ограничивающий его с юга малоамплитудный Южно-Боровицкий вал (Т.В. Харитонов, 1995). Собственно Боровицкая площадь составляет ≈ 100 км² (рис. 2.54), в пре-

делах которой пройдено 48 скважин различного назначения. Характеристика основных структур Боровицкой площади приводится по результатам анализа карт изолиний абсолютных отметок двух поверхностей – соляного зеркала (см. рис. 2.54а) и кровли ПдКС (см. рис. 2.54б).

На карте изогипс соляного зеркала отчетливо выделяется только Боровицкий прогиб, который прослеживается в субширотном направлении на 16 км от скв. 936 (на западе) до скв. 733 (на востоке). Западный фланг тальвега прогиба фиксируется скважинами 936, 853 (–255 м – самая низкая отметка) и 289. Глубина этой структуры (по отношению к отметке соляного зеркала в скв. 850) составляет ≈ 275 м. Южно-Боровицкий вал почти не выделяется, так как сильно затушевывается серией субмеридиональных структурных носов и коротких впадин.

На структурной карте кровли ПдКС Боровицкий прогиб выделяется не менее отчетливо, но его западный фланг несколько изменяет свое положение, так как не доходит до скв. 936. Южно-Боровицкий вал по этой поверхности выделяется очень отчетливо, прослеживаясь от скв. 152 (на западе) почти до скв. 851 (на востоке). Длина вала составляет около 23 км, максимальная высота (относительно изолинии –100 м) – 115 м (скв. 856). Положение осей структур Боровицкой площади на других картах и схемах показано таким, какое оно имеется на структурной карте кровли ПдКС.

Строение соленосной толщи. Переходная пачка (ПП) широко распространена на Боровицкой площади, но отсутствует на участке, совпадающем в плане с Южно-Боровицким валом и структурным носом в районе скважин 284 и 184 (см. рис. 2.54в). На востоке этот участок сливается с зонами отсутствия ПП в пределах Потымкинского купола. Максимальная мощность ПП, равная 170,2 м, обнаружена скв. 864, расположенной на северном склоне Боровицкого прогиба (рис. 2.55).

Строение ПП в подавляющем большинстве случаев обычное. Различие проявляется в количестве ритмопачек, которое колеблется от 1 до 11 (скв. 864). Необычный состав ПП зафиксирован в скважинах 54 и 898. При бурении скв. 54 в пласте каменной соли, расположенном в 139 м от кровли ПКС, обнаружен прослой красного сильвинита мощностью 5 см, а в керне скв. 898, в 113 м от кровли ПКС, в пласте каменной соли вскрыт 5-сантиметровый прослой пестрого сильвинита.

Покровная каменная соль (ПКС) распространена почти на тех же площадях, что и ПП. Ее обычная мощность составляет 18–20 м, максимальная – 31 м (скв. 864).

Калийная залежь отсутствует на участке, который расположен между осями основных

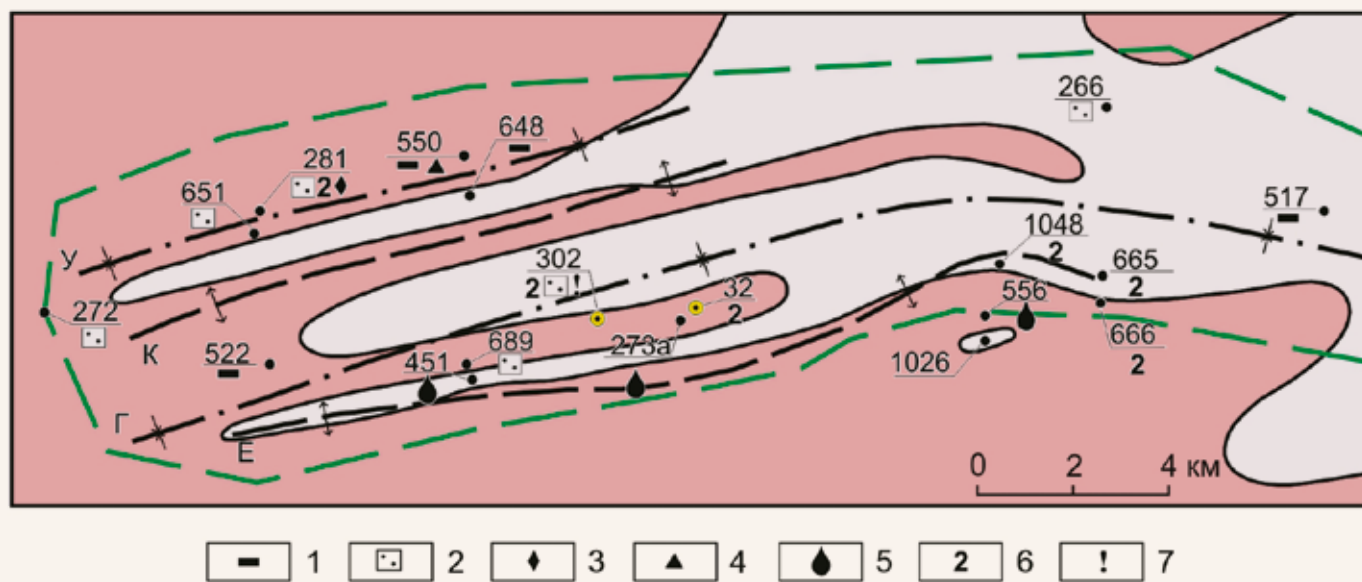


Рис. 2.53. Схема расположения локальных аномалий геологического строения Дуринской площади: 1 – медепроявления; 2 – сильвиниты во вторичном залегании; 3 – согласные жилы смоляно-черного арагонита; 4 – магнетитовая минерализация; 5 – нефтепроявления; 6 – повторение отдельных интервалов разреза; 7 – и кровлей ГАТ (9 м).

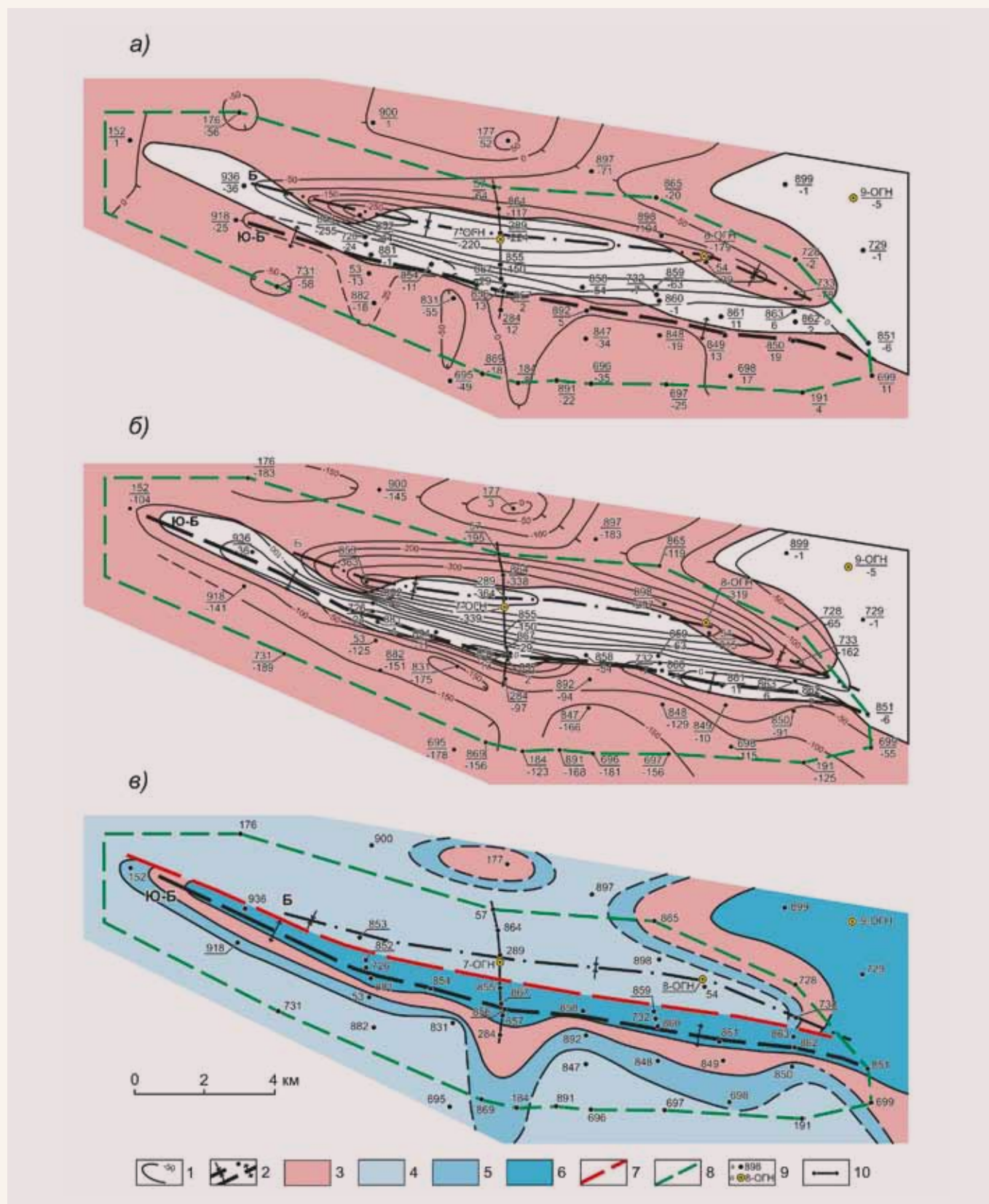


Рис. 2.54. Карты изогипс соляного зеркала (а), кровли ПдКС (б) и схема литологического состава соляного зеркала (в) в пределах Боровицкой площади: 1 – изогипсы (в метрах); 2 – оси субширотных структур (Б – Боровицкий прогиб, Ю-Б – Южно-Боровицкий вал); 3 – площадь развития калийной залежи; 4 – переходная пачка; – покровная каменная соль; 6 – подстилающая каменная соль; 7 – предполагаемое разрывное нарушение; 8 – контур Боровицкой площади; 9 – солеразведочные (а) и нефтяные (б) скважины; 10 – линия геологического разреза

структур площади, а на востоке сливается с обширным участком отсутствия калийных солей Потымкинского купола (см. рис. 2.54а и б). Выходы стратиграфических аналогов калийной залежи на соляное зеркало зафиксированы на южном склоне Южно-Боровицкого вала и северо-восточном окончании Боровицкого прогиба, где он сочленяется с Потымкинским куполом. Важно отметить, что калийная залежь в осевой части прогиба залегает на 320–370 м ниже (скв. 54 и 853), чем на южном склоне вала (скв. 849 и 850).

Отсутствие калийной залежи на гребне Южно-Боровицкого вала обусловлено гипергенным карстом. Образующиеся при этом вторичные образования представлены породами гипсово-глинистой шляпы, в которых скважинами 284, 854 и др. обнаружены «гематитовые» прослои.

Подстилающая каменная соль (ПдКС) выходит на соляное зеркало только на гребне и северном склоне Южно-Боровицкого вала (см. рис. 2.54в и 2.55). Мощность ПдКС весьма изменчива. Наибольшие мощности характерны для вала, где значения этого параметра обычно более 200 м, достигая 400 м в скважинах 857 и 860. В Боровицком прогибе она снижается до 50 м (скв. 289).

Сокращение мощности ПдКС чаще всего происходит за счет выпадения ее нижних пачек. Например, скважиной 853, находящейся в тальвеге прогиба, в разрезе соляной толщи обнаружены и калийная залежь, и пласт МГ. При этом расстояние между подошвой пласта МГ и кровлей ГАТ составляет всего 27,3 м.

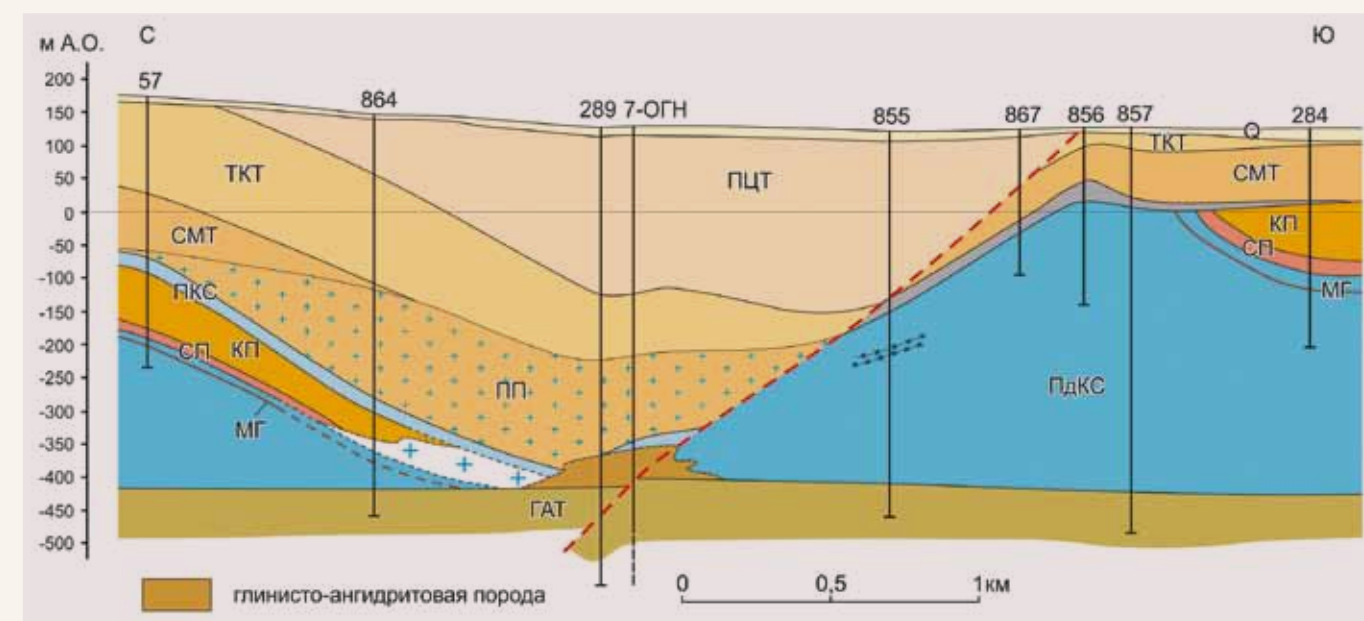


Рис. 2.55. Схематический геологический разрез Боровицкой площади (см. рис. 2.54) Остальные условные обозначения см. на рис. 2.53

В разрезе ПдКС, вскрытом скв. 55, обнаружены: в 70,6 м ниже кровли ПдКС – пласт желтовато-красной карналлитовой породы мощностью 1,2 м; в 76 м ниже кровли ПдКС – пласт темно-красного сильвинита мощностью 1 м; в 78 м от кровли ПдКС – пласт темно-красного карналлита мощностью 1,6 м. Не исключено, что такое чередование обусловлено повторением отдельных интервалов разреза.

В скв. 289 только в кровле и в подошве ПдКС представлена пластами каменной соли (мощностью 1,9 и 10,0 м соответственно). Вся ее остальная часть (38 м) представлена мергелями и ангидритами. Подобные же разрезы вскрыты скважинами 7-ОГН и 8-ОГН.

Строение надсолевого комплекса пород. Наибольшие мощности комплекса приурочены к оси Боровицкого прогиба (скв. 289 – 476,3 м, скв. 7-ОГН – 472,6 м, скв. 853 – 402,8 м), а наименьшие – в пределах Южно-Боровицкого вала (скв. 854 – 149,8 м, скв. 856 – 118,4 м, скв. 849 – 123,3 м).

Несоляная часть соляно-мергельной толщи (СМТ_{нс}) развита на всей исследованной территории, за исключением узкой полосы, приуроченной к южному склону Боровицкого прогиба (рис. 2.56а). Эта полоса протянулась на 9 км, от скв. 726 на западе до скв. 732 на востоке, при ширине 0,3–0,4 км. В тальвеге и на северном склоне Боровицкого прогиба мощность СМТ_{нс} увеличивается (скв. 864 – 176,6 м, скв. 898 – 161,8 м, скв. 54 – 163,3 м), в то время как на его южном склоне происходит резкое сокращение мощно-

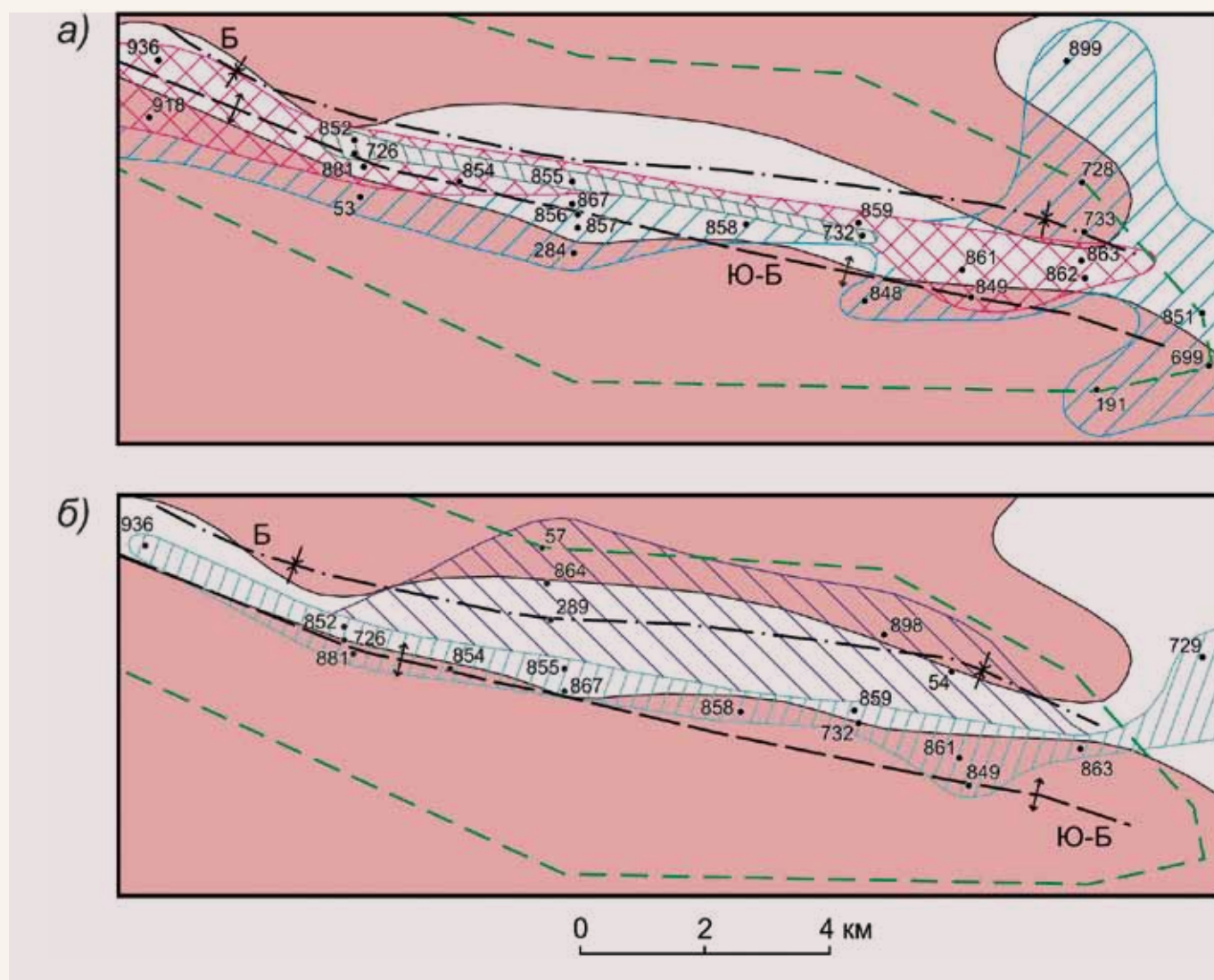


Рис. 2.56. Схематические карты распространения СМТ (а) и ТКТ (б) в пределах Боровицкой площади
Условные обозначения см. на рис. 2.51

сти СМТ_{нс} вплоть до полного ее исчезновения. Состав СМТ_{нс} обычный, но на участке, расположенном севернее зоны отсутствия этой пачки, наблюдается выпадение из СМТ_{нс} пластов гипса и ангидрита (см. рис. 2.56а).

Терригенно-карбонатная толща (ТКТ) имеет такое же распространение, как и СМТ: она отсутствует только на северном склоне Южно-Боровицкого вала (рис. 2.56б). Зона отсутствия ТКТ протянулась в субширотном направлении от скв. 936 на западе до скв. 863 на востоке на 16,5 км, при ширине от 0,25 до 1 км. Своим восточным окончанием эта полоса соединяется с аналогичной зоной Потымкинского поднятия. Максимальные значения мощности ТКТ приурочены к тальвегу и северному борту Боровицкого прогиба. Так, в скв. 289 ее мощность составляет 145,2 м, в скв. 864 – 165,4 м, в скв. 8-ОГН – 146 м, в скв. 54 – 137,5 м.

Состав ТКТ обычный, но в ряде скважин, рас-

положенных в тальвеге и на северном склоне прогиба, в ее нижней части среди пластов карбонатов обнаружены пласты и слои сульфатных пород (рис. 2.56б). В скв. 864 это пласт гипса мощностью 1,8 м, вскрытый в 32,4 м от подошвы ТКТ; в скв. 289 – пласты ангидрита мощностью 2,3 и 1,4 м, расположенные соответственно в 57,4 и 27,3 м от подошвы ТКТ; в скв. 54 – пласт ангидрита мощностью 0,5 м, расположенный в 6,5 м от подошвы ТКТ; в скв. 898 – пласт гипса мощностью 1,7 м, находящийся в 13,6 м от подошвы ТКТ.

Пестроцветная толща (ПЦТ) присутствует практически на всей Боровицкой площади, за исключением части, расположенной южнее гребня Южно-Боровицкого вала и северных окраин Боровицкого прогиба (см. рис. 2.55). Максимальная мощность шешминских отложений приурочена к оси прогиба: скв. 936 – 133 м, скв. 853 – 259 м, скв. 289 – 244,7 м, скв. 7-ОГН – 244 м, скв. 859 – 143,2 м. При повышении

Коэффициенты корреляции между морфометрическими характеристиками литологических горизонтов

Таблица 2.18

Горизонт, зона, пачка	Дуринская площадь				Боровицкая площадь			
	n	h_k-h_n	h_k-m	h_n-m	n	h_k-h_n	h_k-m	h_n-m
ПЦТ	104	-0,03	-0,35	-0,90*	16	0,27	-0,05	-0,96
ТКТ	81	0,96	0,33	0,10	9	0,98	0,38	0,17
СМТ _{нс}	58	0,93	-0,18	-0,36	24	0,97	-0,44	-0,48
ПКС	105	0,999	0,22	0,19	24	0,999	-0,21	-0,26
КЗ	100	0,98	0,23	0,04	25	0,88	0,76	0,61
СЗ	98	0,999	0,43	0,36	25	0,85	0,58	0,71
ПдКС	113	0,21	0,96	0,01	16	-0,05	0,99	-0,15

* жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

кровли солей происходит сокращение мощности ПЦТ вплоть до ее полного исчезновения.

Результаты морфоструктурного анализа

В целях выявления принципиальных особенностей внутреннего строения Дуринской и Боровицкой площадей проведен морфометрический анализ, теоретические основы которого изложены, например, в работе В.Ф. Мягкова [196]. Анализ базируется на том, что пространственные соотношения морфометрических характеристик геологических тел меняются в зависимости от формы. При линзообразной форме тела, образованного при заполнении отрицательной структуры, имеют место следующие соотношения морфометрических характеристик: $h_n \neq f(h_k)$, $m \neq f(h_n)$, $m = f(h_n)$, где m – мощность тела, h_k и h_n – абсолютные отметки его кровли и подошвы. Для пластообразной формы тела, имеющего негоризонтальное залегание, соотношения другие: $h_n = f(h_k)$, $m \neq f(h_k)$, $m \neq f(h_n)$.

Поиск соотношений обычно осуществляется расчетом коэффициентов корреляции между значениями морфоструктурных характеристик литологических горизонтов (пачек). В выборки включались только те значения характеристик, когда скважиной было определено положение обеих стратиграфических границ горизонта (пачки). В связи с изложенным из анализа была исключена ПП, так как ее кровля на большей части месторождения не является седиментационной. Значения вычисленных коэффициентов корреляции представлены в табл. 2.18.

По соотношению абсолютных отметок кров-

ли и подошвы горизонты весьма четко делятся на две группы. Первая представлена горизонтами (ТКТ, СМТ_{нс}, ПКС, КЗ, СЗ), для которых характерна почти функциональная положительная линейная зависимость между отметками подошвы и кровли ($r \geq 0,93$), а их мощности не зависят от положения их кровли и подошвы. Все это свидетельствует о том, что рассматриваемые литологические горизонты представляют собой пластообразные тела, облекающие рельеф кровли ПдКС.

Вторая группа включает ПЦТ и ПдКС, для которых характерно отсутствие корреляционных зависимостей между отметками подошвы и кровли ($r \leq 0,27$) и наличие очень тесных зависимостей между мощностью толщи и высотным положением одной из ограничивающих ее поверхностей ($|r| = 0,90-0,96$), а для ПдКС – положительная зависимость между мощностью и отметкой кровли ($|r| = 0,96-0,99$). Эти зависимости вполне объясняются тем, что рассматриваемые тела имеют форму плосковыпуклых линз, только в первом случае плоская сторона линзы (эрозивная кровля ПЦТ) обращена вверх, а во втором (подошва ПдКС) – вниз.

В заключение изложения закономерностей геологического строения Дуринской и Боровицкой площадей еще раз подчеркнем одну важную особенность: все рассмотренные прогибы являются замкнутыми, а их днища на сотни метров ниже отметок соляного зеркала сопряженных с ними участков (рис. 2.57). Последнее имеет особое значение при анализе гипотез происхождения субширотных структур месторождения.

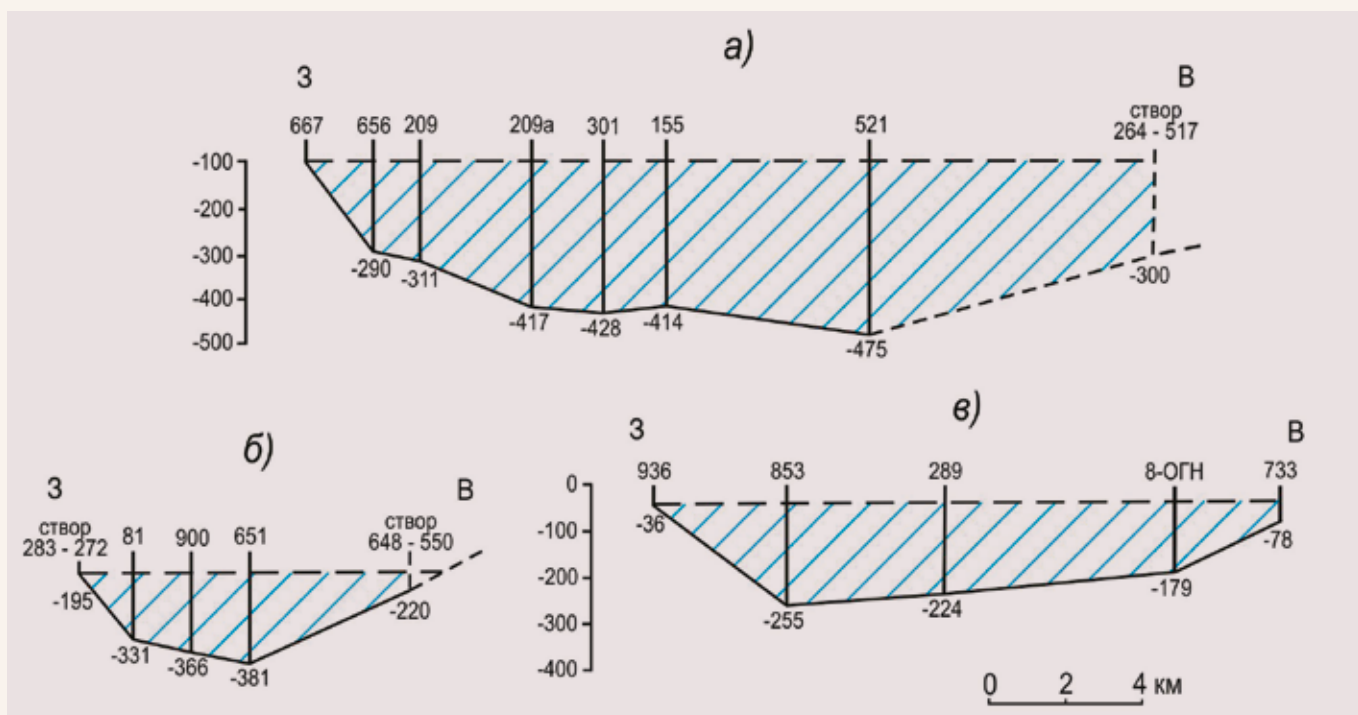


Рис. 2.57. Профили по тальвегам Усовского (а), Гулинского (б) и Боровицкого (в) прогибов

2.5. СТРУКТУРЫ МАЛЫХ ФОРМ

Под геологическими структурами малых форм Дж. Уилсон [289] понимает проявления тектоники, наблюдаемые невооруженным глазом и имеющие размеры от штуфа до обнажения. Распознавание этих структур и правильное понимание их происхождения помогают расшифровывать более крупные геологические структуры. В этом отношении излагаемый ниже материал по малым структурам ВКМС (открытые трещины, соляные жилы, будинажные отрывы, кинкбанды, микроскладки солей) не равнозначен: только будинажные отрывы и трещины в какой-то мере использованы нами для восстановления картины формирования более крупных структур. Однако новые сведения об остальных структурах малых форм могут пригодиться другим исследователям.

Трещины в соляной толще могут быть подразделены на две большие группы: открытые (иногда сомкнутые) и залеченные (соляные жилы). Залеченные трещины имеют наибольшее распространение, но на практике, по известной причине основное внимание геологов привлекают открытые трещины.

Открытые трещины по отношению к слоистости пород и генезису могут быть разделены на несколько групп (рис. 2.58).

Согласные трещины имеют подчиненное распространение, но наиболее часто они встречаются на куполах. В генетическом от-

ношении трещины этой группы представляют собой отслоения или срывы, сопутствующие формированию складок продольного сжатия.

Трещины отслоений часто встречаются на участках интенсивной складчатости в пределах шахтных полей СКРУ-1, СКРУ-2 и БКПРУ-1. Прекрасное описание трещин-полостей шахтного поля БКПРУ-1 приведено в работе Б.М. Голубева [59]. Эти трещины приурочены к глинисто-ангидритовым прослойкам. Длина трещин – несколько метров, раскрытие – обычно первые сантиметры, но иногда достигает 20 см. Внутри массива они прослеживаются на 1–2 м. Трещины заполнены, как правило, газом, выделение которого при вскрытии иногда продолжается в течение нескольких суток. Реже трещины заполнены внутрисолевыми рассолами, обычно бурого цвета. Стенки трещин отслоения нередко покрыты вторичными минералами (карналлит, сильвин, галит, гипс). В некоторых случаях породы, примыкающие к стенкам трещин, осветлены и перекристаллизованы, а иногда частично замещены (например, сильвиниты замещаются каменной солью).

Сублатеральные трещины менее распространены, чем трещины отслоения. Они располагаются, как правило, внутри продуктивных пластов, сложенных породами с массивной текстурой. Особенно широко эти трещины развиты



Рис. 2.58. Схема классификации открытых трещин: в соляной толще ВКМС

в карналлитах пласта В [341]. В слоистых породах трещины этого типа часто расположены между прослойками соленосных глин, иногда пересекая их под острым углом. Длина трещин обычно составляет первые метры, но иногда достигает 11–13 м. Трещины обычно сомкнуты, с трудом прослеживаются и лишь на отдельных участках имеют раскрытие несколько сантиметров. Распространение их в глубину массива обычно остается неизвестным. При вскрытии этих трещин часто выделяется газ.

Секущие трещины образуют две основные системы – ортогональную и диагональную. Первая наиболее развита в пределах поднятий, вторая – в отрицательных структурах (рис. 2.59).

Трещины складок по ориентировке к осям складок делятся на продольные, поперечные и диагональные. В связи с тем что складки ориентированы в основном с севера на юг, продольные трещины имеют обычно субмеридиональное простирание, поперечные – субширотное, а диагональные – северо-восточное и северо-западное.

Продольные трещины развиты главным образом на соляных поднятиях и обычно приурочены к замковым частям антиклинальных и синклинальных складок. Они обнаружены в интервале пластов от А до Г. Длина трещин колеблется в интервале 0,5–20,0 м, зияние – 2,0–20 см. Фрагмент одной из продольных открытых трещин показан на рис. 2.60.

Поперечные трещины, как правило, имеют неровные стенки. Трещины крутопадающие (80–90°), их длина – 1–16 м, а высота – до 2,0 м. Раскрытие этих трещин колеблется от 1 до 8 см. По ним часто наблюдаются малоамплитудные сбросы или сдвиги-сбросы.

Диагональные трещины довольно редки, иногда встречаются в виде серии кулисообразных трещин длиной от 0,5 до 10,0 м. Их раскрытие не превышает 1,0 см. Трещины падают в разных направлениях под углами 35–90°.

Трещины неопределенного генезиса не связаны с образованием складок. Они, как правило, не

выходят за пределы одного пласта и очень редко охватывают свиту пластов. Преобладающее простирание этих трещин – северо-западное. По механизму образования трещины делятся на трещины отрыва и трещины скола.

Трещины отрыва обычно имеют северо-западное (290–320°) простирание. Падение их северо-восточное, реже юго-западное, под углами 40–90°. Длина трещин – первые метры, высота – до 1,7 м, раскрытие – от долей до 11 см (среднее 1–1,5 см). Трещины обычно сухие, реже заполнены рыжеватым рассолом, и тяготеют к пластам каменной соли (рис. 2.61) и участкам развития крупноблочного пестрого сильвинита (рис. 2.62).

Скопления трещин этой системы образуют иногда довольно широкие вытянутые зоны. Так, на руднике СКРУ-3 выявлены две такие зоны северо-западного направления и шириной 200–300 м. Одна из них прослеживается на расстоянии 1,3 км, другая – на 1 км. Трещины отрыва северо-восточного простирания (20–50°) весьма редки. Это одиночные, реже кулисообразно расположенные трещины. Трещи-

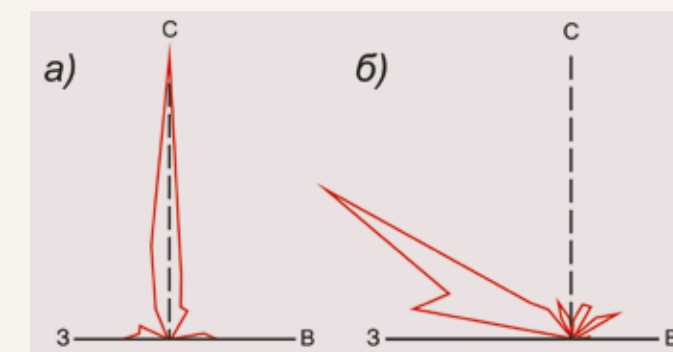


Рис. 2.59. Розы-диаграммы простираний открытых секущих трещин на Соликамском поднятии (а) и в Тверитинской мульде (б)

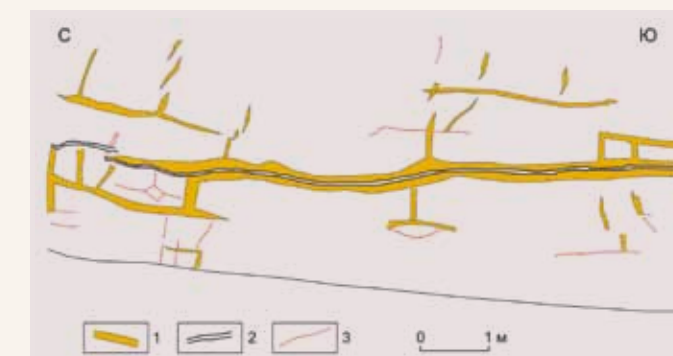


Рис. 2.60. Продольная трещина в пласте В-Г в западном крыле синклинали складки (кровля выемочной камеры, рудник СКРУ-1): 1 – часть трещины, залеченная карналлитом; 2 – зияющая часть трещины; 3 – сомкнутые трещины

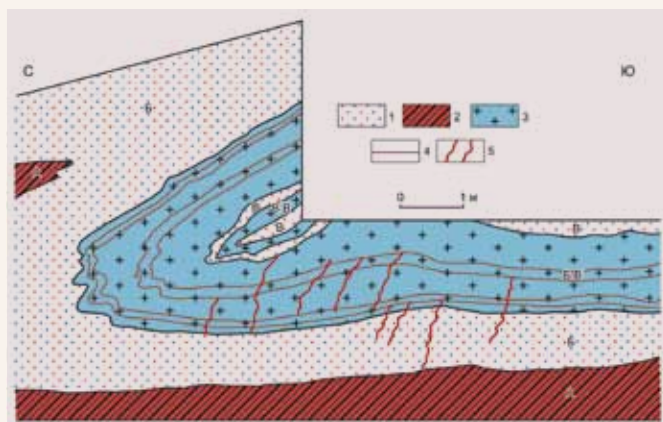


Рис. 2.61. Серия трещин отрыва в восточной стенке очистной камеры (рудник БКПРУ-4): 1 – сильвинит пестрый; 2 – сильвинит полосчатый; 3 – каменная соль; 4 – соленосные глины; 5 – трещины

ны падают как в северо-западном, так и в юго-восточном направлениях под углами 40–50°. Длина их – первые метры, высота по стенке выработки – до 1,0 м, раскрытие – 1–2 см.

Трещины скола очень редки и развиты в нижней части карналлитовой пачки (от пл. Б до пл. В). Простираются обычно северо-западное (295–315°), падение – северо-восточное и юго-западное под углами 40–90°. Длина трещин – 10–14 м, высота – 2–4 м, раскрытие – 0,1–1,5 см. Трещины скола северо-восточного простирания исключительно редки, однако они характеризуются самыми большими размерами и секут серию пластов. Простираются в диапазоне СВ 30–60°, падение – субвертикальное (82–90°). Длина 4–145 м, высота – более 13 м, раскрытие не более 1,5 см, но чаще всего сомкнуты. При вскрытии трещин имеет место газирование продолжительностью до нескольких суток.

Самая крупная трещина обнаружена на СКРУ-3 (блок 2, панель 1) в ряде соседних камер. Азимут простирания ее – СВ 58°, азимут падения – СЗ 328°, угол падения – 82°. Эта трещина сечет серию пластов от А до Г, имея общую видимую высоту 13 м. Положение верхнего края трещины неизвестно. Длина трещины – 145 м, раскрытие до 1 см, но в пластах А и В она сомкнута.

Как уже отмечалось (см. разд. 1.3.3), на востоке шахтного поля в районе разлома № 170 подземными горными выработками вскрыто множество секущих трещин отрыва и скола (см. рис. 1.62), результаты исследований которых представляют самостоятельный интерес.

Трещины отрыва имеют широкое распространение, а среди них встречаются как группы трещин, так и одиночные. Расстояние между трещинами в местах их скопления составляет от долей метра до нескольких метров.

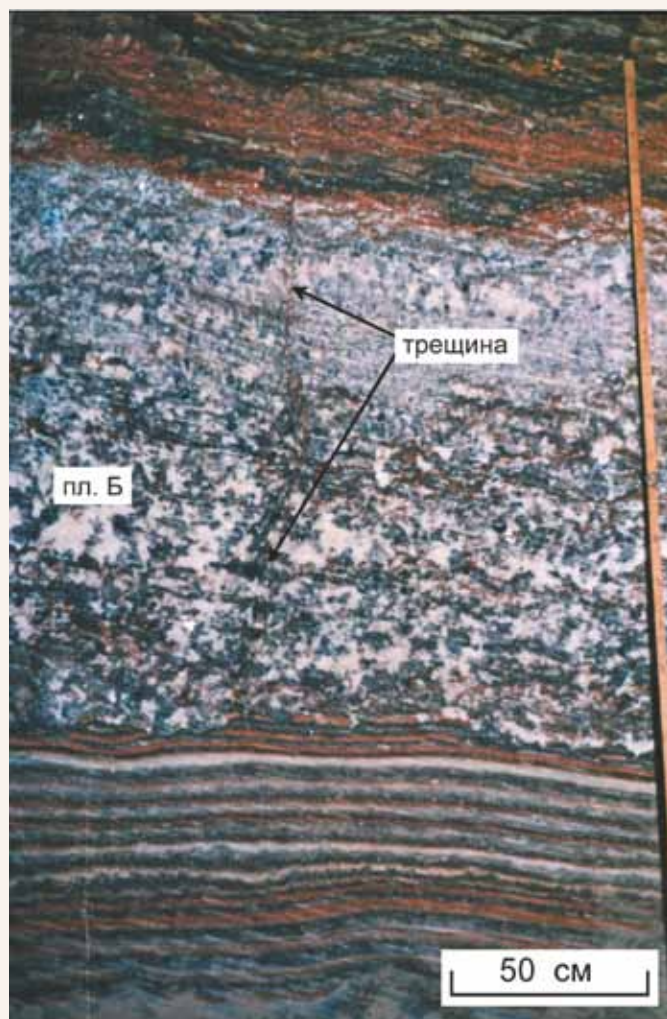


Рис. 2.62. Субвертикальная трещина отрыва в пестром сильвините пласта В. (рудник СКРУ-3)

Эти трещины развиты, как правило, в пределах одного пласта. Размеры трещин по падению и простиранию обычно составляют от десятков сантиметров до первых метров. Примерно половина из них – сомкнуты, остальные – сомкнуты в краевых частях, а к центру раскрываются, иногда до 6 см.

В плане и разрезе трещины обычно криволинейные (дугообразные или S-образные), реже ломаные и еще реже прямолинейные. Простираются трещин различно, но чаще они ориентированы в северо-западном или меридиональном направлениях (рис. 2.63а–г), падение – как западное, так и восточное под углами 70–90°. В структурном отношении эти трещины приурочены чаще всего к ядрам синклиналий складок, реже – к их крыльям.

Трещины отрыва часто содержат вторичную минерализацию, представленную серым и темно-серым разнозернистым галитом, желтым карналлитом, белым и красным разнозернистым сильвинитом. В полостях трещин обнаружены кри-

сталлы крупнозернистого красного сильвина и крупнозернистого галита. Кроме того, на стенках трещин часто наблюдается налет неясного состава желтого и бурого цветов. При вскрытии трещин отрыва горными выработками иногда отмечались выделения газа в форме легких хлопков или шипения.

Трещины отрыва встречаются в основном на горизонте пласта АВ (участки № 1–14), реже в пласте КрII (участки № 15 и 16) (см. рис. 1.62). Пример трещин отрыва участка № 1 приведен на рис. 2.64.

На рассматриваемой площади обнаружено четыре одиночные трещины скола, каждой из которых присвоен индивидуальный номер (см. рис. 1.62).

Трещина № 1 (панель 8, блоки 9 и 10) вскрыта вентиляционным панельным штреком и специально пройденной разведочной выработкой (рис. 2.65а). Описание этой трещины дается с учетом работы Н.М. Джиноридзе с соавторами (1997 г.).

Азимут простирания трещины изменчив, но в целом составляет 305°. Падение – северо-восточное под углом 80–85°. Протяженность трещины в плане – 60 м. Трещина обычно сомкнута, но участками имеет раскрытие до 1,0–1,5 см. По данным геологической документации кровли разведочной выработки, трещина сечет пласты Б и Б-В. Бурением специальных скважин (Т-1/8,

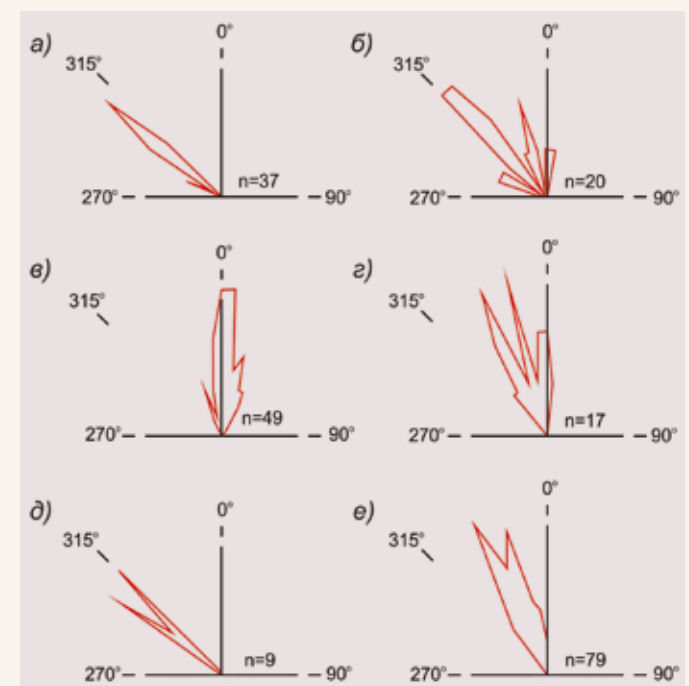


Рис. 2.63. Розы-диаграммы простираний секущих трещин на восточном фланге шахтного поля СКРУ-3: а – участок № 1; б – участки № 2–6; в – участки № 7–14; г – участки № 15 и 16; д – участок № 17; е – участок № 18

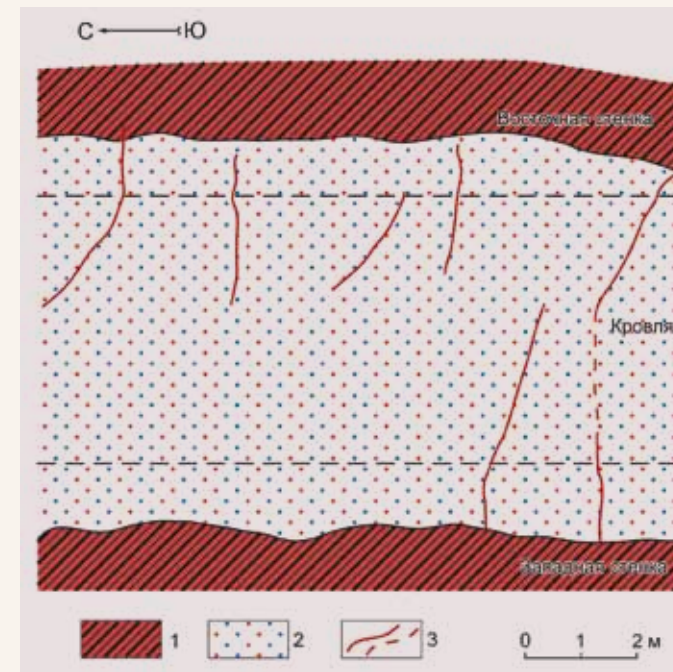


Рис. 2.64. Трещины отрыва в пестрых сильвинитах пласта В на участке 1 (панель 8, блок 9, кровля камеры 7); 1 – сильвинит полосчатый; 2 – сильвинит пестрый; 3 – трещины

Т-2/8, Т-3/8) установлено, что она достигает слоя 3 пласта В, представленного карналлитовой породой. Здесь трещина заполнена лимонно- и винно-желтым карналлитом столбчатой и линзовидно-ориентированной текстуры. В заполнителе часто развиты щелевидные полости и каверны, стенки которых припорошены тонкозернистым карналлитом и галитом. В средней части трещины встречены следы истечения рассолов, представленные соляной коркой «ржаво-го» цвета, окаймляющей края трещины на протяжении 1 м.

Вблизи сопряжения разведочной выработки с вентиляционным штреком трещина пересекает синклиналию складку почти под прямым углом. Ядро этой складки сложено каменной солью пласта Б-В, а крылья – пестрыми сильвинитами пласта Б. Осевые линии северной и южной частей складки, рассеченной трещиной, лежат практически на одной прямой. При этом ширина выхода пласта Б-В к северу от трещины составляет 0,8 м, а к югу – 0,6 м. Это однозначно указывает на более низкое положение северо-восточного крыла трещины относительно юго-западного. Однако вертикальная амплитуда смещения не установлена.

Вопрос о наличии горизонтального смещения краев трещины однозначно решить не удалось. Если такое смещение и произошло, то оно имело незначительную амплитуду, которая затуманена мелкой интенсивной складчатостью.

Трещина № 2 (блок 6, панель 8). Вспомогательными выемочным и вентиляционным штреками, а также камерами 91 и 97 вскрыты трещины, которые располагаются на одной линии. Вероятнее всего, это фрагменты одной трещины, общая протяженность которой составляет не менее 115 м (рис. 2.65б). Трещина прерывистая, а расстояние между ее концами может достигать 0,5 м. В кровле камеры 97 наблюдается кулисное расположение ее концов (рис. 2.66а).

Азимут простирания трещины СЗ 310°, но на юго-восточной стенке вспомогательного выемочного штрека она простирается по азимуту СЗ 350°, контролируясь осевой поверхностью локальной синклинали. Падение северо-восточное под углом 75–80°.

В относительно однородных соляных породах трещина прямолинейная с ровными краями. На участках пересечения глинистых прослоев она извилистая и смещается по глинистым прослойкам (рис. 2.66б). Трещина на большей ее длине сомкнута, но имеются раскрытия до 4 см. Видимый интервал разреза, пересекаемый трещиной, – от пласта А-КрI до пласта Б-В. На стенках всех выработок, вскрывших трещину, отчетливо фиксируется опускание северо-восточного крыла на 5–10 см. Стенки трещины покрыты желтоватым налетом.

Трещина № 3 (блок 3, панель 8) вскрыта обходной выработкой № 2. Видимая длина трещины составляет 8 м, но она может быть больше, т.к. ее концы находятся в целиках (см. рис. 2.65в). Азимут простирания трещины – З 270°, падение вертикальное, но на отдельных участках может быть как северное, так и южное под углами 85–90°. Смещений не обнаружено. Трещина на значительном протяжении сом-

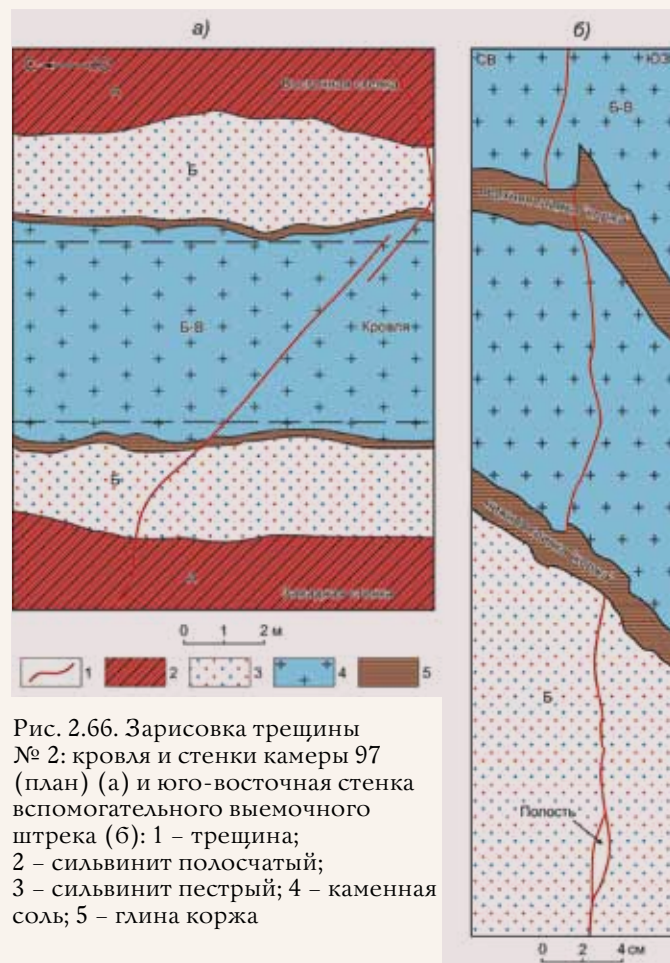


Рис. 2.66. Зарисовка трещины № 2: кровля и стенки камеры 97 (план) (а) и юго-восточная стенка вспомогательного выемочного штрека (б): 1 – трещина; 2 – сальвинит полосчатый; 3 – сальвинит пестрый; 4 – каменная соль; 5 – глина коржа

кнута, местами имеются полости с раскрытием до 3 см. По вертикали трещина охватывает пласты А, Б и Б-В. Стенки трещин покрыты желтоватым налетом. Реже встречаются корочки, сложенные мелкими кристаллами желтовато-серого и серого галита.

Трещина № 4 (блоки 1 и 2, панель 8) вскрыта панельным вентиляционным штреком и разведочной выработкой (см. рис. 2.65г). Общая протяженность трещины составляет около 78 м. По разрезу трещина прослежена от верхней части пласта Б до слоя 1 пласта В сальвинитового состава. Простирание трещины переменное: на ее протяжении имеется четыре излома, которые делят трещину на пять частей. Самая западная часть протяженностью около 16 м ориентирована на северо-восток по азимуту 42°. Далее на восток отрезок длиной 20 м имеет азимут ЮВ 93°, параметры третьего отрезка составляют 12 м и ЮВ 111° соответственно; четвертого – 7 м и СВ 72°; самого восточного – 23 м и ЮВ 94°. Общее простирание трещины – СВ 85°. Падение трещины вертикальное или в южном направлении под углами 85–90°. На большей части трещина сомкнута, но местами она поляя с раскрытием до 1,5 см.

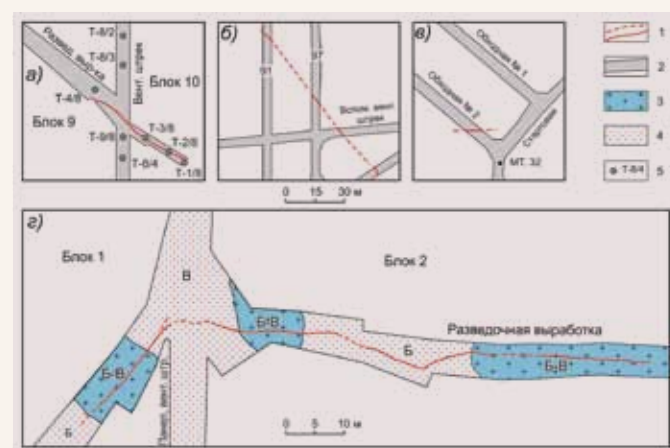


Рис. 2.65. Схема расположения одиночных трещин скола: № 1 (а), № 2 (б), № 3 (в), № 4 (г): 1 – трещины; 2 – горные выработки, их названия и номера; 3 – каменная соль; 4 – сальвинит пестрый; 5 – скважины подземного бурения и их номера

Внескольких местах трещины, в т.ч. на участке, примыкающем с востока к панельному вентиляционному штреку, наблюдаются левосдвиговые смещения с горизонтальной амплитудой до 2 см. По свидетельству старшего геолога рудника В.А. Шабакина, в процессе проходки разведочной выработки на отдельных участках трещины наблюдались незначительные проявления рассолов. После проходки восточной части разведочной выработки на протяжении 2–3 суток в рудничной атмосфере отмечалось повышенное содержание метана и водорода.

В пределах восточного фланга шахтного поля СКРУ-3 подземными горными работами вскрыто два участка развития трещин скола – № 17 и № 18 (см. рис. 1.62).

Участок № 17 (блок 8, панель 8) представлен серией трещин, вскрытых южными частями камер 66–74 (рис. 2.67а). Интервал азимутов простирания трещин довольно узок и составляет СЗ 305–315° (см. рис. 2.63д). Падение северо-восточное или вертикальное под углом 65–90°.

Видимая длина трещин в подземных горных выработках достигает 8 м, но некоторые из них по простиранию лежат на одной линии. Скорее всего, некоторые трещины являются фрагментами одной разрывной структуры. Самая крупная из них пересекает камеры 66, 68, 70, 72 и 74, имея небольшой перерыв в западной части камеры 70. Таким образом, ее общая длина составляет, вероятно, не менее 74 м. Расстояние между трещинами составляет 1–7 м. Вниз по разрезу трещины достигают слоя А', вверх трещины распространяются до пласта Б-В включительно. Зарисовка стенок камеры 68 в интервале выхода трещин приведена на рис. 2.68.

Все трещины прямолинейные, с ровными краями. В пласте А трещины сомкнуты, а вверх по разрезу постепенно раскрываются до 1,5 см. Трещины представляют собой небольшие сбросы с опущенными северо-восточными крыльями (вертикальная амплитуда – до 5 см). Вдоль некоторых трещин фиксируется левостороннее горизонтальное смещение. Стенки трещин покрыты желтоватым налетом. Также встречаются корочки, сложенные мелкими кристаллами серого и желтовато-серого галита.

Участок № 18 (блок 2, панель 4) представлен многочисленными трещинами скола, вскрытыми камерами 150–168 и разведочной исследовательской выработкой (см. рис. 2.67б). Это самый крупный участок развития трещин. Кроме того, он не оконтурен как с севера, так и с востока. Азимут простирания трещин, вскрытых в пластах А, Б и Б-В, колеблется в интервале СЗ 330–350° с двумя максимумами 335 и 345° (см. рис. 2.63е). Падение основной массы трещин северо-восточное или вертикальное

(угол 75–90°). Большинство трещин скола на этом участке в плане и разрезе прямолинейные с ровными краями (рис. 2.68а), реже – неровные, местами ступенчатые (рис. 2.69б). Максимальное раскрытие характерно для пласта Б-В (до 20 см), но обычное раскрытие – 1–5 см. В пласте А (рис. 2.70) и ниже трещины чаще всего сомкнуты.

Длина трещин различная – от первых метров до 40 м. Возможно, некоторые из них трассируются через несколько выработок, приобретая внушительные размеры. Например, тремя соседними камерами 169, 171 и 173 вскрыты трещины, лежащие по простиранию на одной линии. Если эти трещины являются фрагментами одной разрывной структуры, то ее общая длина должна составлять не менее 65 м (рис. 2.71).

Результаты бурения скважин диаметром 0,5 м показали, что трещины скола секут пласт Б-В. В скважине И-1, которая пройдена вертикально, трещина «ушла» из ствола, не доходя до кровли пласта Б-В. Эта же трещина, прослеженная скважиной И-2, не доходя 5 см до подошвы слоя В' карналлитового состава, резко обрывается без изменения раскрытия. Раскрытая трещина скола, прослеженная скважиной И-3, полностью пересекает слой В' сальвинитового состава. На контакте слоев В' и В'-В она расщепляется на серию мелких трещин, расходящихся в стороны вдоль этого контакта. На южной стенке скв. И-3 (приблизительно в 1 м вверх от подошвы пласта В карналлитового состава) почти на осевой плоскости синклинали (т.е. в створе нижней части трещины) имеется серия овальных пустот размером 2 × 3 см. В скв. И-4 открытая трещина выходит из створа скважины примерно в 3,2 м от ее устья.

Вниз по разрезу трещины прослеживаются до пласта А, реже – до слоя А' и исключительно редко – до пласта А-КрI.

Прямое наблюдение смещений и расположение трещин в кулисных рядах свидетельствуют о левостороннем характере перемещения блоков пород. У некоторых трещин (например, по стенкам камер 169, 171 и 173) наблюдаются смещения по вертикали на 1–5 см, что придает им характер малоамплитудных сбросов (северо-восточные крылья опущены).

Трещины под углом 30–50° секут оси складок (см. рис. 2.71). Вместе с тем в местах пересечения с ядрами синклинали складок трещины иногда распадаются на серии коротких, часто изогнутых трещин, расположенных ступенчато или кулисообразно. Простирание таких трещин меняется с северо-западного на северо-северо-западное.

Вторичная минерализация на стенках трещин представлена несколькими формами. Одни из

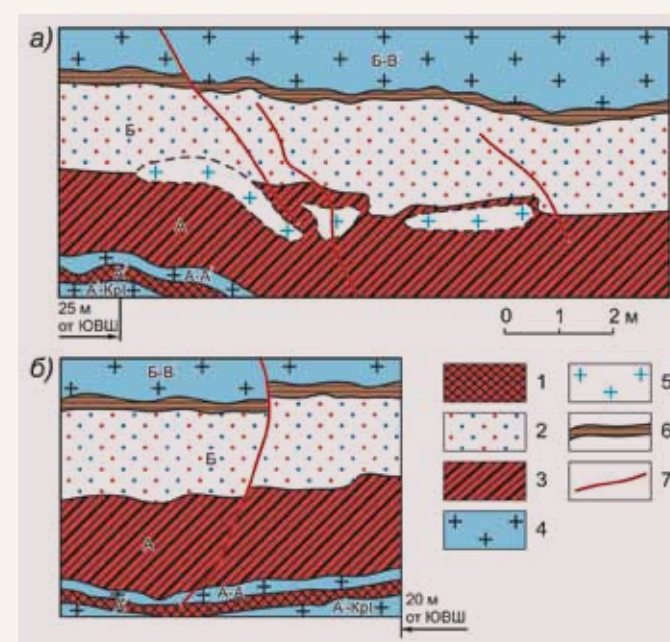
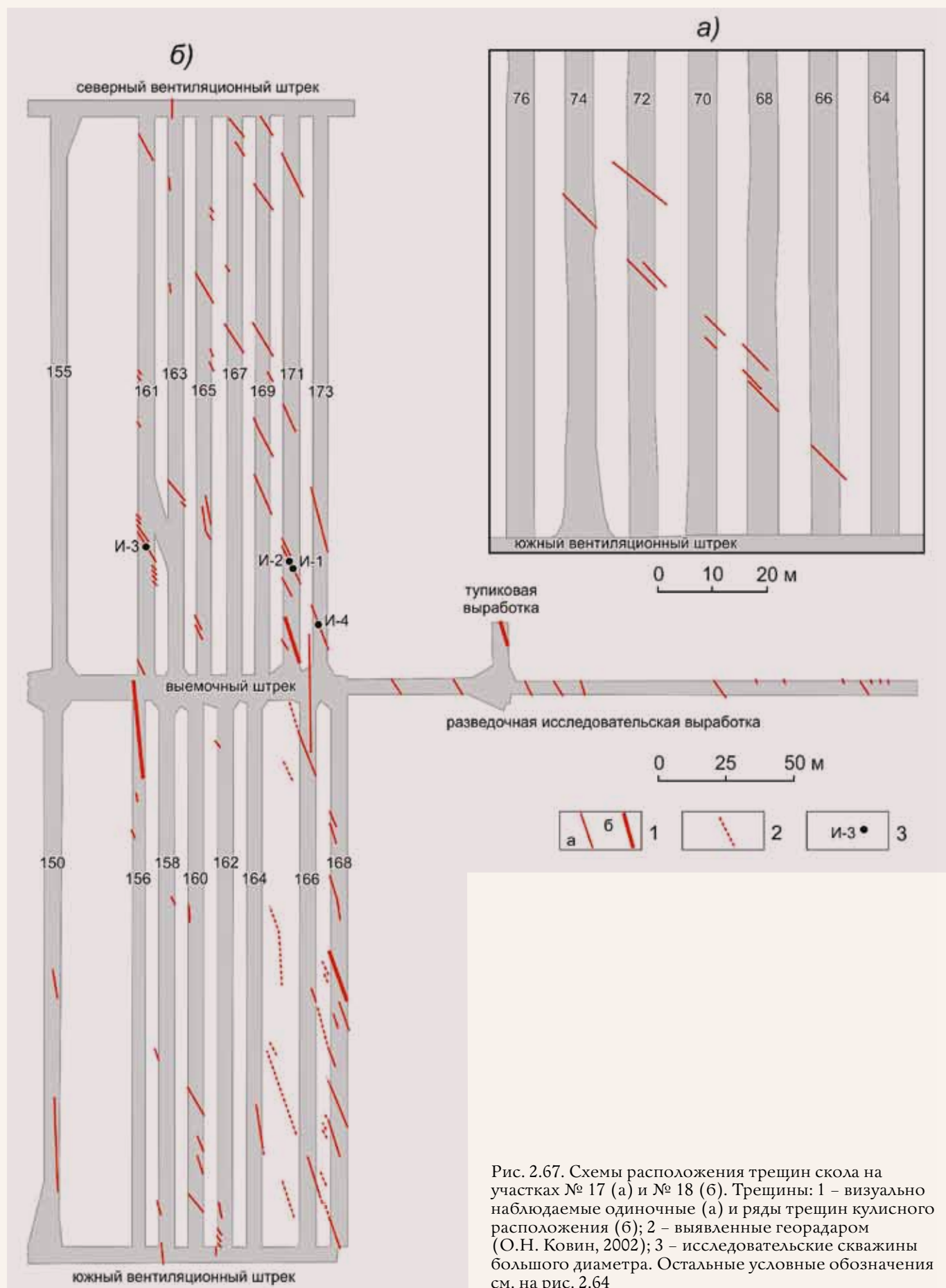


Рис. 2.68. Зарисовка трещин в западной (а) и восточной (б) стенках камеры 68 (участок №17) сильвинит: 1 – красный, 2 – пестрый, 3 – полосчатый; 4 – каменная соль нормальной садки; 5 – каменная соль замещения; 6 – глинистые прослойки; 7 – трещины

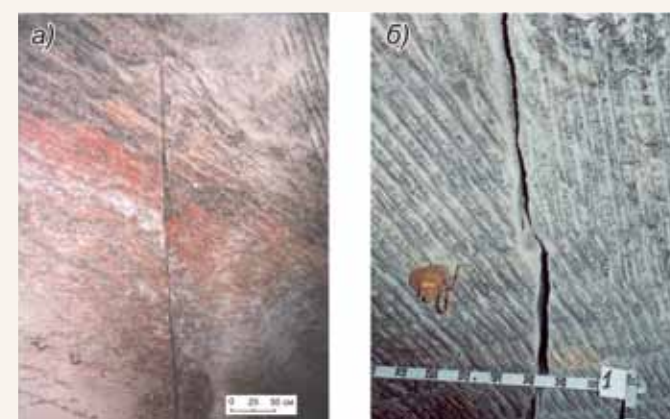


Рис. 2.69. Фрагменты трещин скола в пластах Б и Б-В. Панель 4, блок 2, западная стенка и кровля камеры 167 в 107 м от устья (а) (фото В.А. Шабакина) и кровля камеры №156 вблизи ее устья (б) (фото В.Е. Васюкова)

них встречаются повсеместно, другие наблюдались лишь в единичных случаях. Наиболее широко распространены корочки, образованные мелкими кристаллами желтовато-серого или серого галита. Они встречаются в трещинах, секущих пласт Б-В, и реже – в пластах А и Б.

На стенках трещин, секущих пестрый сильвинит пласта Б и каменную соль пласта Б-В, встречаются белые почковидные образования, сложенные мелкими кристаллами галита. Диаметр «почек» – 1–3 мм, высота – 1–4 мм. Эти «почки» могут быть одиночными или формировать ско-

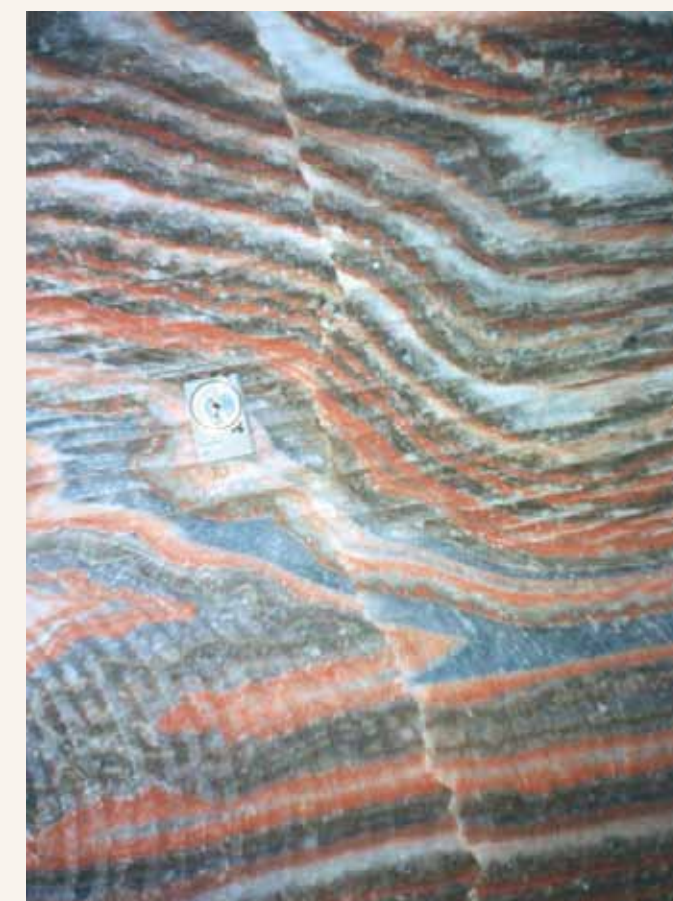


Рис. 2.70. Трещина скола в пласте А. Западная стенка камеры № 171, в 52 м от ее устья (фото В.Е. Васюкова)

пления, образующие иногда сплошной покров. В качестве примера приведем фото почек, образовавшихся на стенке трещины, вскрытой камерой 171 (рис. 2.72а).

На западной стенке устья камеры 173 в трещине, пересекающей каменную соль пласта Б-В, встречена щетка кристаллов галита необычной формы. Щетка имеет вытянутую форму с размерами площадки 3,0 × 1,5 см. Кристаллы бесцветные, довольно чистые. Их длина может достигать 16 мм, поперечник – до 4–5 мм. Кристаллы длиной до 5 мм ровные, прямые. С увеличением длины кристаллы начинают изгибаться в стороны от длинной оси щетки. Самые длинные кристаллы развернуты почти на 180° (рис. 2.72б).

При вскрытии трещин скола часто наблюдались сильные кратковременные выделения газа, сопровождаемые резкими хлопками. Расстояние между трещинами колеблется в широких пределах (1–25 м) и в среднем составляет 4–10 м. Однако блоки пород, разделенные визуально наблюдаемыми трещинами, рассечены серией скрытых трещин, имеющих ту же ориентировку, что и основные трещины. Скрытые тре-

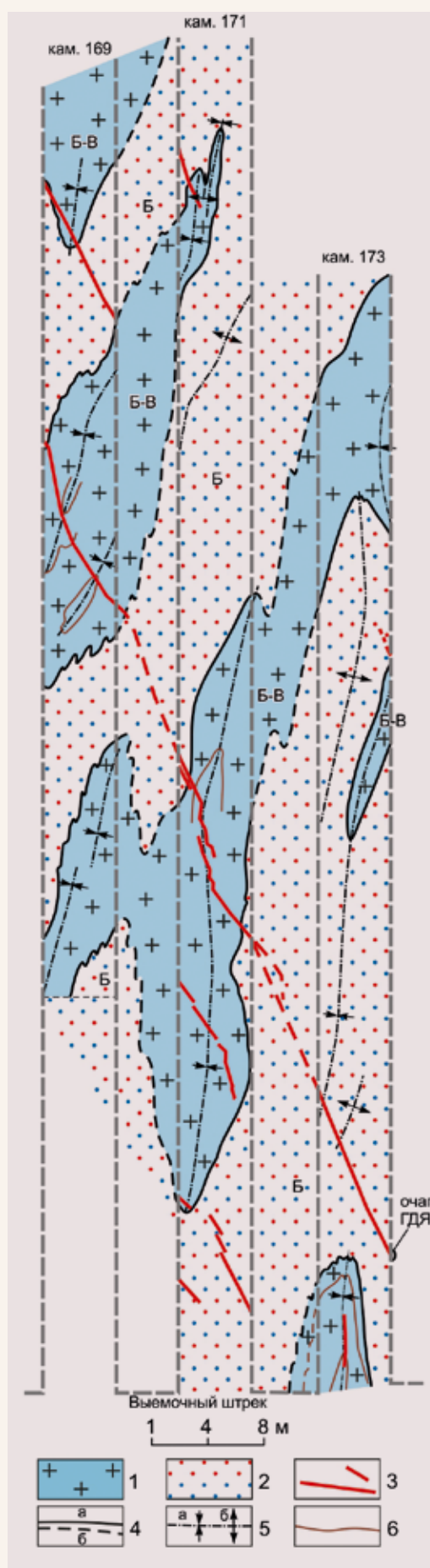


Рис. 2.71. Зарисовка кровли камер 169, 171 и 173 блока 2 панели 4: 1 – каменная соль пласта Б-В; 2 – пестрый сильвинит пласта Б; 3 – трещины; 4 – литологические границы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 5 – оси синклинальных (а) и антиклинальных (б) складок;



(а)



(б)

Рис. 2.72. Почковидные образования (а) (натуральная величина) и щетка галита (б) (x2) со стенок трещин скола (фото В.Е. Васюкова)

шины проявляются в виде трещин отдельности при техногенной деформации пород в местах концентрации напряжений (на сопряжениях горных выработок) и при разделке (распиловке) монолитов на образцы (при видимой монолитности образцы разваливаются на части). В некоторых случаях скрытые трещины видны на гранях образцов, подготовленных для лабораторных исследований физико-механических свойств пород. Так, например, при отборе монолита полосчатого сильвинита из восточной стенки камеры 168 в 20 м от ее устья никаких признаков трещиноватости пород замечено не было (ближайшая видимая трещина находится в 12,5 м к западу). Однако на части неразвалившихся образцов видны тонкие трещины кливажа, которые располагаются на расстоянии 0,5–1,5 см одна от другой (рис. 2.73). Трещины не являются сквозными, большая часть их видна на одной грани образца и теряется в глубине породы.

Исследования трещин в пределах восточной части шахтного поля СКРУ-3 позволяют сделать ряд выводов, основными из которых являются:

- подавляющее большинство секущих трещин развито в интервале разреза от подошвы пласта А до кровли пласта Б-В;
- все секущие трещины имеют тектоническое происхождение, т.е. являются естественными, на что указывают следующие факты: вторичная минерализация, развитая на их стенках; заполненность газами под большим давлением; их ориентировка в пространстве, не связанная с геоме-

трией подземных горных выработок;

- трещины отрыва характеризуются большим диапазоном простирания (от северо-западного до северо-восточного), нежели трещины скола;
- трещины скола развиты в относительно жестких породах (каменная соль, пестрый и полосчатый сильвиниты);
- отмечается различие простираний осей складок и трещин скола;
- соляные породы блоков, расположенных между визуально наблюдаемыми трещинами скола, характеризуются скрытой трещиноватостью (кливажем), ориентировка которой в пространстве аналогична ориентировке основных трещин. В результате ведения горных работ трещины кливажа могут раскрыться.

Таким образом, проведенными исследованиями впервые для Верхнекамского месторождения солей установлена пространственная связь между зоной трещиноватости в соляной толще и конкретным крупным разрывным нарушением (разломом) № 170.

Соляные жилы (залеченные трещины) широко развиты в прослоях соленосных глин и пласте МГ. Преобладающее простирание этих трещин – диагональное. Особенно это характерно для крупных отрицательных структур месторождения (рис. 2.74). Залеченные трещины не бывают одиночными, а их системы образуют сетки с самым разнообразным рисунком. Примеры некоторых сеток приведены на рис. 2.75–2.78.

Наиболее крупные залеченные трещины встречаются в пласте МГ на положительных структурах месторождения. В пределах Соликамского поднятия пласт МГ деформирован в узкие синклинальные и антиклинальные складки субмеридионального простирания. Складки асимметричные, от чуть наклонных на запад до опрокинутых. Симметричные складки встречаются редко. Углы наклона крыльев складок 20-90°.

В поперечном сечении складок пласта МГ наиболее отчетливо выделяются радиальные соляные жилы. Они имеют клиновидную, реже прямоугольную и еще реже трапециевидную форму (рис. 2.79). Высота соляных жил обычно 0,1–0,5 м, но достигает иногда более чем 1,0 м, пересекая пласт МГ на полную мощность. Среднее раскрытие клина в широкой части – 5–7 см. Основание трапециевидных соляных жил может достигать 0,5 м. Все широкие основания поперечных сечений жил обращены в сторону выпуклой границы пласта МГ.

Радиальные соляные жилы обычно сложены волокнистым оранжевым, реже серым и голубовато-серым галитом, иногда гипсом. Жилы этого типа расположены веерообразно, обычно в несколько ярусов (до 5). Центром веера является ядро складки. В плане радиальные жилы бы-вают



Рис. 2.73. Кливаж полосчатых сильвинитов пласта А (натуральная величина). Восточная стенка камеры 168, в 20 м от ее устья (фото Л.В. Андрейко)

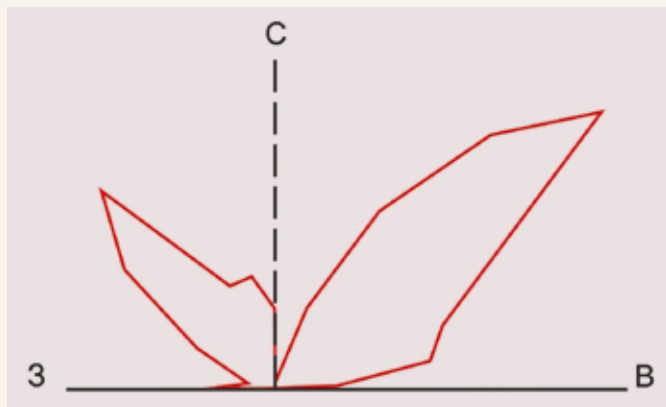


Рис. 2.74. Роза-диаграмма простираций залеченных трещин в пределах шахтного поля СКРУ-3



Рис. 2.75. Ячейчатая ромбовидная (а), неправильная прерывистая (б) и неправильная полигональная (в) сетки,



Рис. 2.76. Серия залеченных трещин в прослое глинисто-ангидритового материала подошвы пласта Б-В кровля очистной камеры, рудник СКРУ-3

прямые, плавно изогнутые и S-образные.

Соляные жилы образуются при выполнении трещин вторичными минералами. Характеристика минералов, выполняющих трещины, и их взаимоотношение в жиле необходимы для выявления последовательности образования трещин.



Рис. 2.77. Система соляных жил, секущих «книжечку» пласта КрI-КрII кровля камеры 8 блока 5 первой панели рудника СКРУ-3

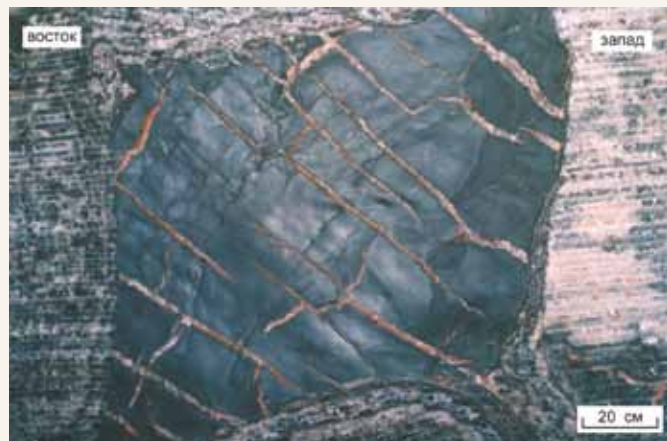


Рис. 2.78. Система соляных жил, секущих «книжечку» пласта КрI-КрII кровля камеры 4 блока 5 первой панели рудника СКРУ-3

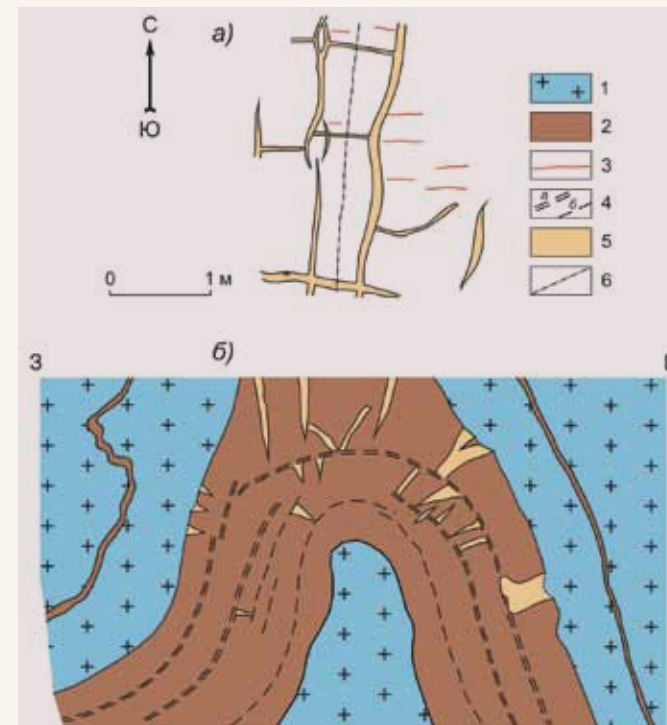


Рис. 2.79. Продольные и поперечные залеченные трещины в пласте МГ план (а) и разрез (б): 1 - каменная соль; 2 - породы пласта МГ; 3 - секущие трещины, выполненные гипсом; 4 - согласные трещины, выполненные серым галитом и гипсом (а), гипсом (б); 5 - галит оранжевый; 6 - ось складки

Приведенный ниже материал дается главным образом на основании визуальных наблюдений.

Основными минералами, выполняющими трещины и другие пустоты, являются (в порядке их распространения): галит, карналлит, сильвин, гипс, ангидрит и пирит.

Галит - основной минерал соляных жил, имеющий широкую цветовую гамму - от бесцветного (в массе белого) до темно-оранжевого и фиолетового тонов. Галит имеет несколько агрегатных разновидностей: волокнистый (параллельно-волокнистый, лучисто-волокнистый, спутанно-волокнистый), зернистый (мелко- и крупнозернистый), зернисто-волокнистый, шпатово-волокнистый и шпатовый.

Наиболее характерным цветом для волокнистого галита является оранжевый, оранжево-желтый, оранжево-серый, желтовато-серый, бесцветный (в массе белый), голубовато-серый, голубой. В пласте МГ голубоватые тона волокнистого галита наиболее часто встречаются на поднятиях, серые - в крупных отрицательных структурах. Оранжевые тона этой разновидности наиболее характерны для секущих жил мощностью более 1 см (рис. 2.80) и для будиажных разрывов. В последнем случае часто встречаются лучисто-

волокнистые агрегаты. Ширина разрывов, выполненных волокнистым галитом, колеблется в широких пределах и достигает 2 м. Участками волокна изогнуты, в местах пересечения жил встречаются спутанно-волокнистые агрегаты. Волокна обычно перпендикулярны стенкам трещин, но иногда они ориентированы к ним под косым углом.

Зернистый галит характеризуется темно-серыми, желтовато-серыми, голубовато-серыми, светло-синими оттенками. Размер зерна 0,5-5 мм, в отдельных случаях до 1 см (крупнозернистый). Зернистый галит встречается значительно реже, чем волокнистый.

Зернисто-волокнистый галит в целом похож на волокнистый, отличаясь от него более грубыми волокнами (до 2-3 мм в поперечнике) и разделением (расчленением) этих волокон на короткие (3-5 мм) столбики. Распространен редко.

Шпатово-волокнистая разновидность галита также встречается редко. Она имеет желтовато-оранжевый, светло-голубой, светло-серый цвета. Встречаются бесцветные разновидности (в массе белые). Шпатово-волокнистый галит характеризуется ступенчатым изломом, приближающимся к шпатовому. Этот галит выполняет обычно трещины шириной до 8 см, секущие пласт МГ.

Шпатовый галит представлен очень крупными кристаллами (1-3 см). Встречаются кубы кристаллов галита, длина ребра которых достигает 20 см. Цвет шпатового галита серый, бесцветный (в массе темный), темно-серый, голубой, синий, фиолетовый. Шпатовый галит серых оттенков в жилах довольно редок. Он выполняет короткие (до 0,5 м), маломощные (до 1 см) согласные трещины в пласте МГ и пу-

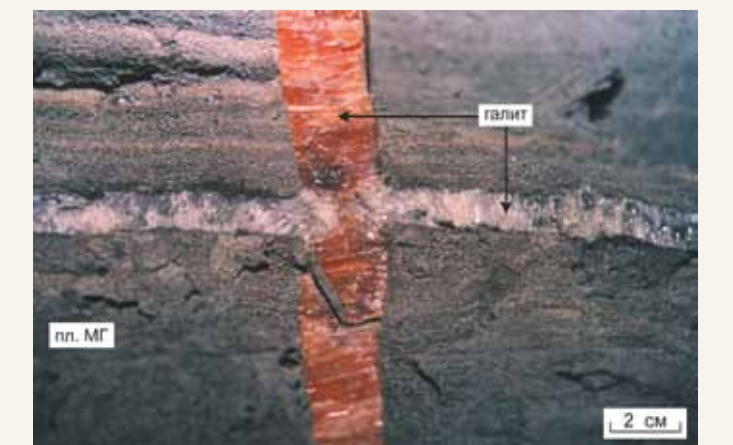


Рис. 2.80. Пересечение согласной (голубовато-белое) и секущей (оранжево-красное) жил волокнистого галита в пласте МГ (район ствола № 1 рудника СКРУ-3)

стоты другого происхождения. Бесцветный, голубой, синий и фиолетовый шпатовый галит встречается в виде одиночных кристаллов и их сростков в трещинах карналлитовой пачки и наблюдается, главным образом, в пласте МГ.

Карналлит – второй по распространенности минерал соляных жил. Он образует волокнистые и зернистые агрегаты, но часто встречается в виде сливных масс. Так же, как и галит, карналлит обладает большим цветовым разнообразием. Наиболее распространенные цвета – кирпично-красный, лимонно-желтый, оранжевый, бесцветный (в массе белый), реже – розовый, малиновый, бордовый и зеленоватых оттенков. Вторичный карналлит распространен в трещинах карналлитовой пачки.

Сильвин выполняет главным образом трещины в глинисто-ангидритовых прослоях нижних частей пластов каменной соли калийной залежи. Он характеризуется волокнистыми и зернистыми агрегатами, иногда встречается в виде одиночных или серии крупных кристаллов. Волокнистый сильвин обладает сургучно-красным, красным и молочно-белым цветами. Зернистые агрегаты встречаются реже, чем волокнистые. Размер зерен таких агрегатов от 0,3 до 2–3 мм. Крупные (до 1–2 см) кристаллы молочно-белого сильвина имеют красную оторочку. Молочно-белый сильвин в виде гигантозернистых образований (крупных кристаллов с размером ребра до 8 см) чаще всего встречается в жилах отслоения вблизи галопелитовых прослоев (рис. 2.81).

Гипс белого и светло-серого цвета встречается только в виде волокнистых (параллельно-волокнистых) агрегатов, выполняющих трещины шириной до 4 см. В центральной части гипсовой жилы обычно имеется шов срастания (просечка). Гипс встречается, в основном, в пласте МГ, в согласных и секущих трещинах.

Ангидрит – серый, голубовато-серый, плотный, скрытокристаллический. Серый и голубовато-серый ангидрит выполняет согласные, с малым раскрытием (0,5–1 см) трещины. Материал представлен в виде скрытокристаллической массы с совопячейистой текстурой, ячеек и которой сильно сплюснуты. Длинные оси этих ячеек ориентированы поперек трещин. Белый ангидрит встречен в единственном случае в пласте МГ на руднике СКРУ-2 (4-я северо-восточная панель горизонта –143 м). Этот ангидрит пространственно приурочен к зоне замещения вышележающих продуктивных пластов.

Пирит встречается в трех агрегатных формах: мелкая вкрапленность, зернистые массы, одиночные крупные кристаллы и их сростки. Зерна мелковкрапленного пирита (размером до 0,5 мм) обычно встречаются в темно-сером шпатовом галите, выполняющем небольшие (длиной до 0,5

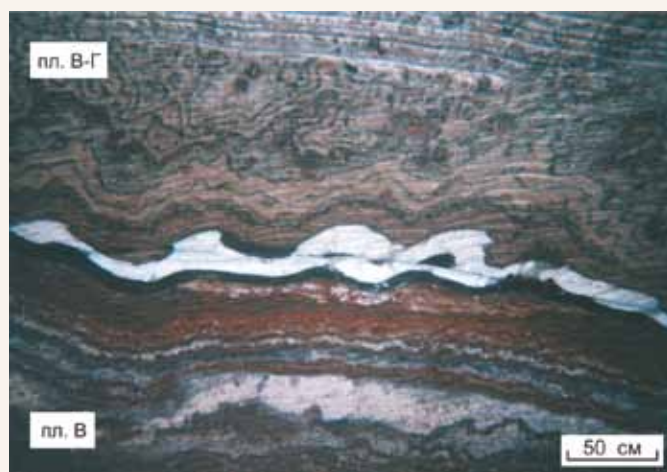


Рис. 2.81. Четко видная жила молочно-белого сильвина в кровле пласта В рудник БКПРУ-4

м) согласные трещины в пласте МГ. Содержание этого пирита может достигать не-скольких процентов.

Зернистые массы пирита с размером зерен 1–3 мм имеют желтоватый цвет, иногда с ярко выраженной побежалостью. Эта разновидность пирита характерна для Тверитинской впадины, где она особенно часто встречается в зальбандах буди-нажных трещин пласта МГ, а также в оперяющих их более тонких трещинах. Зернистые массы пирита часто встречаются в расщеплениях трещин.

Крупные кристаллы размером до 3 см и их сростки имеют латунно-желтый цвет. Кри-сталлы обычно представлены одной простой формой – октаэдром. В подавляющем большинстве случаев форма неправильная. Иногда кристаллы представлены комбинацией ромбододекаэдра, куба и октаэдра при обязательном октаэдрическом габитусе. Крупные кристаллы приурочены к зальбандам жил. Лишь однажды идеальный кристалл пирита октаэдрической формы размером 1,5 см был встречен в центральной части вертикальной трещины, выполненной светлым волокнистым галитом.

В целом для отрицательных структур наи-более характерен пирит в виде мелкой вкрапленности и зернистых масс. Крупные кристаллы пирита наиболее часто встречаются в пределах соляных поднятий.

Мономинеральные жилы встречаются редко и представлены главным образом волокнистыми разностями галита, гипса и ангидрита. Жилы такого состава наиболее характерны для пласта МГ. В продуктивной толще мономи-неральные жилы встречаются еще реже. Они сложены волокнистыми разностями желтовато-се-рого галита, красного сильвина, желтого и зеленовато-желтого карналлита. Эти минералы

выполняют самые тонкие трещины всех систем. Однако даже мономинеральные жилы часто не являются однородными как по структуре, так и по цвету минерала. Жилы, сложенные одним ми-нералом, структура и цвет которого выдержана на всем видимом ее сечении, названы нами про-стыми. Простые жилы встречаются еще реже, чем мономинеральные, и представлены в основ-ном волокнистыми разностями оранжевого, бе-лого и голубого галита, белого гипса и серым ангидритом. Очень редко встречаются простые жилы, сложенные серым и желтовато-серым во-локнистым галитом, желтым и зеленовато-жел-тым волокнистым карналлитом и красным во-локнистым сильвином.

Основная масса залеченных трещин пред-ставлена сложными жилами, среди которых явно преобладают полиминеральные жилы. В большинстве случаев взаимное располо-жение минералов и участков с различным цве-том в мономинеральных жилах азональное. В полиминеральных азональных жилах ино-гда видна приуроченность минералов к опре-деленным участкам. Это касается главным образом, мелкозернистого голубого и синего га-лита, кристаллы которого расположены в виде полос (часто двойных) в зальбандах или в виде одиночных цепочек на контактах различных ми-нералов. Упорядоченное расположение минера-лов или их разновидностей в жиле может быть линейным или концентрическим. Линейная зо-нальность параллельна стенкам трещин и может быть как симметричной, так и асимметричной. При этом симметричность линейной зональ-ности нами понимается не в геометрическом, а в минералогическом смысле. В этом случае мощ-ности зон могут быть и не равны, но порядок рас-положения минеральных зон относительно вы-бранной линии должен быть один и тот же. На рис. 2.82 иллюстрируется строение некоторых типов жил. В табл. 2.19 приведена встречаемость сложных соляных жил в пределах центральной части месторождения.

Анализ взаимоотношения жил и слагающих их минералов показал, что существует четкая по-следовательность минералообразования (суль-фаты кальция → галит → сильвин → карналлит), которая соответствует растворимости этих ми-нералов в воде.

Разновидности одного минерала также об-разуются в определенном порядке. Установлено, что первыми образуются белые, голубовато-се-рые, светло-серые, серые зернистые и волокни-стые разности галита. После них образуется во-локнистый галит оранжевых оттенков, причем оранжевый и темно-оранжевый галит образу-ются после светло-оранжевого галита. Это сле-дует из того, что темно-оранжевый и оранжевый

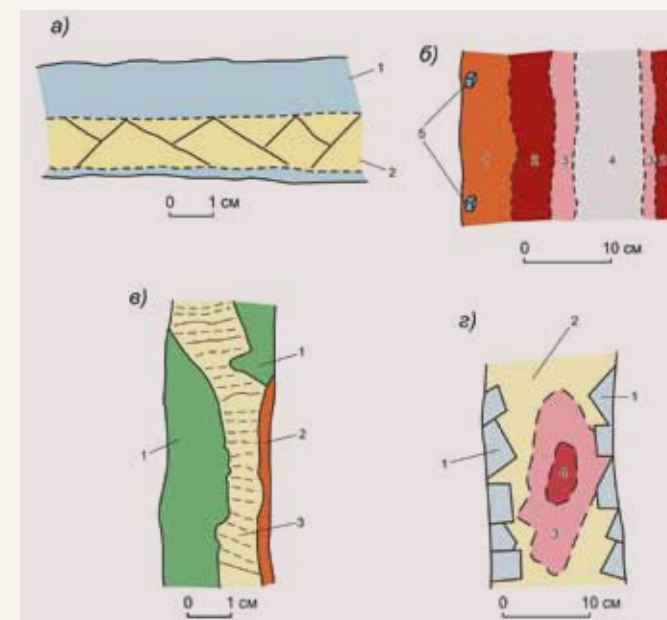


Рис. 2.82. Внутреннее строение некоторых соляных жил а) зональная по структуре, линейно-симметричная согласная жила галита в пласте МГ (рудник СКРУ-2) Структура и цвет: 1 – зернистый голубовато-серый, 2 – шпатовый желтовато-серый, прозрачный. б) зональная, линейно-симметричная по цвету секущая жила карналлита в пласте В-Г (рудник СКРУ-1). Цвет карналлита: 1 – кирпично-красный, 2 – вишнево-малиновый, 3 – розовый, 4 – белый, 5 – одиночные кристаллы голубого и бесцветного галита. в) линейно-зональная по цвету и структуре асимметричная жила карналлита в прослое соленосных глин пласта В-Г (рудник СКРУ-1). 1 – волокнистый салатного цвета, 2 – волокнистый кирпично-красного цвета, 3 – зернисто-волокнистый желтовато-белый с включениями оранжевого. г) полиминеральная с элементами концентрически-зонального строения секущая жила в пласте В-Г (рудник СКРУ-1). 1 – кристаллы прозрачного голубого и бесцветного галита; карналлит зернистый желтовато-белый (2), розовый (3) и малиновый (4)

цвета характерны для центральных частей тел вторичного волокнистого галита, выполняющих крупные отрывы пласта МГ. Для карналлита характерна обратная картина. Первыми образуются агрегаты темных оттенков (кирпично-красные, красные).

Часто в минералогии важным геохимическим показателем последовательности образо-вания минералов является содержание в них тех или иных элементов-примесей. Для соляных минера-лов Верхнекамского месторождения таким эле-ментом может быть бром. Причем вместо абсо-лютного его содержания обычно используют от-ношение его содержания к содержанию хлора – бром-хлорный коэффициент ($n \cdot 10^3 \text{ Br/Cl}$). Рас-смотрим значения этого коэффициента только для разновидностей галита. По этому признаку

Таблица 2.19

Встречаемость сложных соляных жил

Состав жилы, структурная и цветовая неоднородность минеральных разновидностей		Относительное расположение минералов			
		Азональное	Зональное		Концентрическое
			Линейное	Асимметричное	
Мономинеральный	Структурная неоднородность минералов	Редко	Очень редко	Редко	Очень редко
	Цветовая неоднородность минералов	Часто	Редко	Очень редко	Очень редко

четко выделяется темно-серый шпатовый галит, встречающийся в небольших согласных жилах пласта МГ, интервал значений бром-хлорного коэффициента для которого составляет 0,24–0,34. В целом разновидности волокнистого галита по бром-хлорному коэффициенту почти не различаются. Так, интервал его значений для белого, голубовато-серого, светло-серого и серого волокнистого галита по 29 пробам составляет 0,07–0,22, а для оранжевых оттенков (по 18 пробам) – 0,10–0,24. Средние значения составляют соответственно 0,12 и 0,16. Во всяком случае, прямое статистическое сопоставление выборок по критерию Стьюдента не дает оснований говорить, что эти разновидности по данному признаку различны. Однако сопоставление значений бром-хлорного коэффициента для цветowych разновидностей волокнистого галита, пробы которого взяты в непосредственной близости друг от друга, свидетельствует об обратном.

В табл. 2.20 приведены шесть таких случаев, и практически всегда значение бром-хлорного коэффициента для оранжевых разновидностей больше, чем для белых, голубовато-серых, светло-серых и серых. Исключением являются две пары проб (20 и 21, 41 и 43), но это совпадение вполне объясняется вероятной ошибкой химического анализа. Отсюда следует вывод: поздние разности галита характеризуются большими значениями бром-хлорного коэффициента, чем ранние. Следовательно, можно считать, что молочно-белый сильвин, слагающий соляные жилы, образуется позже, чем красный (хотя непосредственные их взаимоотношения в жилах нами не наблюдались).

Исключением является пирит, образование которого не укладывается в выявленную закономерность последовательности отложения минералов в жилах. Этот минерал образуется вместе с галитом, причем характерные агрегаты

Таблица 2.20

Значения бром-хлорного коэффициента цветowych разностей волокнистого галита жил пласта МГ

Место отбора проб	Оранжевые тона		Прочие тона	
	№ пробы	Значение	№ пробы	Значение
СКРУ-1, главный южный вентиляционный штрек, блок 199	31	0,12	30	0,08
	32	0,12	33	0,08
СКРУ-1, южный откаточный штрек	34	0,12	35	0,07
			36	0,09
СКРУ-1, уклон на блок 57–59	41	0,10	43	0,10
	42	0,12	44	0,10
СКРУ-1, главный откаточный карналлитовый квершлаг	48	0,13	49	0,09
	50	0,14	51	0,10
СКРУ-2, главный восточный откаточный штрек	21	0,15	20	0,15
СКРУ-3, выработка гидрозакладки, район ствола № 1	4	0,20	5	0,12

пирита встречаются только с определенными разновидностями галита: тонкорассеянный – с темно-серым шпатовым, зернистый и крупнокристаллический – с оранжевым.

Таким образом, полная последовательность образования минералов соляных жил имеет примерно следующий вид:

1. Ангидрит, гипс.
2. Галит зернистый и волокнистый (белый, голубовато-серый, светло-серый, серый).
3. Пирит зернистый и крупнокристаллический (отдельные кристаллы и друзы).
4. Галит волокнистый светло-оранжевый.
5. Галит волокнистый оранжевый и темно-оранжевый.
6. Галит темно-серый шпатовый, тонкорассеянный пирит.
7. Сильвин волокнистый красный, розовый.
8. Сильвин молочно-белый грубоволокнистый, крупнокристаллический.
9. Карналлит темных оттенков (кирпично-красный, красный и др.).
10. Карналлит светлых оттенков (белый, желтый, вишневый, светло-зеленый).

Будинажные отрывы широко развиты в пласте МГ, в основном в крупных отрицательных структурах. Эти отрывы детально изучены нами в Тверитинской впадине. Здесь пласт МГ имеет слабо-волнистое залегание с общим углом падения 1–3° в сторону центральной части впадины. Пласт разорван различно ориентированными трещинами и отрывами на отдельные блоки размером от 4 до 12 м. В редких случаях размер блоков снижается до 1–2 м. Форма блоков в вертикальном сечении – параллелограмм, прямоугольник или трапеция. Мощность пласта МГ в блоках часто сокращена до 0,8 от исходной мощности. Широкие отрывы между блоками обычно выполнены вмещающей каменной солью. Характер расчленения и резкое различие физико-механических свойств пласта МГ и вмещающих пород дают основание говорить, что здесь мы имеем дело с типичным будинажем.

Наиболее ярко процесс будинирования пласта МГ проявлен вблизи центральной части впадины (1-я и 3-я панели СКРУ-3). Здесь пласт МГ разбит на блоки, имеющие в разрезе форму параллелограммов и трапеций с размерами от 2–3 до 10 м. Будины обычно имеют тупое окончание, реже округлое (см. рис. 2.83–2.87). В случаях наклона торцов под углом 30–70° (будинаж скальвания) поверхность отрыва относительно ровная. При субвертикальном положении торцов (будинаж отрыва) стенки будин неровные. Раскрытие будинажных трещин достигает 0,5 м. Трещины и отрывы обычно заполнены оранжевым волокнистым галитом (см. рис. 2.83), часто с большим количеством пирита на торцах будин. В отрывах присутствуют обломки пласта МГ неправильной формы,

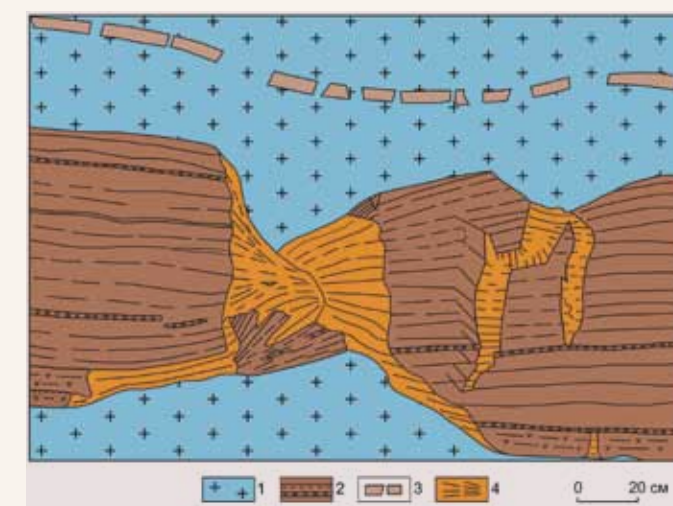


Рис. 2.83. Будинажный отрыв и трещины в пласте МГ рудник СКРУ-3: 1 – каменная соль; 2 – породы пласта МГ; 3 – маркирующий горизонт «Спутник»; 4 – галит волокнистый, светло-оранжевый



Рис. 2.84. Клиновидный раздвиг пласта МГ субширотного простирания (в районе ствола № 1 рудника СКРУ-3)

иногда повернутые вокруг горизонтальной оси.

Растяжение пласта МГ при его будинировании в центральной части мульды составляет: в широтном направлении – 20% (без учета трещин внутри будин – 11%), в меридиональном направлении – 12,3% (без учета трещин внутри будин – 11%).

В пределах средней части восточного борта Тверитинской мульды (район ствола № 1 СКРУ-3) пласт разбит системами ортогональных и диагональных трещин и отрывов на блоки размером 4–12 м. Характерной особенностью этого участка является широкое развитие клиновидных, трапецевидных и других более сложных форм отрывов. Ширина отрывов по кровле пласта не превышает 0,8 м. По подошве она значительно меньше и у клиновидных отрывов составляет всего 1–3 см.

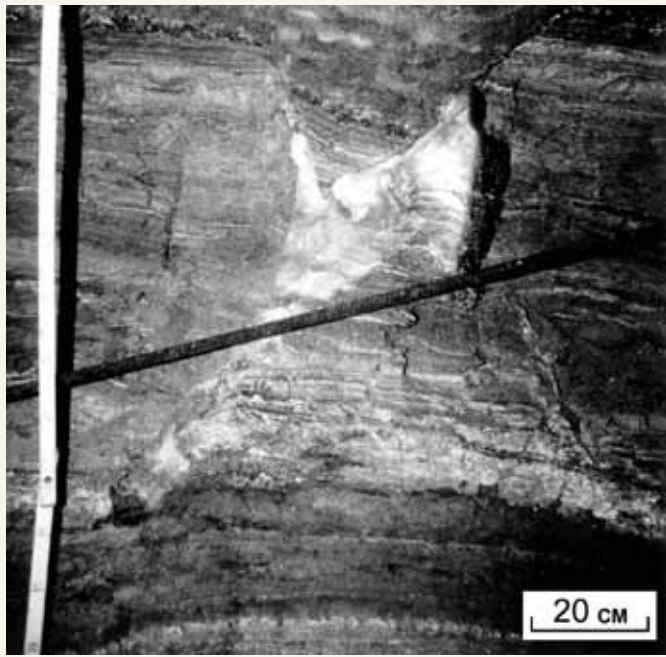


Рис. 2.85. Будинажный отрыв в пласте МГ субширотного простирания (в районе ствола № 1 рудника СКРУ-3)

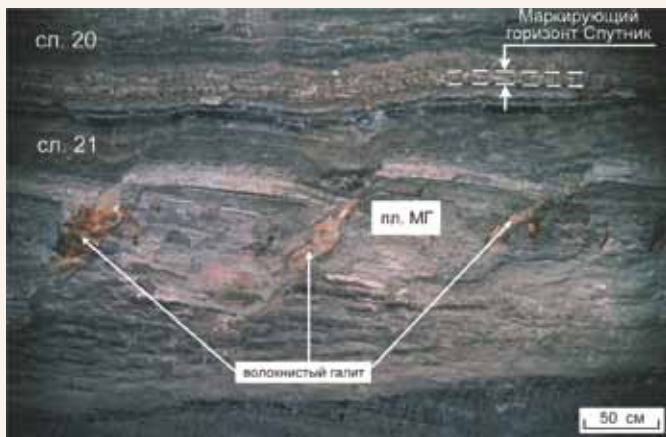


Рис. 2.86. Будины пласта МГ в районе ствола № 1 рудника СКРУ-3

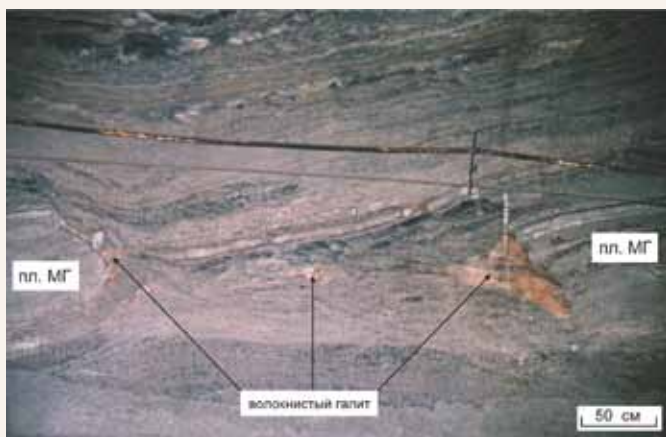


Рис. 2.87. Будинажный отрыв и «растаскивание» пласта МГ в районе панели 1 рудника СКРУ-3

Трещины и отрывы между будинами выполнены волокнистым белым или светло-оранжевым галитом. Значительная доля объема широких отрывов заполняется перекрывающей каменной солью с небольшим количеством (1–2) довольно крупных обломков пласта МГ. Каменная соль здесь частично перекристаллизована и осветлена, но слоистость, несмотря на значительную деформацию, не нарушена.

Будинажное растяжение пласта МГ в этой части мульды составляет: в широтном направлении – 8% (без учета трещин внутри будин – 4,3%), в меридиональном направлении – 11 и 7%, соответственно.

Важно отметить, что будинирование наблюдается при деформации не только пласта МГ, но и других относительно мощных прослоев соленосных глин (см. рис. 2.88).

Изложенные особенности деформаций пласта МГ и прослоев соленосных глин в пределах Тверитинской впадины дают основание утверждать, что, во-первых, будинирование произошло под действием растягивающих напряжений и, во-вторых, несоляные породы деформировались главным образом хрупко, в то время как вмещающая их каменная соль деформировалась без нарушения сплошности, т.е. текла.

Кинкбанды. В разд. .2 рассматривались мелкие зоны замещения каменной солью типа «ушко» с точки зрения изменчивости минерального состава продуктивных пластов. В то же время их можно и нужно рассматривать как тектонические структуры малых форм (см. рис. 2.26).

Геологи ВНИИГ пришли к выводу, что структуры-«ушки» представляют собой ромбоэдры скалывания [73], известные в литературе как лозанж [163] или дуплексы [362], которые возникли при хрупких деформациях преиму-



Рис. 2.88. Элементы будинирования прослоев глинисто-ангидритового материала в кровле пласта КрII (Дурыманский прогиб, рудник БКПРУ-2)

ущественно в зонах горизонтального сдвига. Видимые в стенах горных выработок полосы замещения есть результат локального термодинамометаморфизма в краях ромбоэдров скалывания. Хаотическая текстура каменной соли в краях имеет, по мнению авторов гипотезы, катаклическую природу. И, наконец, отмечается, что между механизмами формирования ромбоэдров скалывания и складкообразованием отсутствует генетическая связь.

Нет необходимости здесь излагать детали строения ромбоэдров скалывания, так как они достаточно полно освещены в работе [73]. Ниже приводятся лишь дополнения и некоторые соображения относительно природы рассматриваемых образований.

Детальный анализ текстуры пород многочисленных полос замещения типа структура-«ушко» позволяет говорить об эволюции их развития, в котором выделяются четыре основные стадии. Первая стадия (начальная) характеризуется слабым флексурным изгибом прослоев пласта А и слабым осветлением галита и сильвина в зоне этого изгиба (рис. 2.89а). Вторая стадия (стадия начального замещения) характеризуется более четким флексуобразным залеганием прослоев пласта, частичным замещением сильвина галитом, присутствием блоков молочно-белого сильвина и синего галита (рис. 2.89б). Третья стадия (стадия полного замещения) отмечается полным отсутствием сильвина, более четко развитой флексурой, иногда переходящей в опрокинутую складку однако глинисто-ангидритовые прослои прослеживаются с трудом (рис. 2.89в). Четвертая стадия (заключительная) отличается присутствием каменной соли массивной текстуры с большим количеством шпатового галита. Глинисто-ангидритовый материал находится в виде хаотически расположенных обрывков прослоев или скоплений неправильной формы (рис. 2.89г). Конечно, эта схема идеализированна – действительность гораздо сложнее. Тем не менее она позволяет утверждать, что дислокации вдоль ветвей структур-«ушек» не являются разрывными (т.е. хрупкими), а развиваются постепенно и пластически.

Суммируя изложенное, можно предположить, что структуры-«ушки» имеют полигенную природу. Не исключено, что часть из них действительно есть своеобразное проявление ромбоэдров скалывания в солях (конечно без термодинамометаморфизма), а другая представляет собой кинкбанды, которые имеют в литературе самые различные названия: полосы скалывания (скольжения), ломаный кливаж, зоны перегиба (излома), трещины волочения, плоскости р и q, поперечные изломы, плоскости (полосы, листоватость, полосы) излома [3, 289, 314].

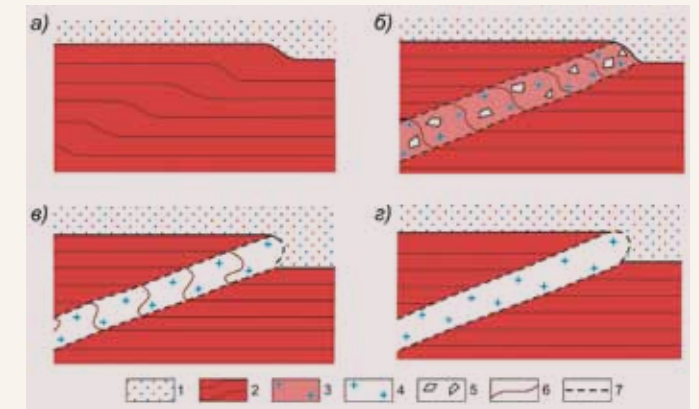


Рис. 2.89. Стадии развития полос замещения в пласте А (пояснения в тексте): 1 – пестрый сильвинит; 2 – полосчатый сильвинит; 3 – частичное замещение; 4 – полное замещение; 5 – крупные кристаллы (блоки) молочно-белого сильвина и шпатового галита; 6 – глинисто-ангидритовые прослои; 7 – литологические границы

Учитывая внутреннюю структуру ветвей «ушек», можно говорить о том, что они относятся к кинкбандам типа С (рис. 2.90), которые образуются в породах, сложенных зернистыми минералами, имеющими слои с чередующимися механическими свойствами, и в которых отсутствует сланцеватость [314]. Заметим, что этим условиям полностью соответствуют параметры полосчатых сильвинитов пласта А. Кинкбанды этого типа характеризуются тем, что слои не образуют резких изгибов вдоль плоскостей излома, что сближает их со складками продольного изгиба. Кинкбанды типа С часто называют сопряженными складками.

Механизм образования кинкбандов исследован еще недостаточно. Однако общей причиной образования всех типов кинкбандов является трехосное сжатие пород, когда главное напряжение совпадает со слоистостью или составляет с ней острый угол (рис. 2.90б). По мнению Дж. Уилсона «полоски излома (кинкбанды – А.К.) в своей ориентировке могут быть связаны с более крупными складчатыми структурами, если они обусловлены одним и тем же полем напряжений» [289, стр. 37]. Этим объясняется некоторая симметрия расположения структур-«ушек» относительно складок.

Таким образом, структуры-«ушки» как по формальным признакам, так и по конкретным условиям распространения, можно отнести к кинкбандам. Вторичное преобразование состава и структуры полосчатого сильвинита в кинкбандах происходило одновременно с развитием деформации пород и обусловлено воздействием на породу транзитных водных растворов, мигрирующих по раскрывающимся микротрещинам.

Единственным, но серьезным недостатком этого заключения является то, что угол между ветвями структур-«ушек», открывающийся в сторону слоистости пласта А, меньше 90° , в то время как, по литературным данным, он должен быть тупой. Однако здесь следует учесть два обстоятельства. Первое: – теоретически еще не доказано, что направление главного напряжения при образовании кинкбандов должно обязательно находиться внутри тупого угла, т.е. это правило остается эмпирическим. Второе: геометрия кинкбандов изучалась на примере очень жестких пород (филлиты, кремнистые, кристаллические и аспидные сланцы), физико-механические свойства которых, как известно, резко отличаются от свойств соляных пород. Следовательно, структуры-«ушки» требуют дальнейших серьезных исследований по трем причинам. Первая – стремление к познанию окружающего мира, вторая – выявление критериев для реконструкции тектонических движений в соляной толще, третья – со структурами-«ушками» связана пирротинная минерализация (см. разд. 2.6).

Микроскладки солей. При относительно простом общем тектоническом строении Верхнекамского месторождения его внутреннее строение довольно сложно. Для внутрислойной и внутрислоевой складчатости характерна мелкая прихотливая пloidчатость, которая приурочена в основном к внутренним частям антиклинальных складок и локальным раздувам. При этом Б.М. Голубевым выявлено, что внутренние части антиклиналей характеризуются широким развитием зернистого галита и крупнозернистого сильвина с гранобластовой структурой [62]. Для синклинальных складок отмечается преобладание серого

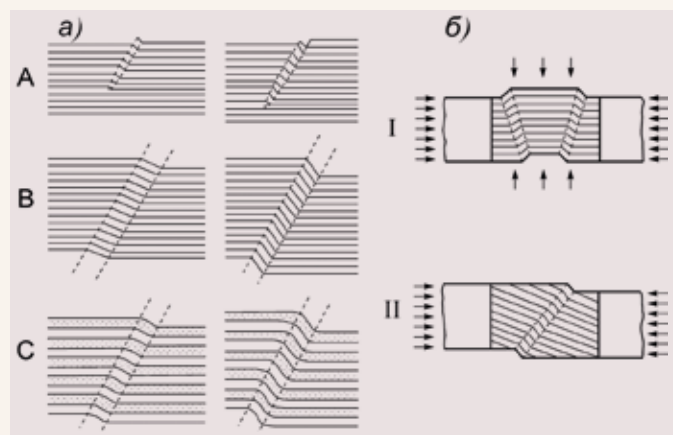


Рис. 2.90. Типы (а) и схемы образования (б) кинкбандов (по [314]) а) кинкбанды, обнаруженные в сильно рассланцованных породах (тип А), в сланцевых породах с большим количеством зернистых минералов (тип В) и в зернистых породах с чередующимися механическими свойствами слоев (тип С); б) главная ось напряжений параллельна слоистости (I) или составляет со слоистостью острый угол (II)

перистого галита и красного сильвина. Структура сильвина здесь мелкозернистая, зерна вытянуты вдоль слоистости.

Позднее С.В. Ходьковой были получены результаты, подтверждающие эту закономерность. Она отмечала: «...морфология прослоев зернистого галита и характер взаимоотношений его с вмещающими прослоями указывает на то, что именно с ним связана наибольшая мобильность, текучесть и в целом деформированность пород месторождения» (33. с. 119-120). Места распространения оранжево-розового сильвина характеризуются тем, что «...микроскладки имеют петлеобразную и иную весьма прихотливую форму, отображающую пloidчато-турбулизированное, с завихрениями перемещение массы подвижного вещества. Прослои оранжево-розового сильвина, подобно прослоям зернистого галита, представляли собой плоскости (правильнее, поверхности – А.К.), по которым осуществлялось смещение пачек пород, обусловившее формирование дисгармоничной складчатости» (там же, 33, с. 121).

Из приведенного следует, что предшественниками была подмечена связь между морфологией складок малого плана и структурой слагающих их пород. В ходе исследований получен огромный фактический материал. Естественно, что ниже излагаются только наиболее типичные факты и основные закономерности.

В пределах крупных отрицательных структур месторождения часто встречаются разрывы пачек галопелитов нижних частей каменной соли междупластий. Эти разрывы выполняются в основном сильвинитом расположенных ниже продуктивных пластов. На рис. 2.91 показан разрыв галопелитовых пачек, залегающих на пласте КрII (центральная часть Дурьманского прогиба). Общее залегание пластов горизонтальное. Разрыв шириной около 40 см выполнен сильвинитом слоя 1. Течение сильвинита охватывает пласт на глубину 0,6-0,7 м. В целом эта микроструктура напоминает диапир с углами падения слагающих его прослоев до 55° . Диапир сложен светло-красным, местами розовым сильвинитом. На отдельных участках диапира развит зернистый голубоватосерый галит. Диапир образовался в основном за счет раздува одного годового слоя. Глинисто-ангидритовый прослой этого слоя сгофрирован, а поверх него несогласно залегает мощный (до 8 см) прослой зернистого галита. Пачка каменной соли, расположенная между пачками галопелитов (см. верхнюю часть рис. 2.91), в месте раздвига слегка прогнута навстречу сильвинитовому диапиру. Трещины шириной до 5 см, секущие пачки глинисто-ангидритовых пород выполнены розовым волокнистым галитом.

На рис. 2.92 показан локальный участок деформирования сильвинитов слоя 1 пласта КрII, рас-

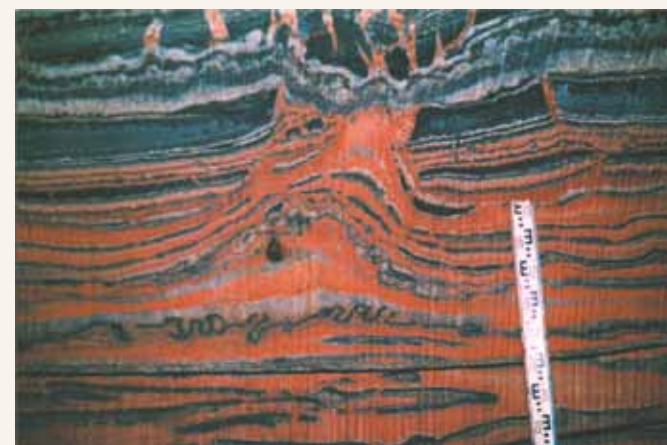


Рис. 2.91. Локальная пликативно-разрывная структура в кровле пласта КрII. Дурьманский прогиб, рудник БКПРУ-2

положенный в центральной (талъвеговой) части Дурьманского прогиба. Общее залегание пласта спокойное. Центром локального возмущения является раздув прослоя каменной соли, сложенной практически чистым зернистым галитом. Прослой каменной соли сложный: в нем на фоне светло-серого, почти белого, иногда светло-оранжевого галита выделяются два тонких прослоя голубого, местами синего галита. В раздуве эти прослои прослеживаются довольно четко. Здесь они образуют серию мелких складок. Сильной дислокации подвержены два обрамляющих годовых прослоя (особенно верхний). Верхний глинисто-ангидритовый прослой в некоторых окончаниях «пальцев» имеет раздувы. Прослой местами разорван и залечен красным волокнистым галитом, реже – зернистым галитом. В заливах между «пальцами» сохранились реликты светло-красного перекристаллизованного галита. Из приведенного ясно, что зернистый галит вторичный и замещал сильвин.

На рис. 2.93 приведен фрагмент центральной части относительно крупной флекуро-образной складки, вскрытой на шахтном поле БКПРУ-4. Амплитуда складки составляет около 9 м. Здесь видно, что прослои пласта А интенсивно перемяты. Однако какова бы ни была степень деформации, все прослои породы прослеживаются непрерывно. Особенно четко прослеживаются галопелитовые прослои и прослои серого галита. Пространство между петлями этих прослоев выполнено светло-красным, местами розовым сильвинитом и голубым, иногда синим зернистым галитом. Прослои зернистого галита характеризуются наибольшей степенью изменчивости мощности. Пласт В деформирован в меньшей степени, но и здесь видны мелкие дисгармоничные складки. Местами сильвин этого пласта встречается в виде молочно-белой разности.



Рис. 2.92. Локальное проявление микроскладчатости в сл. 1 пласта КрII. БКПРУ-2

Рассмотренные примеры позволяют сделать ряд выводов, наиболее важными из которых являются следующие:

- при ярко выраженной флюидальной текстуре деформированные породы характеризуются гранобластовой структурой, что не соответствует механизму ползучести солей по принципу Рикке;
- наиболее сложная складчатость характерна для пластов с четко выдержанной слоистой текстурой;
- породы, слагающие сложнодислоцированные участки калийной залежи, имеют четкие признаки вторичного преобразования (перекристаллизация, осветление, иногда локальное замещение);
- наиболее текучими минералами при деформации пород являются светло-красный и розовый сильвин, а также зернистый галит.

Очень редкий случай проявления микроскладчатости в каменной соли приведен на рис. 2.94. Необычным здесь является то, что дисгармоничные мелкие складки развиты только в одном слое, а подстилающие и перекрывающие его слои лишь слабо изогнуты. Внутри деформированного слоя каменной соли видны светлые пятна зернистого галита. Возможная причина формирования таких складок рассмотрена в разд. III.8.



Рис. 2.93. Фрагмент ядра флексуорообразной складки (пласт АБ, район II-й юго-восточной панели рудника БКПРУ-4). Фото И. Нильсена



Рис. 2.94. Дисгармоничные мелкие складки в одном из слоев средней зоны ПдКС (район ств. № 1 рудника СКРУ-3)

2.6. РЕДКИЕ ПОРОДЫ И МИНЕРАЛЫ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ

Редкие породы

На месторождении обнаружены породы, не характерные для разреза соляной толщи ВКМС. По минеральному составу они делятся на четыре типа: сульфатно-хлоридный, силикатнокарбонатный, сульфидно-хлоридный и карбонатно-сульфатный. В табл. 2.21 приведен минеральный состав пород первых трех типов.

Сульфатно-хлоридный тип пород слагает ангидритовые ядра внутри зон замещения продуктивных пластов каменной солью. Основными минералами этих пород являются галит и ангидрит. Соотношение содержащих этих минералов в породах весьма непостоянно – в одних случаях преобладает галит, в других – ангидрит. Характерной особенностью этого типа пород является примесь пирита в виде тонкой вкрапленности. По текстурным особенностям среди сульфатно-хлоридных пород выделяются три разновидности: сливная, желваково-пятнистая и брекчиевидная.

Сульфатно-хлоридные породы *сливной разновидности* темно-серые, почти черные, нечетливо пятнистые, очень прочные, входят в состав ангидритовых ядер зон замещения. В качестве примера приведем результаты исследований образца № 61 из ангидритового ядра зоны замещения, вскрытой камерой 20 на 41-й СВП гор. –143 м рудника СКРУ-2. Минеральный состав породы (в вес. %): галит – 56,60, ангидрит – 39,1, доломит – 0,77, магнезит – 0,80, пирит – 0,5, силикаты – 2,54, органика – следы.

Под микроскопом порода представляет собой галит с большим количеством ангидрита, примесью пирита, а также карбонатов. Галит средне- и крупнозернистый, шпатовый. Зерна

имеют изометричную форму, их размер 0,8–3,0 мм, реже до 10 мм. Контуры зерен извилистые.

Ангидрит представлен тонкоигольчатыми и тонкопризматическими (сноповидными, радиально-лучистыми, веерообразными, перекрестно-игольчатыми) агрегатами. Размеры отдельных индивидов колеблются от 0,1 до 1,2 мм, уменьшаясь в уплотненных агрегатах до 0,05–0,1 мм. Одиночные кристаллы характеризуются высокими цветами интерференции до 3-го порядка, прямыми или веерообразным угасанием.

Карбонаты представлены одиночными зернами (0,03–0,2 мм) различной формы: ромбоэдрической (в том числе обломки ромбоэдров), округлой, овальной. Первые две формы обладают четкой псевдоабсорбцией, высокими цветами интерференции 3-го и 4-го порядков. Карбонаты округлой и овальной формы имеют пелитоморфное строение, не гаснут в скрещенных николях.

Сульфиды железа представлены зернами с округлым, квадратным (пирит) и звездчатым (повидному, марказит) сечением. Размеры зерен колеблются в пределах 0,05–0,20 мм. Некоторые кристаллы пирита и его шарообразные скопления могут достигать 0,5 мм. В отраженном свете для них характерны золотисто-желтый цвет и металлический блеск.

В целом, галит играет роль матрицы, включая в себя разнообразные агрегаты ангидрита, т.е. порода имеет пойкилитовую структуру. Контуры зерен галита неотчетливые из-за присутствия большого количества агрегатов ангидрита. Агрегаты ангидрита в галите распределены неравномерно, вследствие чего образуются нечеткие, неправильной формы «окна» галита,

Минеральный состав редких пород соляной толщи, вес. % (по данным химического и минералого-петрографического анализов)

Таблица 2.21

Минерал, компонент	Типы пород		
	сульфатно-хлоридный (9)*	силикатно-карбонатный (1)	сульфидно-хлоридный (2)
Галит	33,24 - 66,10	1,41	55,15 - 69,13
Сильвин	сл. - 6,25	-	1,30 - 1,51
Ангидрит	28,96 - 59,78	1,44	2,52 - 2,90
Кальцит	сл. - 13,42	1,02	0,98 - 1,14
Доломит	сл. - 4,30	61,02	сл. - 1,46
Магнезит	сл. - 1,47	3,14	-
Кварц	-	7,50	-
Пирит	0,12 - 1,08	2,21	-
Пирротин	-	-	17,22 - 31,49
Гидрослюды и др.	0,09 - 7,29	19,31	7,48 - 8,26
Органика	до 0,5	2,95	до 0,5

* в скобках приведено количество проб

размеры которых достигают 1,5–3,0 мм. К «окнам» галита приурочены пиритовые выделения, представленные округлыми одиночными желвачками и их скоплениями, располагающимися нечеткими цепочками или шнуровидными выделениями. Имеются также дендритовидные выделения пирита (марказита?), приуроченные к трещинам спайности в галите. Галопелиты буровато-красного, почти черного цвета, расположенные как в межзерновом пространстве, так и внутри галитовых зерен, придают породе петельчатую структуру.

Желваково-пятнистая разновидность сульфатно-хлоридных пород является наиболее распространенной и встречена почти во всех ангидритовых ядрах. Порода темно-серая, почти черная, реже буроватая, сложена крупнокристаллическим галитом и многочисленными изолированными округлыми включениями светло-серого, иногда с голубым оттенком, ангидрита размером 1–6 мм. Более крупные (до 6×20 мм) включения ангидрита имеют линзовидную форму. Текстура пород, как правило, массивная, пятнистая, но при большом количестве линзовидных включений ангидрита приобретает гнейсовидный облик. Нами было исследовано три образца этой разновидности, привязка и вероятный минеральный состав которых по данным химического анализа приведены в табл. 2.22.

Приведем результаты исследования шлифа № 64 под микроскопом (петрограф С.В. Ходькова). Галит шпатовый, средне- и крупнозернистый. Форма зерен изометричная с извилистыми контурами. Размер зерен достигает 12 мм. Отме-

чается спайность, ясная в одном, реже в двух направлениях.

Ангидрит представлен в форме желваков размером от 0,3 до 10–12 мм и одиночных игольчато-призматических кристаллов длиной до 0,2 мм. Желваки ангидрита имеют округлую, чаще неправильную форму. Здесь ангидрит представлен изометричными и короткопризматическими зернами размером 0,003–0,005 мм, местами окрашенными в буровато-желтый цвет гидроокислами железа (?). Почти все желваки имеют оболочку из беспорядочно расположенных игольчатых кристаллов.

Карбонаты представлены пелитоморфными агрегатами округлой и овальной форм размером до 0,02 мм. Пирит представлен редкими мелкожелвачными скоплениями размером до 1,5 мм.

В целом галит, являясь цементирующей массой, включает в себя желваки ангидрита. Внутри желваков имеется глинисто-битуминозное вещество, выполняющее микротрещины. Карбонаты рассеяны как внутри некоторых ангидритовых желваков, так и в пелитоморфном материале. Пирит в виде микродендритовых образований и мелкожелваковых скоплений встречается внутри галитовых зерен.

Брекчиевидная разновидность сульфатно-хлоридных пород представлена хаотически расположенными образованиями в центральных частях зон замещений, где блоки ангидрита размером 5–15 см окружены шпатовым галитом, реликтами перистой каменной соли, гигантскими кристаллами молочно-белого сильвина, обрывками сильвинитовых прослоев и соленос-

Вероятный минеральный состав желваково-пятнистой породы, %

Таблица 2.22

Минерал, компонент	Номер и место отбора пробы		
	60	62	64
	Зона замещения района скв. № 190, БКПРУ-2 (аналог пласта КрII)	Зона замещения пласта КрII, камера 20, 1-я СВП, гор. -143 м, СКРУ-2	
Галит	64,46	54,33	54,69
Сильвин	0,15	0,19	0,09
Ангидрит	30,86	44,76	39,41
Магнезит	0,20	-	0,06
Пирит	0,33	0,32	0,30
Силикаты	3,75	0,40	5,45

ных глин. Здесь мы имеем случай перехода от текстуры к макротекстуре, поскольку ангидрит, слагающий блоки, может рассматриваться как самостоятельная порода. Однако здесь мы будем считать образования ангидрита и вмещающую их массу составными частями одной породы как продукта одного процесса. Вследствие больших размеров ангидритовых выделений штучное опробование этой породы даже в одном месте дает различный (в количественном отношении) состав. Это видно по результатам опробования рассматриваемой породы в забое камеры 102 на 2-й ЮВП гор. -220 м рудника СКРУ-2 (табл. 2.23).

Таблица 2.23

Состав брекчиевидной разновидности сульфатно-хлоридной породы (по данным химического анализа), %

Минерал, компонент	Проба	
	63	65
Галит	33,30	65,45
Сильвин	0,23	3,73
Ангидрит	60,22	28,72
Магнезит	0,72	0,50
Пирит	0,75	0,33
Силикаты	4,57	0,99
Органика	0,21	0,29

Текстуры и структуры соляной массы, вмещающей блоки ангидрита, весьма разнообразны и были описаны в разд. II.2. Ниже приводится характеристика текстуры и структуры ангидрита, слагающего блоки. Ангидрит серого цвета, часто с голубым оттенком. Визуально текстура породы плотная, нередко сотовидная. В последнем случае она представляет собой агрегат мелких овальных стяжений ангидрита. В породе имеются гнезда и прожилки розового и темно-серого галита. Под микроскопом ангидритовая порода характеризуется брекчиевидной-блоковой текстурой и неравномерно-зернистой или комковато-сгустковой структурой.

Ангидрит бесцветный, представлен блоками микро- и тонкозернистого строения. Внутри блоков отмечается неясно выраженная слоистость, обусловленная ориентированным расположением удлиненных сгустков ангидрита, обрывков глинисто-битуминозного вещества и трещин, выполненных глинисто-битуминозным материалом или перекристаллизованным ангидритом. Ангидрит в сгустках не просвечивает, на отдельных участках имеет агрегатное угасание, содержит тонкую примесь глинистых частиц.

Трещины между блоками выполнены галитом, перекристаллизованным ангидритом или глинисто-битуминозным веществом. В последних встречаются одиночные кристаллы пирита кубической и октаэдрической формы, размером 0,03—0,1 мм. Галит в трещинах бесцветный, прозрачный, характеризуется ясной спайностью и содержит одиночные игольчатые кристаллы ангидрита размером от 0,02 до 0,2 мм. Ангидрит здесь имеет игольчато-призматическую форму зерен размером 0,1—0,3 мм, высокие цвета интерференции (2-го и 3-го порядков) и неравномерное, иногда агрегатное угасание.

Глинисто-битуминозное вещество располагается вдоль трещин в виде непрерывных четких скоплений, в раздувах достигающих размеров до 2 мм, а на утоненных участках – 0,1 мм, реже меньше. Внутри трещин и среди ангидритовой массы глинисто-битуминозный материал

образует неправильные амебообразные скопления размером до 0,2—0,5 мм, удлиненные, закрученные обрывки длиной до 2-3 мм и более, при толщине 0,1—0,2 мм, а также звездчатые или точечные скопления, иногда образующие цепочку. Внутри трещин и вдоль них отмечаются небольшие скопления (0,1—0,3 мм) пелитоморфных карбонатов, приуроченных к глинисто-битуминозному материалу.

Силикатно-карбонатный тип редких пород представлен темно-серой, тонкослоистой, очень прочной, равномерно пиритизированной породой с характерным раковистым изломом. При растирании породы в ступке чувствуется резкий запах углеводородов. Порода обнаружена в коржевой глине пласта В на опытно-эксплуатационной панели рудника БКПРУ-4, где она залегает в виде тонких (2-4 см) линз, размеры и форма которых в плане остались неизвестными. Состав породы приведен в табл. 2.23.

Под микроскопом это кварцево-карбонатная порода с примесью глинистого материала и многочисленными углефицированными, часто пиритизированными растительными остатками. Карбонатная часть преобладает и представлена криптозернистым (размер зерен менее 0,005 мм) доломитом, неравномерно замещенным кальцитом и кварцем. Глинистое вещество пигментировано углистой пылью (растительным детритом) и местами слабо импрегнировано битумом. Слоистая текстура обусловлена обособлением глинистого и карбонатного вещества в слойки, распределением кварца и растительного детрита.

Сульфидно-хлоридный тип породы обнаружен в стенках камер, пройденных по пласту АБ в пределах 7-го блока 6-й панели рудника СКРУ-3. Расположение части выходов этих пород в плане показано на рис. 2.95. Пример положения конкретного тела сульфидно-хлоридного состава приведен на рис. 2.96.

Внешне породы характеризуется темно-серым, почти черным цветом с включениями рудного минерала. С течением времени (при выветривании) порода приобретает желтоватый, но чаще бурый или коричневый цвет. В приполюсках порода иногда имеет колломорфную текстуру с чередованием полос рудного минерала и вмещающей массы шириной 1—3 мм. Под микроскопом основу породы составляет прозрачный шпатовый галит с редкими, неясно выраженными трещинами спайности. Размер зерен галита велик, иногда занимает всю площадь шлифа. Галит содержит большое количество сульфида, который представлен пирротинном, подробное описание которого приведено ниже.

Несмотря на отмеченные различия, редкие породы соляной толщи имеют много общего, а

именно: необычные для соляной толщи минеральные парагенезисы и текстурно-структурные характеристики; явную ассоциацию с зонами замещения продуктивных пластов каменной солью и вторичными соляными минералами (шпатовый галит, молочно-белый сильвин). Всё это прямо говорит о вторичности происхождения редких пород под воздействием мигрирующих внутри соляной толщи вод.

Карбонатно-сульфатная порода обнаружена почти в центре крупной зоны замещения на руднике БКПРУ-4 (район скв. 484). Здесь главными юго-восточными выработками непо-

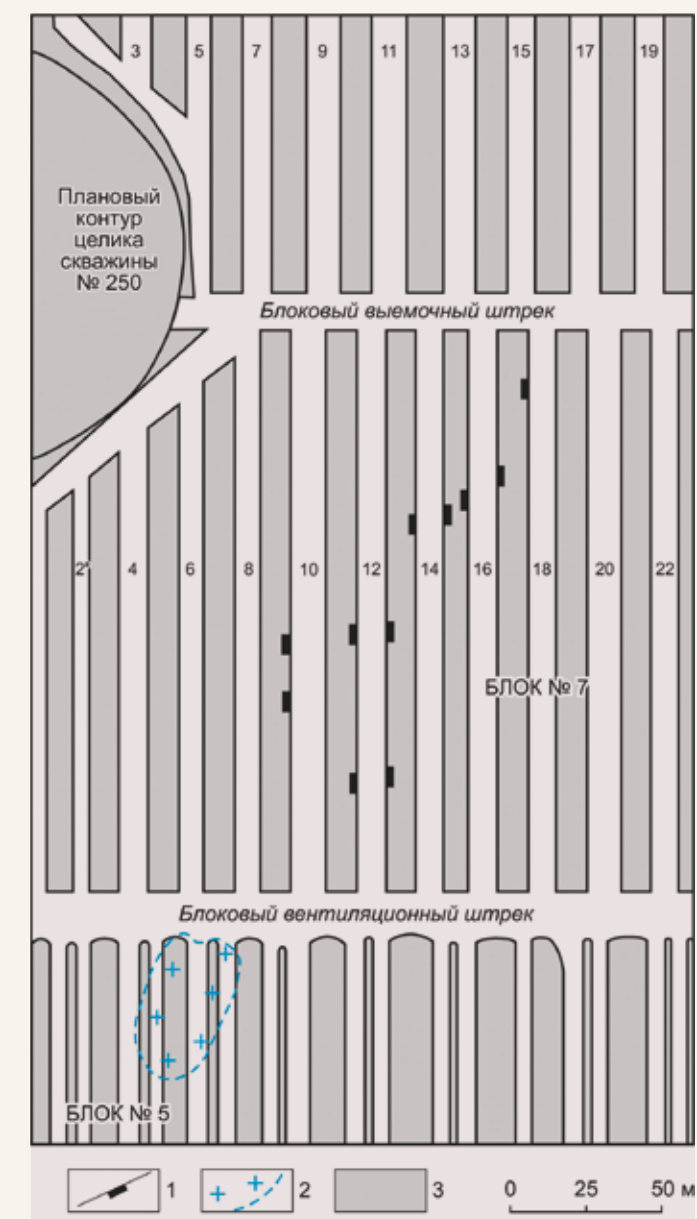


Рис. 2.95. Схема расположения мест выходов тел сульфидно-хлоридной породы на горизонте пласта АБ. Рудник СКРУ-3, 6-я панель, блок 7: 1 – выходы сульфидно-хлоридной породы; 2 – контур зоны замещения сильвинитов пласта КрII; 3 – целики

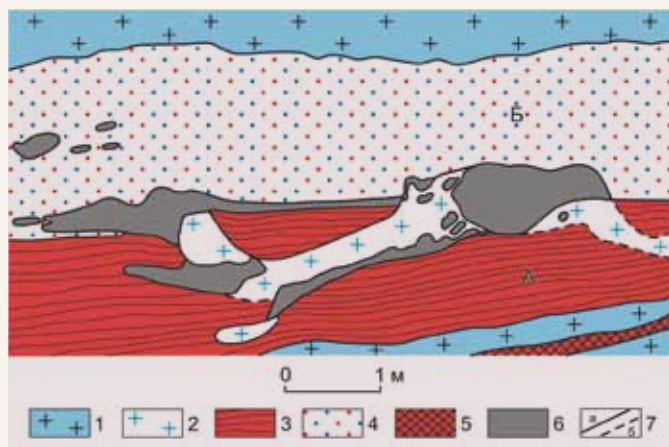


Рис. 2.96. Зарисовка выхода галит-пирротиновой породы в стенке камеры 18 (см. рис. 2.95). 1 – каменная соль нормальной садки; 2 – каменная соль замещения; 3 – полосчатый сильвинит; 4 – пестрый сильвинит; 5 – красный сильвинит; 6 – пирротин-галитовая порода; 7 – межпластовые (а) и внутривластовые (б) литологические границы

средственно под пластом МГ вскрыты блоки светло-серой породы с прожилками и гнездами глинистого материала (рис. 2.97). Порода очень прочная, тонкокристаллическая, массивная. Контакты этих блоков с пластом МГ согласные, а с ПдКС – секущие. Состав породы, по данным пересчета результатов химического анализа пробы № 67 (в вес. %): ангидрит – 87,72, магнетит – 6,52, галит – 3,85, силикаты – 0,86, п.п.п. (без CO_2) – 0,91.

Под микроскопом (петрограф Н.Е. Молоштанова, Пермский ГУ) карбонат-ангидритовая порода характеризуется брекчиевиднопятнистой текстурой и неравномерно-зернистой структурой. Ангидрит является цементирующей массой и представлен двумя генерациями. Основную массу (50–55%) составляет микрозернистый ангидрит, а вдоль карбонатных обломков располагается среднезернистая разность ангидрита, удлиненные кристаллы которого обтекают их, на отдельных участках придавая породе очковую текстуру. Микрозернистый ангидрит бесцветный, прозрачный, имеет короткопризматическую форму зерен размером 0,003–0,01 мм. Угасание агрегатное.

Среднезернистый ангидрит неравномерно окрашен в светло-желтый цвет и представлен удлиненно-призматическими и неправильными зернами размером от 0,1 до 0,5 мм, иногда крупнее. Цвета интерференции изменяются от оранжевых 1-го порядка до розово-фиолетовых 3-го порядка. Угасание неравномерное, часто зональное (признак собирательной кристаллизации). На долю этой разновидности приходится 5–10% площади шлифа.

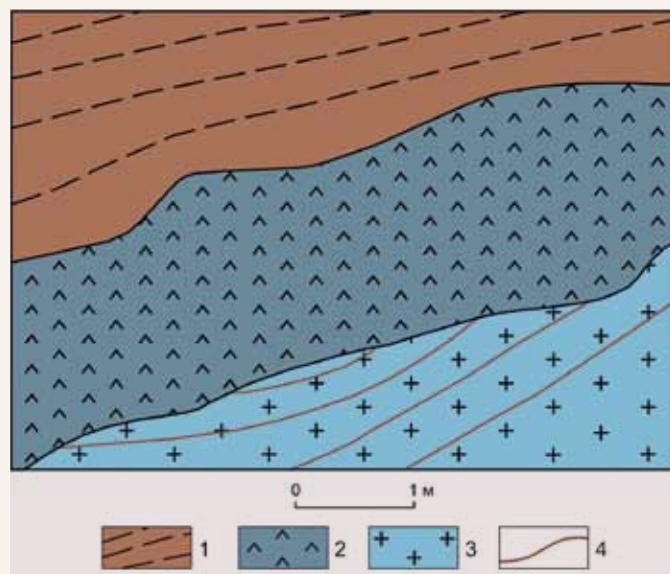


Рис. 2.97. Фрагмент ангидритовой линзы в ПдКС. Рудник БКПРУ-4, р-н скв. 484.

1 – пласт МГ; 2 – ангидритовая порода; 3 – каменная соль; 4 – прослой соленосной глины

Обломки изометричной, удлиненной и остроугольной форм, размером от долей до 10–12 мм, неравномерно распределены по площади шлифа. Они представлены пелитоморфным доломитизированным известняком, не просвечивающим под микроскопом. Некоторые частицы сильно изогнуты. В одном из обломков установлена округлая пустота – возможно, следы органики. Распределение обломков в породе неравномерное. Отмечается неясно выраженная турбулентность (завихрение) в расположении наиболее мелких обломочных частиц карбонатов. На долю обломков приходится 35–40% площади шлифа.

Несмотря на явное несоответствие результатов химического и минералого-петрографического анализов относительно содержания и состава карбонатов, входящих в эту породу, отметим, что порода весьма необычная и является вторичным образованием. В пользу этого говорит еще и то, что в типовом разрезе соляной толщи Верхнекамского месторождения пласт МГ подстилается каменной солью. Здесь же имеется локальная линза с видимым размером по латерали около 30 м. Это позволяет предположить, что блоки рассматриваемой карбонатно-сульфатной породы некогда составляли единую линзу, происхождение которой, очевидно, связано с образованием сквозной зоны замещения в районе скв. 484.

Редкие минералы

Кроме главных породообразующих минералов (хлориды и сульфаты), в соленосной толще ВКМС обнаружено несколько десятков акцессорных

минералов (оксиды и гидроокислы, карбонаты, силикаты и др.), связанных главным образом с Н.О. солей. В подавляющем большинстве случаев их содержание настолько мало, что его недостаточно даже для проведения химического анализа (например, борацит сложного состава типа эрикаита-чемберсита [85]). Иногда наличие минерала (например, амезита [221]) предполагается только по данным рентгеноструктурного анализа. Ниже приведены сведения о новых минералах ВКМС, которые обнаружены визуально.

Пирротин обнаружен в составе рассмотренной выше сульфидно-хлоридной породы. Изучаемый сульфид непрозрачен, блеск металлический, цвет бронзово-желтый с бурой побежалостью, твердость 4, черта темно-серая (почти черная), слабомагнитен (на магнитную стрелку не действует, но притягивается магнитом Соичева), магнитная восприимчивость – $11,5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Полированная поверхность со временем тускнеет с появлением иризации, разлагается в соляной кислоте с выделением сероводорода.

В целях более точной диагностики сульфида проведен рентгеноструктурный анализ мономинеральной фракции на аппарате «Дрон-1,5» (аналитик Е.В. Белогуб, ИМ УрО РАН, г. Миасс). Условия съемки: трубка λ -Fe с монохроматическим излучением, I – 20 мА, U – 30 кВ. Дифрактометрическое изучение пирротина показало, что межплоскостные расстояния (d), интенсивности отражений (I) и параметры элементарной ячейки (a и c) практически совпадают с табличными данными (табл. 2.24). Это подтверждает диагноз, сделанный по другим признакам.

Все эти признаки свидетельствуют, что сульфид представлен слабомагнитной разновидностью пирротина. К сожалению, установить точный состав пирротина по данным химического анализа не удалось. Для этого была использована формула [205]:

$$\text{Fe} = 45,212 + 72,86(d_{102} - 2,04) + 311,5(d_{102} - 2,04)^2,$$

где Fe – состав пирротина в атомных процентах (по железу), d_{102} – межплоскостное расстояние, перпендикулярное направлению $\{102\}$, которое, согласно табл. 2.24, равно 2,067.

Расчет показал, что атомное содержание железа равно 47,4%, т.е. наш пирротин имеет формулу, близкую к Fe_9S_{10} (точнее $\text{Fe}_{0,901}$). Поскольку содержание железа в вычисленной формуле превышает 0,833 формульной единицы, то исследуемый пирротин относится к более железистой гексагональной разности [137].

Пирротин на участках сульфидизации распределен зонально. На их периферии, представленной мелкозернистым галитом, наблюдаются

редкие рассеянные выделения этого минерала, занимающие до 3% площади. Центральная часть участков сульфидизации, представленная шпатовым галитом (иногда вместе с сильвинитом), характеризуется обильной вкрапленностью, где пирротин занимает 10–20% площади пришлифовки.

На периферии пирротин совместно с ангидритом встречается в прозрачных регенерационных каймах вокруг округлых «ядер» белого зонального галита, образуя петельчатые структуры. Пирротин здесь представлен отдельными мелкими кристаллами и глобулями неправильной формы. Для ангидрита характерны игольчато-пластинчатые кристаллы, расположенные на стыках регенерированных зерен галита. Ближе к центральной зоне он образует с пирротинком совместные друзовидные агрегаты, а затем исчезает.

Пирротин центральной части слагает скопления футляроподобных дендритов неправильной, пластинчатой (рис. 2.98а и 2.99) и шаровидной (рис. 2.98б и 2.100) форм с венцевидной структурой. Строение наиболее сложных образований позволяет выделить три генерации пирротина. Пирротин-1 образует цепочки отдельных массивных зернистых агрегатов неправильной формы, расположенных согласно слоистости соли. Пирротин второй генерации образует зональные каймы, обрастающие агрегаты первого с «фронтальной» друзовой коркой и рассеянно-вкрапленным «тылом». Агрегаты пирротина-2 могут слагать как отдельные тела шаровидной (ежевидной), пластинчатой формы, так и футляровидные дендриты. Массивные зернистые обособления пирротина-3 обычно венчают «вершины» ветвей древовидных образований.

Размещение пирротина и ангидрита в прозрачной кайме вокруг ядер зонального галита периферийной зоны свидетельствует об образовании этих минералов в результате частичной перекристаллизации первичной породы в присутствии рассолов сероводородно-сернокислого состава. По сравнению с ядром в прозрачной кайме исчезают тонкие включения доломита, атомы кальция которого идут на образование ангидрита. В шпатовом галите и сильвине центральной части зональное строение, шаровидная и дендритовая формы агрегатов пирротина свидетельствуют об их метасоматическом образовании за счет радиально-сферической диффузии питающих растворов и разрастания фронта минералообразования. Поскольку пирротин в этой зоне является единственным носителем серы, его формирование отражает сероводородные обстановки.

Так как пирротин в сравнении с другими сульфидами железа, отвечающими по составу

Межплоскостные расстояния и другие характеристики пирротина

Таблица 2.24

Положение плоскостей {hkl}	Исследуемый пирротин		Справочные данные для пирротина (В.И. Михеев, 1957)	
	d	l	d	l
112	2,644	7	2,630	8
102	2,067	8	2,067	10
300	1,722	3	1,718	7
116	1,610	1	1,612	4
008	1,436	1	1,428	5
224	1,324	1	1,325	6
308	1,104	2	1,100	9
a, Å	5,950		5,943	

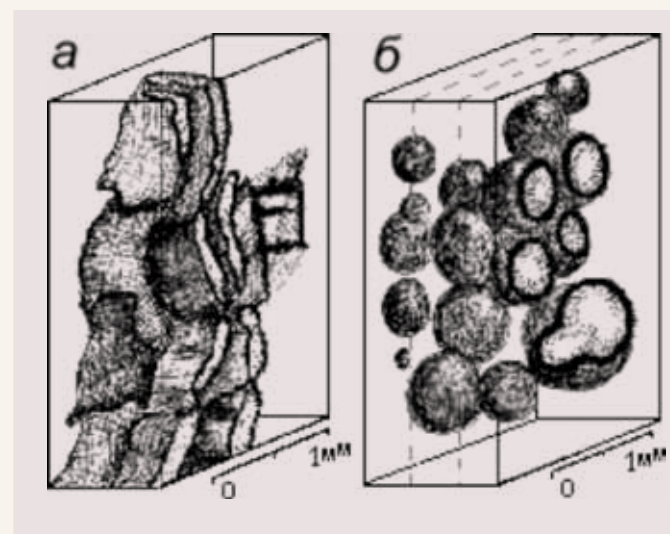


Рис. 2.98. Пластинчатые (а) и шарообразные (б) «полюе» агрегаты пирротина. зарисовка И. И. Чайковского

FeS_2 , является ненасыщенным серой соединением, можно предположить, что количество привнесенного сероводорода было мало. Источником железа могли служить рассеянные включения гематита и гетита в сильвине. В процессе его перекристаллизации и частичного замещения галитом они были сконцентрированы вдоль границ кристаллов в виде кайм.

Как известно, температура образования пирротина имеет очень широкий диапазон и тесно связана с его химическим составом. Для определения температуры образования обнаруженного пирротина была использована формула [205]:

$$T = 10^3(3,6 \pm 0,2)\{(57,4 \pm 0,4) - \text{Fe}\}^{-1},$$

где T – температура образования пирротина, К; Fe – состав пирротина в атомных процентах (по

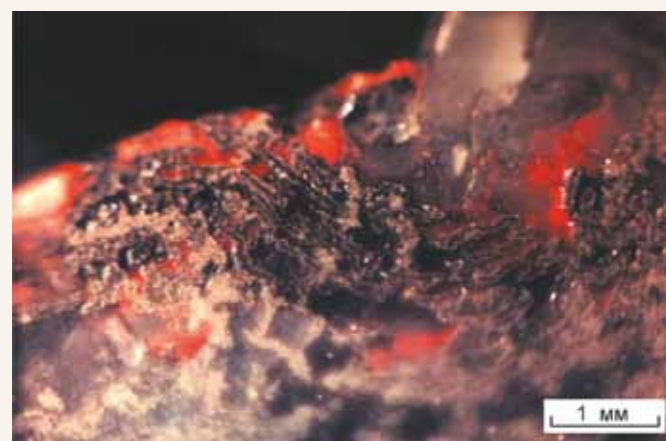


Рис. 2.99. Пластинчатые «полюе» агрегаты пирротина в галите под микроскопом. Фото И. И. Чайковского

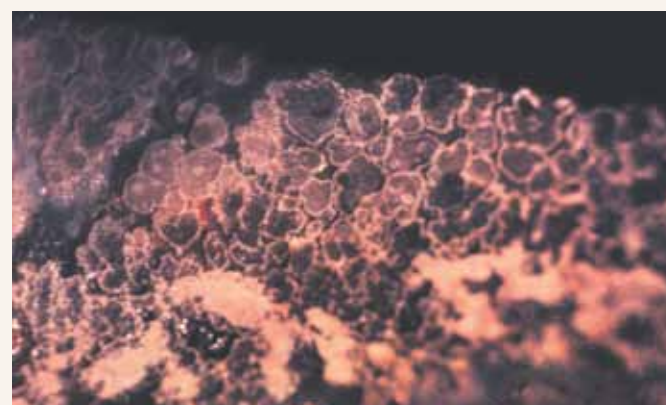


Рис. 2.100. Шарообразные «полюе» агрегаты пирротина в галите под микроскопом. Фото И. И. Чайковского.

железу), в нашем случае равный 47,4%.

Отсюда находим, что температура образования обнаруженного пирротина колеблется в интервале 54–123 °С.

Косвенным показателем условий образования пирротина является температура гомогенизации включений в шпатовом галите пирротин-галитовой породы. Исследования показали (аналитик В.М. Ковалевич, ИГГИ НАН Украины, г. Львов), что включения в этом галите преимущественно двухфазные (раствор + кристалл-узник). В большинстве включений (около 90%) кристалл-узник представлен карналлитом, в остальных случаях – сильвином. Результаты 60 определений температуры гомогенизации микровключений показали, что общий диапазон температуры кристаллизации галита составляет 30–90 °С (среднее – 55 °С). Интересно отметить, что гомогенизация включений, в которых минерал-узник представлен сильвином, охватывает самый нижний интервал температур (30–45° С).

Сопоставляя все эти данные, можно сделать вывод, что температура образования пирротина, вероятнее всего, превышала 50°С, в то время как температура образования седиментационного галита была ниже 45 °С [121, 216 и др.]. Вследствие локального проявления пирротиновой минерализации, невозможно представить это повышение температуры за счет погружения соляной толщи и ее общего прогрева эндогенным теплом.

Таким образом, анализ условий нахождения и образования пирротина привел к поиску внешних источников тепла, которое каким-то образом и очень локально поступало внутрь соляной толщи ВКМС. В нашем случае таким источником является, скорее всего, тепло более глубоких горизонтов земной коры. Теплоперенос осуществлялся, вероятно, термальными водами, которые мигрировали внутри солей по локальным, в масштабе месторождения флюидопроводникам.

Интересные и весьма обширные сведения, существенно дополняющие сказанное, приведены в недавно опубликованной работе группы геологов ОАО ВНИИГ, руководимой Н.М. Джиноридзе. К сожалению, в эту работу вкралась историческая неточность, которая требует дополнительных сведений и пояснений в отношении приоритета открытия пирротинового оруденения, поскольку трудно не согласиться с высказыванием ее авторов: «Пирротиновое оруденение в сильвинитах и соляных породах в целом явление уникальное, не встречаемое в месторождениях калийно-магниевых солей мира» [73, с. 232].

Впервые пирротиновое оруденение на руднике СКРУ-3 (подчеркиваем: *оруденение*, а не находка пирротина как минерала в Н.О. пестрого сильвинита пласта Б) обнаружено, а его выходы закартированы В.И. Свитневым и О.Ф. Корочкиной в 1989 г. при ведении очистных работ

в северной части шахтного поля этого рудника (6-я панель, блок 7). Результаты предварительных исследований этих образцов (без проведения рентгеноструктурного анализа) составили содержание тезисов доклада на Международном конгрессе «Пермская система земного шара», состоявшемся в 1991 г. [154]. В тезисах порода была названа хлоридно-сульфидной, а не просто «редкой породой соляной толщи», как это отмечено на с. 232 работы [73].

Одновременно с подготовкой к конгрессу образцы были дополнительно исследованы в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс) д.г.-м.н. Б.В. Чесноковым (минералогический анализ) и Е.В. Белогуб (рентгеноструктурный анализ). Общие результаты исследований пирротинового оруденения в устной форме были доложены на одной из секций того же международного конгресса, а затем (в 1993 г.) использованы при составлении тезисов доклада, посвященного формам нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского месторождения [182]. Именно эту работу следует считать первой публикацией о пирротиновой минерализации в солях ВКМС.

Брейнерит (?) – железосодержащий магнетит – обнаружен Ю.А. Плотниковым на руднике БКПРУ-4 в виде вкраплений (кристаллов) в рассмотренной выше карбонатно-сульфатной породе (см. рис. 2.101). Минерал должным образом не изучен и имеет следующие диагностические свойства: цвет – темно-серый с буроватым оттенком, полупрозрачен, блеск – стеклянный.

Белый шпатовый галит обнаружен Т.В. Дюпиной в вывале из кровли горной выработки, пройденной по верхней пачке ПдКС на гор. –220 м рудника СКРУ-2 (конкретное положение этого минерала осталось неизвестным). Образец представлен отдельным монокристаллом галита, размер которого превышал 10 см. Цвет его преимущественно белый с локальными бесцветными участками.

Кристалл галита полисинтетически сдвоен субпараллельно одной из плоскостей спайности, за счет чего приобретает шестоватое строение. Ширина отдельных субиндивидов колеблется от 0,1 до 1 мм. Не затронутые двойникованием участки сохраняются бесцветными.

Микроскопическое исследование показало (минералог И.И. Чайковский, Пермский ГУ), что наряду с открывшимися трещинами спайности, насыщенными относительно изометричными газом-жидкими включениями, широко представлены субпараллельные нарушения, не имеющие строгой кристаллографической ориентировки. Включения в них обычно имеют вытянутую форму, отражающую направление сдвиговых деформаций.

Размер включений в галите составляет 0,01–0,02 мм, а их количество изменяется от 70 до 90 тыс. на 1 см² трещины. На 1 см³ приходится от 60 до 80 трещин различной ориентировки, которые в среднем занимают около 2,5% объема минерала. Именно они и рассеивают свет, при-

2.7. ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ СОЛЕЙ

С момента открытия ВКМС было известно, что его руды содержат элементы-примеси и, главным образом, галогениды (Br, I). Впоследствии, с повышением чувствительности химических анализов, перечень элементов-примесей солей месторождения стал расширяться. Вслед за установлением присутствия в солях Rb, Cs, Tl, Li и других щелочных и щелочноземельных рассеянных элементов были обнаружены тяжелые и благородные металлы.

Геохимия элементов-примесей солей месторождения изучалась в основном с позиций комплексного использования его ресурсов. С начала 90-х годов XX века геохимия элементов-примесей пород соляной толщи изучается также в ракурсе соответствия выпускаемой продукции медико-биологическим нормам (пищевая соль) и воздействия токсичных элементов, содержащихся в отходах производств, на экологическую ситуацию районов предприятий, перерабатывающих добываемое на месторождении сырье.

Первые сведения об элементах-примесях соляных пород ВКМС появились в 20–30-х гг. XX столетия в трудах Ю.В. Морачевского [183], Т.Б. Поленовой, Д.С. Колотова [220], Е.С. Бурксеры [27], Н.Н. Ефремова [91, 92] и других исследователей. В 60–70-х гг. рядом исследователей [23, 144, 145, 189, 199 и др.] весьма интенсивно изучалась геохимия брома, рубидия, цезия и других щелочных и щелочно-земельных рассеянных элементов. Впоследствии в свет вышел еще ряд кратких сообщений на эту тему [146, 276 и др.].

Несмотря на довольно большое количество опубликованных работ по геохимии элементов-примесей в солях Верхнекамского месторождения, в целом изученность этого вопроса остается довольно фрагментарной, поскольку опубликованные работы, как правило, содержат сведения по одному-двум элементам и по одному-двум типам пород. Часто в публикациях сведения о содержаниях элементов-примесей, особенно это касается щелочных и рассеянных элементов, приведены в условных единицах, что, естественно, делает невозможным их использование при сведении данных об абсолютных содержаниях микропримесей.

В табл. 2.25 представлена сводка о содержа-

вая галиту белую окраску. Предварительные исследования белого шпатового галита говорят о каких-то особых условиях перекристаллизации соляных минералов на данной площади и, вероятнее всего, в присутствии водных растворов с большим содержанием газов.

ниях наиболее изученных элементов в породах соляной толщи месторождения.

Только для семи элементов отмечается превышение их содержаний в породах соляной толщи над кларком земной коры; для бора, брома, йода и рубидия это превышение существенно.

Бор (В) в повышенных содержаниях обнаружен в каменной соли (20 г/т) и особенно в соленосных глинах (155 г/т). Этот элемент обычно связан с Н.О. солей [23]. Это подтверждается тем, что максимальное содержание бора обнаружено именно в соленосных глинах. Установлено [106], что часть бора находится в виде собственного минерала, относящегося к классу силикатов, а часть – в качестве изоморфных примесей в других минералах Н.О.

Бром (Br) является главным компонентом элементов-примесей. Коэффициент концентрации его в соляных породах колеблется от 167 (каменная соль) до 570 (карналлитовая порода). Бром входит в хлоридные минералы, изоморфно замещая ионы хлора.

Йод (I). Геохимия йода в солях месторождения практически не изучена. Содержание этого элемента почти во всех породах остается неизвестным. Содержание йода в пестром сильвините колеблется от 3 до 27 г/т, что дает коэффициент



Рис. 2.101 Вкрапления железистого магнетита (брейнерита) (?) в карбонатно-сульфатной породе, вскрытой подземными горными выработками в районе скв. 484 (БКПРУ-4). Фото Ю.А. Плотникова

концентрации порядка 6–54 (С.К. Чирков, 1937). Йод, подобно бромю (оба являются галогенами), замещает ион хлора в минералах солей.

Рубидий (Rb), геохимия которого изучена достаточно полно, не образует собственных минералов: он изоморфно замещает калий и поэтому концентрируется в калийсодержащих минералах. Не случайно, что в каменной соли обнаружено наименьшее содержание этого компонента. Наибольшие содержания его характерны для карналлита.

Приведенные ниже, частично опубликованные [261–266] сведения о геохимии тяжелых и благородных металлов как элементов-примесей пород соляной толщи Верхнекамского месторождения являются результатом исследований, проведенных в Горном институте УрО РАН после 1994 г.

Тяжелые металлы (ТМ) включают ряд токсичных элементов, содержание которых в веществах обычно выражается как «микропримесь». Опу-

бликованные перечни элементов, входящих в эту группу [31, 110, 250 и др.], отличаются друг от друга, но, в общем, имеют следующий вид: Hg, Cd, Pb, Cu, Zn, Ni, Co. К токсичным элементам-примесям пищевой соли, согласно [176], относятся: Fe, Pb, Cu, Cd, As, Hg, Zn. Все перечисленные элементы, за исключением As, являются металлами.

В наших исследованиях содержания ТМ определялись следующими методами: атомно-эмиссионным с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП), атомно-флюоресцентным с пиролитической отгонкой определяемого элемента (АФС), электротермическим атомно-абсорбционным (ЭТААС) и атомно-абсорбционным в пламени (ААС) – по методикам ЦЛАВ ГЕОХИ (аналитики И.М. Седых и др., ГЕОХИ, г. Москва). Чувствительность использованных методов приведена в табл. 2.26.

Характеристика содержаний ТМ в рудах месторождения дается по результатам опробования массива и товарных (исходных) руд, посту-

Таблица 2.25

Средние содержания некоторых элементов-примесей в породах соляной толщи Верхнекамского месторождения г/т (по данным [23, 27, 91, 92, 144, 145, 183, 187, 189, 199])

Элемент	Карналлитовая порода	Сильвинит		Каменная соль	Соленосная глина	Кларк земной коры
		пестрый	красный и полосчатый			
B	< 1	< 1	< 10	20*	155	12
P	н.д.**	н.д.	60	< 30	н.д.	930
Br	1200	420	500	350	500	2,1
I	н.д.	15	н.д.	н.д.	н.д.	0,4
Ba	н.д.	н.д.	6	20	н.д.	650
Li	< 1	< 1	< 2	< 1	53	32
Sc	< 1	< 1	н.д.	н.д.	10	10
Ga	< 1	н.д.	3	3	15	19
Ge	< 1	< 10	< 10	< 10	1,5	1,4
Se	< 0,5	н.д.	< 0,5	< 0,5	< 5	0,05
Rb	200	30	43	< 1	100	150
Sr	4	6	60	100	360	340
Zr	< 5	н.д.	6	< 10	40	170
Nb	< 1	< 1	н.д.	< 1	6	20
In	< 0,01	н.д.	< 0,01	н.д.	0,06	0,25
Te	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 1	0,001
Cs	0,11	0,11	0,14	0,15	< 5	3,7
Ta	< 1	< 1	н.д.	< 1	< 5	2,5
Tl	0,6	< 1	0,3	н.д.	< 1	1
TR	< 10	н.д.	< 10	< 10	100	178

* Жирным шрифтом выделены содержания, превышающие кларк земной коры.

пающих на обогатительные фабрики. На руднике БКПРУ-1 были опробованы все промышленные пласты, а на руднике СКРУ-3 – часть из них. Способ опробования пластов КрII и АБ – бороздовый, проба пласта В представляет собой керн скважины подземной разведки № 2289. Общий объем опробования – 12 проб. Результаты анализа руд, залегающих в массиве, приведены в табл. 2.27.

Из табл. 2.27 следует, что по содержанию ТМ типы руд существенно отличаются друг от друга. Так, в карналлитах содержание Ва на два порядка, а Zn на порядок выше, чем в сильвинитовых рудах. В этих же рудах отмечается более высокое содержание Fe и Mn. Пестрые сильвиниты содержат большее количество рассматриваемых элементов-примесей, нежели полосчатые и красные сильвиниты. Наблюдается тенденция к увеличению содержания элементов-примесей вверх по разрезу пласта КрII, которая осложняется локальными скачками, в соответствии с известной изменчивостью его состава: четные слои, представленные бедным сильвинитом с повышенным содержанием Н.О., характеризуются более высоким содержанием Fe, Mn, V, Ti и Cu по сравнению с соседними нечетными слоями. Руды шахтных полей рудников БКПРУ-1 и СКРУ-3 по содержанию ТМ отличаются друг от друга незначительно.

Таблица 2.26

Чувствительность методов определения содержания ТМ в хлоридной матрице, %

Элемент	Метод	Порог
Va	АЭС-ИСП	$1 \cdot 10^{-4}$
Cu	ЭТААС	$1 \cdot 10^{-6}$
Fe	АЭС-ИСП	$2 \cdot 10^{-5}$
Mn	АЭС-ИСП	$1 \cdot 10^{-4}$
Ni	ЭТААС	$2 \cdot 10^{-5}$
Ti	АЭС-ИСП	$5 \cdot 10^{-5}$
V	ЭТААС	$1 \cdot 10^{-5}$
Zn	АЭС-ИСП	$5 \cdot 10^{-5}$
Hg	АФС	$1 \cdot 10^{-9}$
Cd	ЭТААС	$5 \cdot 10^{-7}$
Pb	ЭТААС	$1 \cdot 10^{-6}$
As	ЭТААС	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Zn	ААС	$2 \cdot 10^{-5}$
Cu	ААС	$1 \cdot 10^{-5}$
Fe	ААС	$2,5 \cdot 10^{-5}$

Отбор проб товарных руд осуществлен горстьевым способом на обогатительных фабриках БКПРУ-1 (карналлит, сильвинит) и СКРУ-3 (сильвинит). Пробы исследовались в основном на предмет определения доли растворимых и нерастворимых в воде форм нахождения ТМ (см. табл. 2.28).

Из табл. 2.28 следует, что по основным формам нахождения ТМ делятся на три группы. Первая группа элементов (Fe, Ni, Mn, V, Ti) характеризуется тем, что основное их количество находится в Н.О. руд. Наиболее четко это проявляется для Fe (до 97,9%) и Ti (до 97,1%). Особенностью второй группы металлов, включающей Zn и Cu, является то, что их значительная часть сосредоточена в растворимой части руд (67,3–75,1% – для карналлита и сильвинита БКПРУ-1, 38,8–45,4% – для сильвинита СКРУ-3). Третья группа представлена одним Va, преобладающая форма нахождения которого зависит от типа руд: в карналлитах – это водорастворимая (99,65%), в сильвинитах – нерастворимая (97,3–99,6%) форма.

Учитывая литературные данные [21, 27, 88, 137, 146, 183 и др.], отметим, что ТМ в калийно-магниевого рудах могут присутствовать в следующих формах: Va – в карналлите в виде нитробарита, в сильвините – в виде барита и (возможно) витерита; Fe находится в форме ярозита, хлорита, Fe-доломита, гидрослюда, пирита, гематита, гидрогематита; Mn – в виде примеси в Fe-доломите и, возможно, в виде родохрозита; Ti, V и Ni, вероятнее всего, локализованы в ильмените и гематите; Cu и Zn связаны с сульфидами (сфалерит, пирит), а в растворимой части – с сульфатами (ярозит, барит) и карбонатами (Fe-доломит, витерит и др.).

Геохимия ТМ каменной соли (Hg, Cd, Pb, As, Zn, Cu, Fe) изучалась по 61 пробе, отобранной как по латерали, так и по разрезу верхней пачки ПдКС на руднике БКПРУ-4. 45 проб было отобрано из 10-го слоя по трем профилям с шагом 80 м, два из которых имели широтную ориентировку, третий – меридиональную. Выбор 10-го слоя обусловлен тем, что он наиболее выдержан по мощности и прослеживается практически по всем разведочным выработкам, а его состав ($\text{NaCl} - 97,49\%$; $\text{CaSO}_4 - 1,49\%$, Н.О. – 0,65%) близок к среднему составу каменной соли промышленной пачки (слои 9–16). 16 проб отобраны по двум сечениям пачки слоев 9–16. Способ отбора всех проб – бороздовый. Характеристика содержания ТМ в каменной соли приведена в табл. 2.29.

Характер распределения ТМ по латерали определялся путем оценки значимости отличия значения первой точки нормированной корреляционной функции последовательности $r_x(1)$

Таблица 2.27

Содержания ТМ в рудах месторождения, г/т (10^{-4} %)

Пласт, слой	Состав	Va	Fe	Mn	V	Ti	Ni	Zn	Cu
БКПРУ-1									
Пласт В	Карналлитовая порода	900	1900	79	7,6	110	2,2	21	5,6
Пласт Б	Пестрый сильвинит	4,0	1700	45	5,9	77	2,5	3,3	3,4
Пласт А	Полосчатый сильвинит	2,7	670	31	3,2	27	3,3	7,7	2,7
Пласт КрII, слой .1	Красный сильвинит	8,7	1212	44	6,7	119	2,0	2,5	4,2
- « -, слой 2	Бедный сильвинит	5,3	1400	90	6,8	88	1,6	3,6	2,7
- « -, слой 3	Красный сильвинит	75*	570	31	2,6	23	3,7	3,9	3,0
- « -, слой 4	Бедный сильвинит	4,0	870	38	4,7	59	2,3	3,2	3,6
- « -, слой 5	Красный сильвинит	1,9	490	23	3,0	22	1,0	2,0	3,3
- « -, слой 6	Бедный сильвинит	4,0	1100	51	5,8	72	0,9	3,0	2,7
- « -, слой 7	Красный сильвинит	1,8	460	21	1,8	20	0,8	2,2	1,7
СКРУ-3									
Пласт Б	Пестрый сильвинит	4,1	1200	36	5,2	62	4,1	44	2,9
Пласт А	Полосчатый сильвинит	3,4	540	21	2,5	23	3,8	12	1,7

* аномальное содержание. В дальнейшей статистической обработке это значение не учитывалось.

Таблица 2.28

Доли форм нахождения ТМ в товарных рудах, %

Руда, РУ	Форма	Va	Fe	Mn	V	Ti	Ni	Zn	Cu
Карналлит, БКПРУ-1	Растворимая	98,7	5,9	32,2	32,4	12,6	26,5	67,3	57,3
	Нерастворимая	1,3	94,1	67,8	67,6	87,4	73,5	32,7	42,7
Сильвинит, БКПРУ-1	Растворимая	2,7	5,2	14,6	4,9	4,2	19,6	73,4	75,1
	Нерастворимая	97,3	94,8	85,4	95,1	95,8	80,4	26,6	24,9
Сильвинит, СКРУ-3	Растворимая	1,7	2,1	21,4	34,7	2,9	21,8	45,4	38,8
	Нерастворимая	99,3	97,9	78,6	65,3	97,1	78,2	54,2	61,2

Таблица 2.29

Статистики распределения содержаний ТМ в каменной соли промышленной пачки, % (n = 61)

Статистики	Hg 10^{-6}	Cd 10^{-5}	Pb 10^{-4}	As 10^{-4}	Zn 10^{-3}	Cu 10^{-4}	Fe 10^{-2}
\bar{x}	0,58	0,36	0,39	0,11	0,22	1,26	2,17
σ	0,31	0,22	0,24	0,07	0,18	0,29	0,78
V	53,4	61,0	61,5	63,6	81,8	23,0	35,9

от нуля (Каждан и др., 1979). Расчеты показали, что во всех случаях $t_{\text{расч}} < t_{\text{табл}}$. Следовательно, латеральная изменчивость содержаний ТМ в каменной соли слоя 10 как в широтном, так и в меридиональном направлениях является закономерной, т.е. имеет случайный характер. Поскольку слой 10 принят в качестве модели пачки слоев 9–16, то можно ожидать, что такое изменение характерно и для всей промышленной пачки.

Содержания ТМ по разрезу пачки слоев 9–16 (средние из двух значений) приведены в табл. 2.30.

Из табл. 2.30 следует, что содержания ТМ в каменной соли по разрезу промышленной пачки до-

Содержания ТМ и Н.О. в слоях верхней пачки ПдКС, %

Таблица 2.30

Слой	Hg 10 ⁻⁷	Cd 10 ⁻⁶	Pb 10 ⁻⁵	As 10 ⁻⁶	Zn 10 ⁻⁵	Cu 10 ⁻⁴	Fe 10 ⁻²	Н.О.
9	5,6	2,6	5,2	6,8	2,2	1,7	2,8	0,56
10	2,8	3,3	5,2	5,5	1,7	1,5	1,8	0,36
11	3,2	4,0	7,1	8,0	2,3	1,2	1,9	0,38
12	4,2	3,6	4,8	10,0	1,9	1,4	1,4	0,28
13	3,1	2,6	5,2	8,8	1,7	1,4	1,4	0,30
14	2,8	2,9	5,1	7,5	2,1	1,3	1,3	0,32
15	3,6	1,8	6,4	5,8	1,8	1,1	1,3	0,32
16	2,3	3,6	6,6	7,2	1,6	1,2	0,7	0,12
V, %	29	23	16	20	13	13	40	36
r _{н.о.}	0,77*	-0,27	-0,25	-0,22	0,65	0,63	0,97	-

вольно выдержанны (V не более 40%). Наиболее устойчивые содержания характерны для Zn и Cu (V = 13%). Далее (по возрастанию) идут Pb (16%), As (20%), Cd (23%) и Hg (29%). Наибольшая изменчивость характерна для содержания Fe (40%).

Несмотря на малую выборку (n = 16), по модулю коэффициента корреляции элементы довольно четко делятся на группы. Одна из них представлена Cd, Pb и As, содержания которых не зависят от количества Н.О. ($|r| = 0,24 \pm 0,01$). Однако эти значения r_{н.о.} статистически нереальны, что дает возможность говорить только о тенденции к увеличению содержаний Zn и Cu в каменной

соли с увеличением содержания в ней Н.О. Третья группа представлена Hg и Fe, содержания которых четко коррелируются с содержанием Н.О., причем для последнего эта связь почти функциональная (r_{н.о.} = +0,97).

Из восьми проб каменной соли, отобранных по одному из сечений промышленной пачки, был выделен Н.О., в котором определены содержания ТМ (см. табл. 2.31).

Как видно из табл. 2.31, содержания ТМ в Н.О. значительно выше, чем в исходной каменной соли: их соотношение колеблется от 5 до 631 (наибольшие для Fe). Так же, как и в случае калийно-магни-

Таблица 2.31

Содержание ТМ в каменной соли и ее Н.О., %

Слой	Материал (выход Н.О.)	Hg 10 ⁻⁶	Cd 10 ⁻⁵	Pb 10 ⁻⁴	As 10 ⁻⁴	Zn 10 ⁻³	Cu 10 ⁻⁴	Fe 10 ⁻²
9	Каменная соль	0,46	0,35	0,52	0,085	0,250	2,10	3,45
	Н.О. (1,06)	8,9	7,5	н.д.	3,0	6,5	105	260
10	Каменная соль	0,11	0,31	0,47	0,045	0,185	1,56	1,74
	Н.О. (0,44)	13,8	6,0	17,5	4,0	9,0	137	390
11	Каменная соль	0,24	0,52	0,95	0,090	0,250	1,20	2,40
	Н.О. (0,68)	10,3	2,0	8,7	4,0	6,5	97	290
12	Каменная соль	0,27	0,32	0,34	0,100	0,230	1,30	1,37
	Н.О. (0,22)	20,1	5,0	27,5	5,5	15,0	190	590
13	Каменная соль	0,39	0,31	0,58	0,075	0,220	1,20	1,70
	Н.О. (0,39)	10,0	1,6	15,0	5,5	10,0	100	400
14	Каменная соль	0,32	0,38	0,34	0,080	0,255	1,10	1,22
	Н.О. (0,26)	12,0	6,0	45,0	7,5	22,7	252	580
15	Каменная соль	0,39	0,20	0,27	0,045	0,235	1,00	1,38
	Н.О. (0,25)	16,2	4,0	20,0	8,0	10,0	150	580
16	Каменная соль	0,19	0,41	0,68	0,070	0,185	1,10	0,65
	Н.О. (0,14)	10,6	4,5	35,0	1,2	16,0	245	410
Выход с Н.О., %		19,9	6,0	15,4	27,3	18,1	31,0	91,9

евых руд, в каменной соли основное количество ТМ, кроме Fe, находится в водорастворимых формах. Подавляющая часть железа сосредоточена в ее Н.О.

В целях выявления конкретных форм нахождения ТМ в Н.О. каменной соли изучен его минеральный состав методами РКФА (аналитик Г.М. Лысюк, ИГ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и оптической микроскопии. Минеральный состав Н.О. приведен в табл. 2.32.

По данным табл. 2.32 и результатам определения общего состава исходных проб, с учетом количества и состава сливаемых растворов при выделении Н.О., был рассчитан минеральный состав исходной каменной соли, который показан в табл. 2.33.

Выявленный минеральный состав Н.О. каменной соли верхней пачки ПдКС в целом соответству-

ет ранее установленному перечню акцессорных минералов соляных пород Верхнекамского месторождения. Остановимся на характеристике наиболее полно изученных минералов – доломита и ярозита.

Доломит характеризуется ромбоэдрической или таблитчатой формой кристаллов и отчетливым желтоватым цветом. Это свидетельствует [88] о наличии в его составе Fe, и, следовательно, он может быть диагностирован как железистый доломит (Fe-доломит) – Ca(Mg, Fe, Mn)(CO₃)₂.

Ярозит представлен чешуевидными частицами размером менее 0,044 мм. Минерал прозрачный, иногда просвечивающий; его цвет: под бинокулярным микроскопом – желтовато-коричневый, до коричнево-бурого; в проходящем свете – бесцветный или слегка желтоватый. Эти признаки соответствуют натроярозиту – NaFe³(SO₄)₂(OH) [88].

Таблица 2.32

Минеральный состав Н.О. каменной соли, %

Минерал, компонент	Слой							
	9	10	11	12	13	14	15	16
Ангидрит	72,0	46,0	48,0	14,0	34,0	12,0	9,0	10,0
Гипс	–	14,0	24,0	–	10,0	–	–	–
Доломит	15,0	16,0	13,0	69,0	38,0	69,0	68,0	15,0
Кварц	5,0	13,0	9,0	8,0	10,0	10,0	15,0	61,0
Хлорит	3,0	3,0	2,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Полевой шпат	1,5	1,0	1,0	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2
Ярозит	0,94	1,2	0,9	1,4	1,2	1,3	1,2	0,9
Гидрослюда	0,5	3,0	0,5	–	0,1	0,1	0,1	3,0
Пирит	0,5	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Гематит	0,11	0,71	0,54	0,89	0,42	0,90	0,70	0,97
Сфалерит	0,010	0,013	0,010	0,022	0,015	0,034	0,015	0,024
Органика	0,58	1,25	0,71	1,79	0,56	0,83	0,30	1,72
Сумма	99,14	99,47	99,76	99,72	99,89	99,64	99,61	97,91

Таблица 2.33

Расчетный минеральный состав каменной соли, вес. %

Минерал, компонент	Слой							
	9	10	11	12	13	14	15	16
Галит	96,84	97,87	97,65	99,26	97,91	99,17	99,23	99,19
Ангидрит	2,88	1,98	2,22	0,54	1,89	0,58	0,52	0,72
Ярозит	0,010	0,005	0,006	0,003	0,005	0,003	0,003	0,001
Доломит	0,15	0,08	0,10	0,16	0,15	0,20	0,20	0,07
Кварц	0,054	0,060	0,060	0,020	0,040	0,030	0,040	0,080
Полевые шпаты	0,0160	0,0040	0,0070	0,0010	0,0020	0,0010	0,0005	0,0003
Хлорит	0,033	0,013	0,014	0,010	0,019	0,013	0,012	0,007
Гидрослюда	0,0050	0,0130	0,0030	–	0,0004	0,0003	0,0003	0,0042
Пирит	0,0050	0,0013	0,0007	0,0001	0,0008	0,0003	0,0002	0,0001
Сфалерит	0,00010	0,00006	0,00007	0,00003	0,00006	0,00001	0,00004	0,00003
Гематит	0,0012	0,0030	0,0040	0,0012	0,0016	0,0025	0,0017	0,0013
Органика	0,006	0,005	0,005	0,004	0,002	0,002	0,001	0,002

Форма нахождения ТМ в каменной соли четко определяется только для двух элементов – железа (натриярозит, хлорит, Fe-доломит, пирит, гематит) и цинка (сфалерит). Форма других исследованных ТМ может быть определена косвенно при анализе статистических зависимостей их содержаний друг с другом (табл. 2.34) и с акцессорными минералами (табл. 2.35).

Из табл. 2.34 следует, что для каменной соли реальная связь наблюдается только для двух пар: Cu-Fe и Cd-Pb. В первом случае связь вполне понятна значительная часть Cu и подавляющая часть Fe связана с Н.О. Связь между содержаниями Cd и Pb пока не находит удовлетворительного объяснения.

В Н.О. рассмотренные связи слабее и статистически нереальны. Но в этой матрице появляются две триады элементов: Zn-Cu-Pb и Fe-Hg-As. Первая триада ($r = +0,95 \pm 0,03$) представляет собой группу металлов полиметаллических руд. Иначе говоря характерной их формой являются сульфиды, что подтверждается очень тесной связью со сфалеритом (см. табл. 2.35). По-видимому, сфалерит, присутствующий в Н.О., содержит микровключения халькопирита и галенита.

Существование триады Fe-Hg-As, возможно, обусловлено входением Hg и As в качестве примесей в Fe-доломит и натриярозит. Это подтверждается реальными корреляционными зависимостями между содержаниями Hg и As, с одной стороны, и Fe-доломита и натриярозита – с другой. Необходимо отметить, что возможно присутствие Hg в форме сульфидов (киноварь) или соединений с золотом (амальгамы).

Интересно отметить, что содержание Cd не зависит от минерального состава. Учитывая, что с Н.О. связано всего 6% этого металла (см. табл. 2.31), можно заключить, что Cd в форме примесей почти равномерно распределяется по всем минералам, в том числе и галиту.

Коэффициенты корреляции между содержаниями ТМ в каменной соли (верхняя правая часть таблицы) и в ее Н.О. (нижняя левая часть таблицы)

Элемент	Hg	Cd	Pb	As	Zn	Cu	Fe
Hg	1,00	-0,33	-0,27	0,22	0,68	0,23	0,46
Cd	0,09	1,00	0,83*	0,57	0,16	0,02	0,18
Pb	0,10	0,67	1,00	0,30	-0,06	0,03	0,27
As	0,47	-0,12	0,10	1,00	0,51	0,16	0,26
Zn	0,24	0,22	0,98	0,29	1,00	0,09	0,49
Cu	0,26	0,33	0,97	0,06	0,93	1,00	0,81
Fe	0,76	0,05	0,62	0,72	0,70	0,63	1,00

* Жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции.

Малое количество наблюдений не дает возможности сделать полный анализ всей корреляционной матрицы, представленной в табл. 2.35. Тем не менее нельзя не отметить инверсию характера связей Cu и Fe с некоторыми минералами. Так, например, тесные положительные связи этих металлов с минералами в каменной соли часто меняются в Н.О. на отрицательные (ангидрит, полевые шпаты, пирит) или слабеют (хлорит, органика). Реже эти связи усиливаются (Fe-доломит, гематит). Причин этому явлению, видимо, несколько.

Одна из них – «стерильность» ангидрита и полевых шпатов в отношении содержания Cu и Fe. Другая причина – процессы, в ходе которых образовался пирит. Удивительно: он состоит почти наполовину из железа, но его, его содержание в Н.О. имеет отрицательную связь с содержанием Fe (см. табл. 2.35). И еще – пирит имеет отрицательную связь с содержаниями гематита ($r = -0,78$).

Эти два факта, а также некоторые теоретические положения дают основание говорить о следящих процессах. В ходе геологического развития галогенной формации Соликамской впадины подсолевые водные растворы, характеризующиеся восстановительной средой, неоднократно проникали внутрь соляной толщи (см. главу III). В результате их взаимодействия с негалогенным материалом солей образовался пирит за счет внутренних ресурсов Fe (гематит и др.). Вместе с образованием пирита, по-видимому, имел место вынос и переход элементов-примесей из нерастворимых форм в растворимые. Отсюда – чем больше пирита, тем меньше гематита и ТМ, в том числе и Fe.

Таким образом, ТМ в каменной соли Верхнекамского месторождения находятся в основном (69–94%) в форме водорастворимых соединений (хлориды, сульфаты и, возможно, карбонаты). Исключением является железо, 92% которого

Таблица 2.34

Таблица 2.35

Коэффициенты корреляции между содержаниями ТМ и минералов (вверху – для каменной соли, внизу – для ее Н.О.)

Минерал, компонент	Hg	Cd	Pb	As	Zn	Cu	Fe
Галит	-0,22	-0,28	-0,49	-0,11	-0,15	-0,78*	-0,89
Ангидрит	0,18 -0,54	0,31 0,16	0,53 -0,75	0,11 -0,42	0,12 -0,75	0,76 -0,77	0,88 -0,87
Доломит	-0,73 0,69	-0,51 0,02	-0,69 0,45	0,09 0,85	0,70 0,58	-0,16 0,42	0,02 0,93
Ярозит	0,45 0,74	0,13 0,10	0,24 0,29	0,21 0,73	0,42 0,47	0,85 0,27	0,99 0,81
Кварц	-0,42 -0,17	0,43 -0,06	0,65 0,36	-0,31 -0,56	-0,54 0,30	0,15 0,56	0,05 -0,01
Полевые шпаты	0,41 -0,36	0,25 0,38	0,32 -0,62	0,27 -0,42	0,37 -0,66	0,89 -0,63	0,96 -0,76
Хлорит	0,68 0,17	-0,04 -0,08	0,05 0,61	0,20 0,38	0,44 0,65	0,82 0,59	0,89 0,67
Гидрослюда	-0,66 -0,16	0,03 0,22	0,08 0,06	-0,32 -0,68	-0,60 -0,02	0,52 0,24	0,17 -0,29
Пирит	0,47 -0,41	0,02 0,56	0,07 -0,38	0,13 -0,36	0,26 -0,52	0,94 -0,50	0,88 -0,63
Сфалерит	0,30 0,22	0,13 0,21	0,43 0,98	0,05 0,29	0,13 0,99	0,77 0,92	0,90 0,69
Гематит	-0,47 0,51	0,54 -0,01	0,51 0,89	-0,09 0,19	0,14 0,80	-0,17 0,86	0,14 0,72
Органика	-0,15 0,39	0,40 0,21	0,36 0,38	0,34 -0,48	0,11 0,41	0,81 0,56	0,77 0,19

* – жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

входит в состав минералов Н.О. ТМ, содержащиеся в Н.О., имеют следующие основные формы нахождения: Fe – Fe-доломит, натриярозит, хлорит, гематит, пирит; Zn – сфалерит; Cu и Pb – сульфиды (скорее всего, халькопирит и галенит); Hg и As – изоморфные примеси в Fe-доломите и натриярозите, но нельзя исключить возможность присутствия ртути в форме киновари или амальгам. Кадмий, вероятно, в качестве примеси рассеян по всем минералам каменной соли.

Средние содержания токсичных элементов (для железа – Fe⁺³) в пачке слоев 9-16 на руднике БКПРУ-4 ОАО «Уралкалий» укладываются в медико-биологические нормы [176] и, следовательно, эта каменная соль может служить сырьем для производства пищевой соли.

Благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd, Rh, In)

Первые сведения о наличии золота в солях месторождения датируются 1984 г. (Ю.И. Дытнерский, МХТИ, Москва, 1994 г.), когда атомно-абсорбционным спектрохимическим анализом в галитовых отходах и глинисто-солевых шламах (БКПРУ-1) было определено его содержание,

равное 1,09 и 6,33 г/т соответственно. В 1992 г. нейтронно-активационным методом была проанализирована проба сильвинита (В.В. Белкин, А.С. Николаев, ОАО «Уралкалий»), содержание золота в которой составило 0,05 г/т. В 1994 г. были определены содержания Au и Ag (пробирный метод), а также Pt-металлов (атомно-абсорбционный метод) в сильвините пласта КрII (рудник БКПРУ-1) (А.Ф. Сметанников, А.И. Кудряшов). В 1995 г. в журнале «Геохимия» появилась первая публикация о геохимии благородных металлов солей Верхнекамского месторождения [263].

Благородные металлы обнаружены во всех породах соляной толщи месторождения, что видно на примере золота (см. табл. 2.36). Пробы отбирались послойно из керна 13 подземных скважин эксплуатационной разведки рудника БКПРУ-4.

Более детально изучены две штучные пробы красного сильвинита пласта КрII, отобранные на руднике БКПРУ-1. Одна из них представляет верхнюю часть слоя 1, другая – середину слоя 3. Содержание Н.О. в первой пробе – 25%, в другой – 2,5%. Материал обеих проб был разделен

Таблица 2.36

Содержание Au в породах соляной толщи ВКМС по данным пробирного анализа (Н.В. Кузнецов, А.С. Николаев, 1997 г.), г/т

Пласт, слой	Состав	Кол-во проб	Содержание		
			от	до	среднее
В, сл. 6	Карналлитовая порода	7	< 0,020	0,080	0,045
В, сл. 5	- « -	8	0,040	0,392	0,122
В, сл. 4	- « -	8	0,020	0,070	0,038
В, сл. 3	- « -	8	0,030	0,120	0,059
В, сл. 2	- « -	8	0,040	0,090	0,061
В, сл. 1	- « -	8	0,030	0,100	0,042
В-В'	Каменная соль	8	< 0,020	0,160	0,045
В'	Пестрый сильвинит	9	0,020	0,100	0,057
Корж	Каменная соль + галопелиты	8	0,040	0,100	0,050
Б	Пестрый сильвинит	9	0,020	0,220	0,083
А	Полосчатый сильвинит	9	< 0,020	0,290	0,065
А-А'	Каменная соль	9	< 0,020	0,165	0,069
А'	Красный сильвинит	9	< 0,020	0,280	0,082
Корж 3	Каменная соль + галопелиты	9	0,040	0,380	0,140
Корж 2	- « -	9	0,020	0,660	0,160
Корж 1	- « -	9	0,020	0,260	0,090
КрII, сл. 1	Красный сильвинит	9	< 0,020	0,128	0,052
КрII, сл. 2	Бедный сильвинит	9	0,020	0,080	0,036
КрII, сл. 3	Красный сильвинит	9	0,030	0,271	0,068
КрII, сл. 4	Бедный сильвинит	9	0,040	0,186	0,074
КрII, сл. 5	Красный сильвинит	9	0,020	0,100	0,056
КрII, сл. 6	Бедный сильвинит	9	0,020	0,120	0,065
КрII, сл. 7	Красный сильвинит	9	< 0,020	0,170	0,067

на сильвиновую и галитовую составляющие. Затем каждая из составляющих путем растворения была разделена на Н.О. и хлоридную часть (выпаренную соль). Исходные пробы, Н.О. и выпаренная соль анализировались пробирным методом на Au и Ag (аналитик А.Ф. Усов, ЦЗЛ ЦГХК, г. Степногорск, Казахстан) и методом ААС на Pt-металлы и In (аналитик Л.А. Небольсина, ИОНХ РАН, г. Москва). Результаты анализов представлены в табл. 2.37.

Из табл. 2.37 следует, что: благородные металлы локализованы в Н.О.; компоненты сильвинита слоя 3 богаче золотом, а слоя 1 – серебром и Pt-металлами.

Большая часть Au находится, вероятно, в форме карбонилгалогенидов, связанных в основном с красящим веществом сильвина. Рентгенофазовый анализ выделенного пигмента сильвина (аналитик Г.Н. Лысюк, ИГ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) показал, что в его состав входит гидрогетит (лимонит) – 51%, гематит – 8%, доломит – 34%, кварц – 4%. Меньшая часть Au представлена хлоридами.

Фазовый анализ проб сильвинита, проведенный в ИОНХ, показал, что именно органическая фаза является концентратом Pt-металлов: следовательно, эти металлы находятся в форме комплексных органических соединений. Серебро находится в сульфосолях (они обнаружены методом РКФА), возможно, в самородной форме и в хлоридах.

Необходимо отметить еще одно очень важное обстоятельство, заключающееся в следующем. Поскольку в выпаренной соли содержание Au и Ag ниже чувствительности анализа, то их извлечение с Н.О. из сильвиновых и галитовых составляющих должно приближаться к 100%. В действительности же их извлечение с Н.О., например, для слоя 3 гораздо ниже: Au – 30%, а Ag – 18%. Это говорит о том, что пробирным анализом определяется только часть Au и Ag.

Дальнейшие исследования форм нахождения благородных металлов осуществлялись на продуктах, получаемых при галургическом и флотационном переделе сильвинитов. Как из-

Таблица 2.37

Содержание благородных металлов в исследованных пробах сильвинита, г/т

№ проб	Состав пробы	Выход, %	Металлы					
			Au	Ag	Pt	Pd	Rh	In
Слой 1								
5С	Сильвин	100,00	0,011	25,350	2,260	0,470	0,066	4,740
5Сн	Н.О. сильвина	22,00	0,050	110,600	10,250	2,100	0,300	21,500
5Сс	Выпаренная соль	78,00	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
6Г	Галит	100,00	0,017	45,170	6,360	0,940	0,011	6,600
6Гн	Н.О. галита	26,00	0,060	171,660	24,200	3,400	0,430	25,100
6Гс	Выпаренная соль	74,00	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Слой 3								
1С	Сильвин	100,00	0,180	2,040	0,140	0,290	0,022	0,156
1Сн	Н.О. сильвина	2,20	2,500	17,100	6,300	1,230	0,100	7,500
1Сс	Выпаренная соль	97,80	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
3Г	Галит	100,00	0,038	1,760	0,387	0,083	не обн.	0,750
3Гн	Н.О. галита	1,13	0,460	7,040	4,850	1,070	не обн.	9,700
3Гс	Выпаренная соль	98,87	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.

вестно, процесс обогащения на галургической фабрике идет с полным растворением сильвина, поэтому в шламы вместе с пигментом сильвина и собственно Н.О. солей «уходит» практически все количество Au, Ag и Pt-металлов. Процесс обогащения на флотофабрике идет без растворения зерен сильвина и, следовательно, с сохранением того золота, которое связано с гематит-гидрогетитовым пигментом внутри зерен. Сопоставление содержания Au и Ag в готовом продукте (хлористый калий) и шламах различных обогатительных фабрик (табл. 2.38) дает основания говорить о формах нахождения благородных металлов в сильвинитах.

Из табл. 2.38 следует, что Au, связанное с БХК, скорее всего, находится в хлоридной форме, а Au, находящееся в КХК, связано в основном с карбонилгалогенидами и частично с хлоридами. В шламах галургической фабрики обнаружено максимальное содержание Au. Здесь могут присутствовать все формы нахождения золота, включая самородную. При отмывке шламов галургической фабрики было получено несколько слегка уплощенных золотин размером от 40 до 70 мкм (по длинной оси) и до 30–40 мкм (по короткой). Расчеты показали, что доля самородного золота в шламах галургической фабрики составляет не более 20-30% от определяемого пробирным анализом. Поскольку этим анализом выявляется не все золото, то доля самородного золота, скорее всего, еще меньше.

В таблицах 2.37 и 2.38 имеется противоречие:

в одном случае (в выпаренной соли) золото не обнаружено, а в другом (в галургическом хлоркалии) его содержание составляет 0,04 г/т. Противоречие объясняется различиями в способах получения этих продуктов. В первом случае это длительный (2–3 суток) статический процесс отстаивания раствора и последующее его выпаривание. Во втором случае процесс получения галургического KCl характеризуется высокими кинетическими скоростями и непрерывностью, когда часть золота захватывается образующимися кристаллами сильвина (БХК). В галургическом хлоркалии Au присутствует в форме хлоридов, а во флотационном оно представлено хлоридами и карбонилгалогенидами (с преобладанием последних).

В отношении благородных металлов исследованы также породы пласта МГ. На руднике БКПРУ-2 этот пласт опробован шестью бороздовыми пробами. Одна из них (МГ) соответствовала всему пласту, а пять других – отдельным слоям (табл. 2.39), отличающимся друг от друга текстурой, структурой и минеральным составом, который был установлен методами оптической микроскопии и РКФА. Материал секущих прожилков розового волокнистого галита составил седьмую пробу.

Одна часть каждой пробы была проанализирована пробирным методом, вторая – после окислительно-восстановительного каталитического обжига по методике, изложенной в работах [28, 94, 178, 336]. В табл. 2.40 приведены результаты анализов этих проб.

Таблица 2.38

Содержание Au и Ag в продуктах и шлаках фабрик БКПРУ-1, г/т (пробирный анализ)

Фабрика	Материал	Au	Ag
Флотационная	Хлористый калий (КХК)	0,12	5,35
	Шлам	0,25	7,42
Галургическая	Хлористый калий (БК)	0,04	0,09
	Шлам	0,58	5,30

Из табл. 2.40 следует, что для необожженного материала проб наиболее высокие содержания Au характерны для нижней части пласта МГ (слои А, Б и В), представленной в основном сульфатным материалом. Высокое содержание Au обнаружено также в прожилках розового галита. После обжига определяемое содержание Au увеличилось в 7–38 раз. Интересно отметить, что содержание этого металла в слое Б составило 4,63 г/т, что соответствует промышленному содержанию некоторых коренных месторождений золота.

Серебро ведет себя при обжиге по-другому. Содержание его увеличивается после обжига всего в 2–3 раза, а в исходной пробе и в слое Б даже уменьшается в 5 раз. Возможно, что в этих двух пробах, где Ag находится в виде сульфосолей, обжиг проб в присутствии хлоридных агентов (галит), приводит к возгонке большей части Ag в виде хлоридов.

Был проведен пробирный анализ (аналитики А.Ф. Усов, Е.Н. Кучма, ЦЗЛ ЦГХК, г. Степногорск, Казахстан) материала девяти классов крупности: от +2 до -0,02 мм. Материал проб, показавших наиболее высокие содержания Au, был проанализирован методом АЭС-ИСП (аналитик А.С. Петренко, ЦЗЛ ЦГХК, г. Степногорск, Казахстан), результаты которого показаны в табл. 2.41.

Содержание Au и Ag в пробах пласта МГ, [264] г/т

Металл	Пл. МГ	Сл. А	Сл. Б	Сл. В	Сл. Г	Сл. Д	Прожилки
Золото	0,08	0,16	0,12	0,12	0,04	0,04	0,12
	0,55	1,33	4,63	2,13	0,64	0,45	3,64
Серебро	13,58	0,47	15,38	1,64	1,44	0,54	0,31
	1,12	1,50	2,51	3,18	2,18	1,21	2,13

Примечание. В числителе – содержание до обжига, в знаменателе – после обжига.

Таблица 2.39

Характеристика проб и слоев пласта МГ

Индекс	Мощность, см	Состав
Д	14	Преимущественно силикатный
Г	30	Карбонатно-силикатно-сульфатный
В	20	Преимущественно сульфатный
Б	50	Преимущественно сульфатный
А	10	Сульфатно-карбонатный

Из табл. 2.41 следует, что, по данным пробирного анализа Au концентрируется, в основном, в классах (мм) -0,1+0,074, -0,074+0,044 и -0,044+0,02. В указанных классах его содержание уменьшается при уменьшении размера частиц. При анализе проб этих классов крупности методом АЭС-ИСП содержание Au и Pt-металлов увеличивается с уменьшением размера частиц. Доля Pt-металлов в сумме Au и Pt-металлов в классах -0,1+0,074, -0,074+0,044 и -0,044+0,02 мм составляет соответственно 28, 35 и 45%. В минеральном составе этих классов преобладает сульфатная составляющая. Необходимо отметить, что содержание суммы Au и Pt-металлов (по данным АЭС-ИСП) сопоставимо с содержанием Au (по данным пробирного анализа) в пробах из существенно сульфатных слоев МГ после обжига. Вероятнее всего, методом АЭС-ИСП в анализ вовлекаются формы нахождения благородных металлов, не анализируемые пробирным методом без обжига. Из этого сравнения следует вывод о возможности анализа суммы благородных металлов методом АЭС-ИСП без обжига при взаимном контроле этих методов. Распределение Ag по классам рассева относительно равномерно, что может свидетельствовать о его присутствии в минеральной форме и в карбонатно-сульфатных, и в сульфатных, и существенно в силикатных слоях.

Таблица 2.40

Содержание благородных металлов в классах крупности материала пробы пласта МГ, г/т

Металл	Классы крупности, мм						-0,044+0,02	-0,02	
	+2	-2+1		-0,5+0,2	-0,2+0,1				
Пробирный анализ									
Золото	0,11	0,18	0,15	0,15	0,07	0,52	0,45	0,34	0,15
Серебро	9,88	5,73	9,34	7,84	9,03	11,97	12,09	8,44	7,41
АЭС-ИСП									
Золото	–*	–	–	–	–	0,644	0,955	2,181	–
Серебро	–	–	–	–	–	1,086	6,211	5,074	–
Платина	–	–	–	–	–	0,249	0,355	1,846	–
Палладий	–	–	–	–	–	не обн.	0,163	не обн.	–

* анализ не проводился

Определение содержания золота пробирным анализом в единичных пробах разновидностей карналлита пласта В показало, что оно составило (г/т) для красного карналлита – 0,08, желтого – 0,16 и бесцветного – 0,12. Атомно-абсорбционным анализом установлено, что в каменной соли и соленосных глинах слоев 9–12 верхней пачки ПдКС содержание Au составило 0,02 и 0,12 г/т, соответственно. При этом установлено, что в каменной соли этот металл, имея различные формы нахождения, сосредоточен в основном в ее Н.О.

Таким образом, все породы соляной толщи Верхнекамского месторождения содержат благородные металлы. Основными их формами нахождения являются: для золота – карбонилгалогениды, хлориды, сложные органические соеди-

нения, самородное; для Pt-металлов – сложные органические соединения и в меньшей степени хлориды; для серебра – сульфосоли, хлориды и, возможно, самородное.

Сравнение условий локализации благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения с условиями локализации месторождений Au, Ag и Pt-металлов, указанных в различных рудноформационных классификациях (М.М. Константинов и др.), показало, что первые не имеют аналогов. Это дает основания для выделения новой золото-серебряно-платиново-хлоридной рудной формации [261]. Однако пока можно говорить лишь о потенциальной рудной формации, поскольку для ее утверждения как реальной необходимы разведанные месторождения с утвержденными запасами.

2.8. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Органическое вещество (ОВ) соляной толщи Верхнекамского месторождения имеет несколько форм нахождения. Наиболее распространенной из них является растительный детрит, состоящий из спор, пыльцы и мелких фрагментов растений. Последние видны под микроскопом в шлифах соляных пород, содержащих прослойки соленосных глин, и называются углистым веществом. Менее распространенной, но довольно часто встречающейся формой ОВ в солях месторождения являются древесные остатки. Еще реже ОВ встречается в форме нефтепроявлений, которые в стенках горных выработок определяются визуально (рис. 2.102 и 2.103) и по характерному запаху углеводородов (керосина) при измельчении пород.

Первые сведения о нефтепроявлениях в солях месторождения появились в работе [106].

В этой работе А.А. Иванов отметил, что в нижнем горизонте ПдКС скважиной 451 на глубине 641 м (верхняя пачка глинисто-карбонатных пород) встречена порода с сильным запахом керосина. Люминесцентно-битуминологическим анализом установлено, что при отсутствии гуминовых кислот содержание $C_{орг}$ в породе составляет 3,93%. Общее содержание извлекаемых растворителями битуминозных веществ близко к 1% (на породу). Общее содержание ОВ – около 5%. Содержание в нем извлекаемых хлороформом битуминозных компонентов – 10–12% (на ОВ) и такого же порядка содержание компонентов, извлекаемых спиртобензолом.

И, наконец, еще одна форма нахождения ОВ, которая стала известна лишь в последнее десятилетие, – углеводороды в микровключениях соляных минералов. Исследование пород, слагаю-

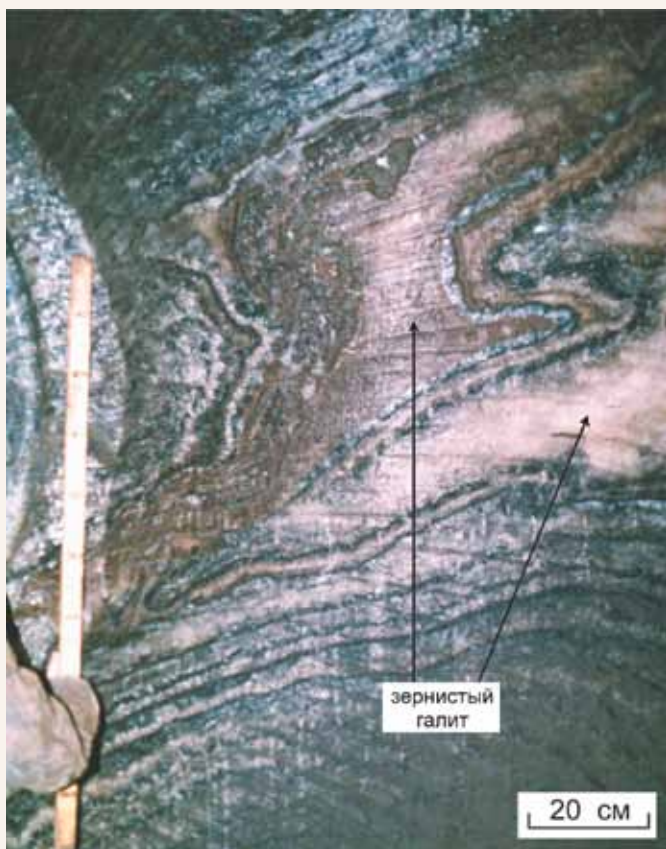


Рис. 2.102. Фрагмент нефтепроявления (участки кремового цвета) в верхней пачке ПдКС. Рудник БКПРУ-4, 5-я юго-западная панель

щих зоны замещения и перекристаллизованных разностей каменной соли, показало, что шпатовый галит на этих участках почти всегда содержит огромное количество включений с микрокапельками нефти (рис. 2.104). Работами ВНИИГ (Раевский В.И. и др., 1988) даже установлено, что углеводороды во включениях в виде микрокапелек нефти за пределами зон замещений не наблюдаются. Ниже излагаются результаты исследований ОВ всех форм нахождения в солях месторождения.

ОВ растительного детрита исследовалось по пробе, отобранной из пласта КрI-КрII в пределах 4-й юго-восточной панели гориз. -143 м рудника СКРУ-2 и представляющей собой соленосную глину мягкой консистенции без видимых включений с содержанием Н.О. 86,52%. Содержание растворимых в хлороформе ОВ составляет 0,22%. Для ИК-спектра этого ОВ (рис. 2.105, спектр СГ) характерны полосы поглощения (п.п., см^{-1}): 720, 760, 820, 1030, 1080, 1130–1140, 1250–1290, 1380, 1460, 1610, 1740.

П.п. 760, 820 и 875 обусловлены деформационными колебаниями С-Н ароматической связи, а п.п. в интервале 1000–1300 см^{-1} – колебаниями С-О-, С-N- и S-связей, относящихся к алифати-



Рис. 2.103. Фрагмент нефтепроявления (бурое) в верхней пачке ПдКС. Рудник БКПРУ-4, район скв. 484

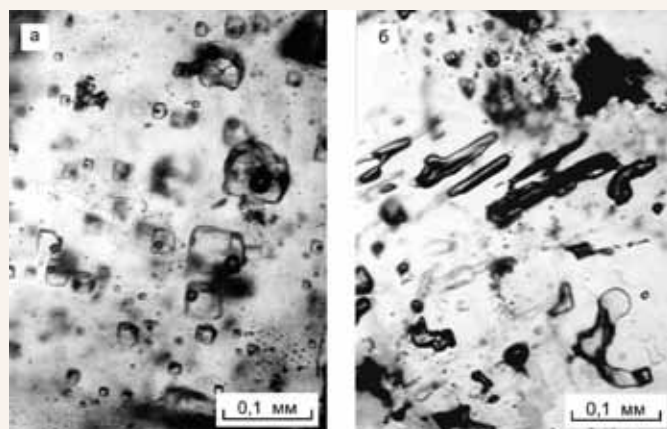


Рис. 2.104. Кубические (а) и канальцевидные (б) включения в шпатовом галите (черное – нефть). Шлифы каменной соли зоны замещения сл. 7 пласта КрII. Рудник БКПРУ-2

ческим и ароматическим эфирам, спиртам, серо- и азотосодержащим соединениям. Конкретное положение того или иного пика в этой области зависит от структурных особенностей исходного материала, а также присутствия по соседству ненасыщенных связей. Можно предположить, что п.п. 1080 и 1290 см^{-1} обусловлены валентными колебаниями С-О-связей сложноэфирных группировок.

Поглощение 1030 и 1150–1250 см^{-1} , по мнению ряда исследователей [203, 237 и др.], обусловлено серосодержащими соединениями типа тиофана, сульфоксидов и сульфонов. П.п. 1380 и 1460 см^{-1} характерны для деформационных колебаний С-Н-связи в метильных и метиленовых группах. Надо отметить, что обе эти полосы, как и полосы, лежащие в области 1000–1300 см^{-1} , выписаны на достаточно высоком фоне поглощения, что свидетельствует о преобладании в ОВ смоли-

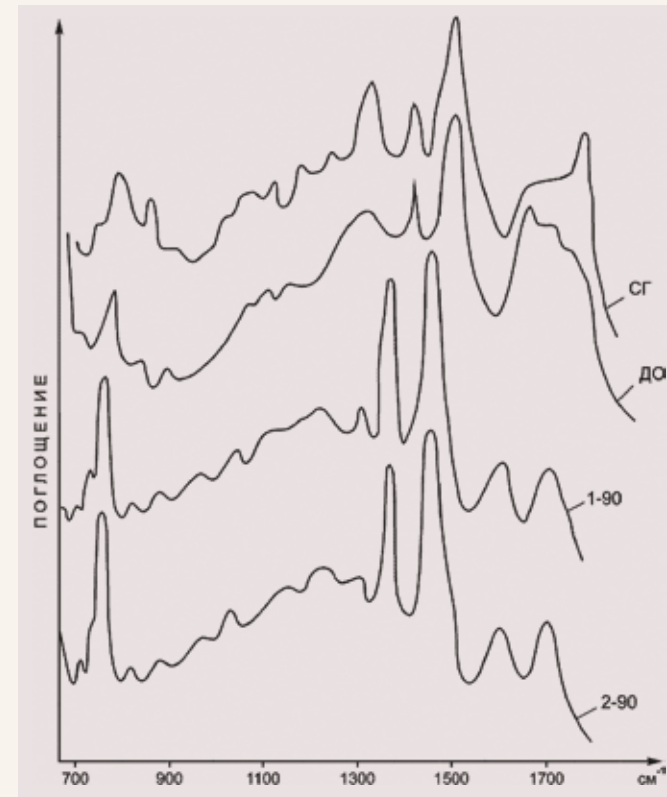


Рис. 2.105. ИК-спектрограммы ОВ соленосной глины (СГ), древесного остатка (ДО) и глинисто-ангидритового материала маркирующих горизонтов «Мощный» (1-90) и «Средний» (2-90)

стых высокомолекулярных фракций.

В области 1600–1750 см^{-1} выписан широкий слабозагруженный «горб», в котором поглощение 1600–1610 см^{-1} обусловлено колебаниями С-С ароматических связей, а поглощение 1650–1750 см^{-1} – валентными колебаниями карбонильной и аминной групп. Подобный рисунок спектра в области 1600–1750 см^{-1} объясняется, скорее всего, структурной близостью колеблющихся центров и, следовательно, присутствием в анализируемом ОВ ароматических структур различной степени окисленности по боковым заместителям. Высокая интенсивность п.п. при $\nu = 820 \text{ см}^{-1}$ свидетельствует о большом количестве ароматических карбоциклических и гетероциклических соединений. Имеющие место алифатические структуры связаны с ароматикой в виде гибридных молекул или боковых радикалов.

Из приведенного следует, что анализируемая граница соленосной глины представляет собой битуминозное ОВ гумусового типа. Большое количество функциональных групп свидетельствует о незначительных катагенетических изменениях органического вещества, которое нельзя отнести к нефтяному ряду.

ОВ древесных остатков исследовано по одной пробе углеподобного материала с густой сетью трещин, выполненных вторичным воднопрозрачным галитом. Место отбора – сбойка конвейерного и транспортного штреков, идущих к камерам большого сечения рудника БКПРУ-4 (район шахтного ствола № 4). Этот углеподобный материал приурочен к прослою соленосной глины мощностью 3 см в 10–15 м ниже пласта МГ и залегает в форме сплюснутого цилиндра согласно наслоению (рис. 2.106). Размер поперечного сечения тела по длинной оси составляет 14 см, по короткой – 10 см. Видимая длина этого тела – 1,5 м.

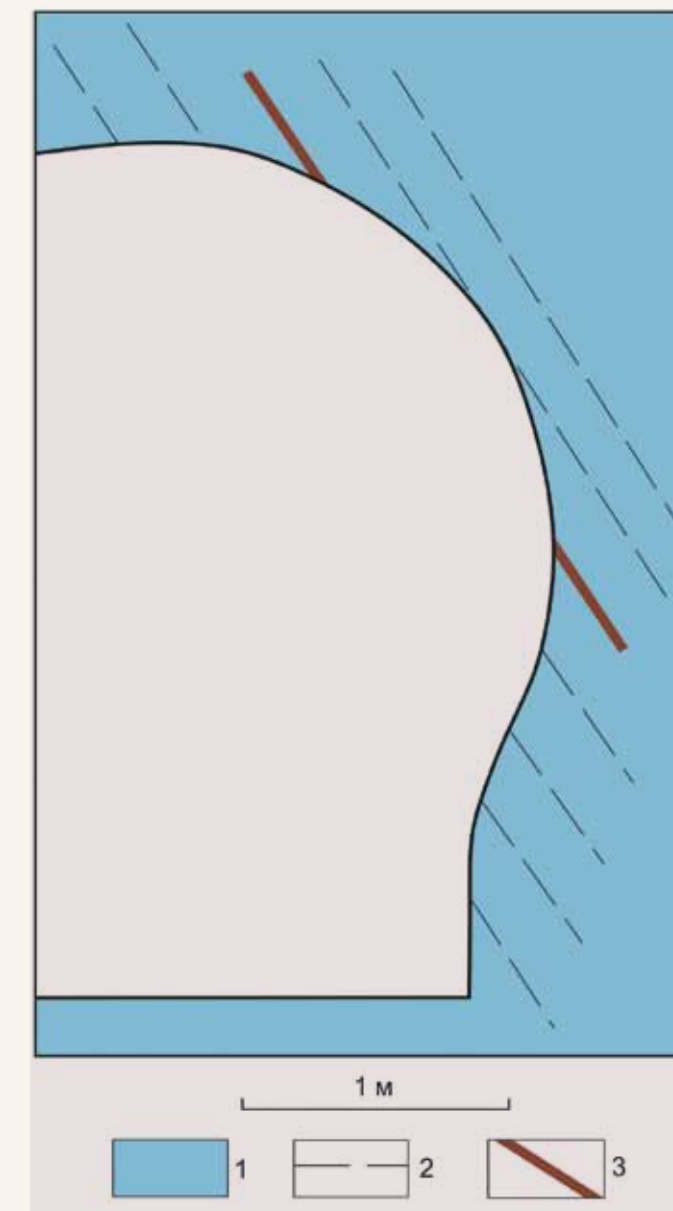


Рис. 2.106. Древесный остаток в верхней пачке ПдКС (рудник БКПРУ-4). 1 – каменная соль; 2 – глинисто-ангидритовые прослои; 3 – древесный остаток

Макрокомпонентный состав этого материала, по данным химического анализа, составил: NaCl – 85,47%, CaSO₄ – 1,08%, Н.О. – 9,5%, влага – 3,5%. Спектральным анализом в его Н.О. обнаружены (%): Mn (0,18), V (0,018), Cu (0,06), Zn (1,4), Ti (0,35), Zr (0,08), Ba (0,08) и La (0,045).

Люминесцентно-битуминологический анализ показал следующие результаты: ОВ – 6,74% (на породе), С_{орг} – 5,06% (на породе) или 75,1% (на ОВ). Фракционный состав ОВ (% на ОВ): битумоиды (вещества, извлекаемые органическими растворителями) – 37,09, гуминовые кислоты (вещества, извлекаемые водной щелочью) – 0,02 и нерастворимый («углистый») остаток – 62,89.

В составе битумоидной фракции ОВ определены следующие компоненты (%): масляные (растворимые в петролейном эфире, ПЭБ) – 0,8; нейтральные (растворимые в хлороформе, ХБА) – 24,2; кислые (растворимые в спиртобензольной смеси, СББ) – 7,60. На основании этого были рассчитаны генетические коэффициенты: битумоидные ($\beta_{\text{Сорг}}^{\text{ХБА}} = 12,3$, $\beta_{\text{ОВ}}^{\text{ХБА}} = 9,3$), коэффициент нейтральности (СББ/ХБА = 3,0) и гуминовый коэффициент ($\gamma = 0,02$).

На ИК-спектрограмме хлороформного экстракта из углеподобного материала (см. рис. 2.105, спектр ДО) присутствуют следующие полосы поглощения (см⁻¹): 740, 800, 860, 1030, 1120, 1280, 1370, 1450, 1580–1710. П.п. 740, 800 и 860 см⁻¹ обусловлены деформационными колебаниями С-Н связей ди- и полициклических аренов. П.п. 1030, 1120–1140, 1260–1280 см⁻¹ характерны для валентных колебаний С-О-связи спиртов и эфиров. Поглощение в этих интервалах обусловлено присутствием серосодержащих соединений [180 и др.].

Поглощение в области 1350–1470 см⁻¹, типичное для всех колебательных спектров битумоидов, обусловлено деформационными колебаниями С-Н-связи в метильных и метиленовых группах. Невысокая интенсивность п.п. 1375 см⁻¹, в сравнении с п.п. 1465 см⁻¹ свидетельствует о малом количестве концевых СН₃-групп и значительном содержании полиметиленовых цепочек. Надо отметить, что обе эти полосы располагаются на высоком общем фоне поглощения, что говорит о полимерности (высокомолекулярности) анализируемого ОВ.

Широкое неразрешенное поглощение в интервале частот 1580–1710 см⁻¹ требует более детального рассмотрения. Поглощение 1580–1610 см⁻¹ относится к скелетным колебаниям С-С ароматической связи, а смещение пика к 1580 см⁻¹ объясняется сопряжением бензольных колец с ненасыщенными группировками. Для рассматриваемого интервала (1580–1710 см⁻¹) характерно и валентное колебание карбонильной группы С=О, входящей в состав алифатических и аро-

матических альдегидов и кетонов. В этом же интервале поглощают сложноэфирные, амидные, карбоксильные и другие функциональные группы, содержащие карбонильный фрагмент. Наличие гетероатомных группировок, осложняющих углеводородный скелет парафинов и аренов, подтверждает и описанное выше поглощение в области «отпечатков пальцев» (1000–1300 см⁻¹). Отсюда следует, что интенсивное неразрешенное поглощение в области 1580–1710 см⁻¹ объясняется наличием в анализируемой смеси ароматических и гетероароматических структур с различной степенью окисленности по ядрам и боковым радикалам.

Спектральный и люминесцентно-битумологический анализ показал, что исследованное вещество представляет собой конденсированное ароматическое образование с мостиками из полиметиленовых цепочек, которые, в свою очередь, также способны давать циклические структуры.

Помимо карбоциклических УВ? в пробе присутствуют значительные количества серо-, азот-, и кислородсодержащих гетероструктур, что говорит о слабой степени углефикации. Высокий поглощающий фон (по ИКС), малое содержание легких фракций (по ТСХ) свидетельствуют о полимерности и высоком молекулярном весе анализируемого ОВ.

Форма тела и внешний вид «углеподобного» вещества, большое содержание в нем «углистого» остатка и малое содержание С_{орг} (75,1%) говорят о том, что мы имеем дело со слаболитифицированной древесиной Dadaxilon'a (не перешедшей бурогоугольную стадию углефикации), импрегнированной галитом.

ОВ нефтепроявлений исследовано по пяти группам проб, отобранных в пределах шахтного поля рудника БКПРУ-4 (рис. 2.107).

Участок нефтепроявлений 1. Нефтепроявление обнаружено в южной стенке камеры большого сечения № 1 по резкому запаху керосина, исходящего от глинисто-ангидритового материала, слагающего маркирующие горизонты «Мощный» и расположенный на 1 м ниже него горизонт «Средний». Из центральной части маркирующего горизонта «Мощный» отобрана проба 1-90, другая проба (2-90) – из маркирующего горизонта «Средний».

В образце, представляющем пробу 1-90, имелась согласно залегающая зональная жила галита мощностью 1,2–1,7 см. Пересчет результатов анализа водной и солянокислой вытяжек этой пробы на минералы дал следующий состав (вес. %): галит – 36,09, ангидрит – 24,74, силикаты – 22,76, доломит – 7,65, органика – 4,33, пирит – 1,41, R₂O₃ – 1,12, вода (гигроскопическая) – 0,4, MgCl₂ – 0,22, Вг – 0,01. Содержание нерастворимого в воде остатка (Н.О.) составило 56,0%.

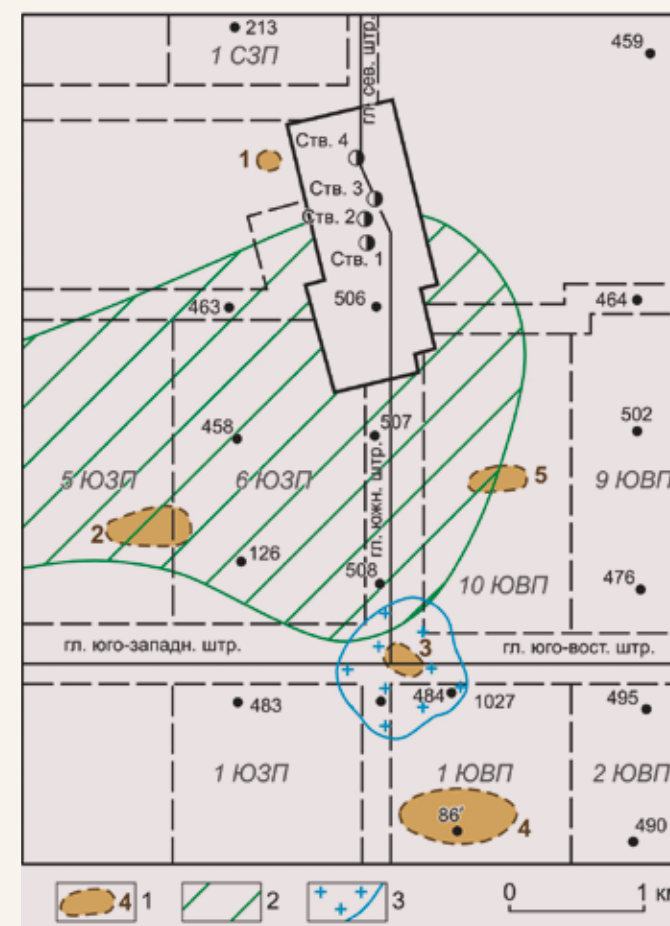


Рис. 2.107. Схема расположения участков с изученными нефтепроявлениями на руднике БКПРУ-4: 1 – участки с нефтепроявлениями; 2 – Южно-Чашкинская нефтегазонасная структура; 3 – зона замещения каменной солью сильвинитов пласта КрII

Экстрагированные хлороформом битумоиды представляют собой вязкие жидкости темно-коричневого цвета. Содержание растворимых в хлороформе битумоидов (масляные и нейтральные фракции) составило (в вес. % на породе) в пробе 1-90 – 3,3, а в пробе 2-90 – 2,4. Содержание битумоидов в подавляющем большинстве пород не превышает 1–2%, следовательно, рассматриваемые пробы содержат anomalно большое количество УВ, не характерное для сингенетического РОВ. Структурно-групповой состав битумов, определенный методом тонкослойной хроматографии (ТСХ), приведен в табл. 2.42.

Таблица 2.42

Состав ОВ глинисто-ангидритового материала, %

№	Метано-нафтенновые	Ароматические	Смолистые вещества
1-90	28,67	29,09	42,24
2-90	30,17	27,76	42,07

Данные этой таблицы свидетельствуют в пользу нефтяной природы извлеченного ОВ, поскольку РОВ содержит, как правило, значительно большее количество смолистых веществ.

ИК-спектрограммы хлороформных экстрактов (см. рис. 2.105, спектры 1-90 и 2-90) содержат следующий набор характеристических полос (см⁻¹): 720, 750, 815, 875, 1380, 1460, 1620, 1705. В области 900–1300 см⁻¹ имеется несколько пиков (950–970, 1030, 1150, 1225), лежащих на общем «горбе» поглощения средней интенсивности. По рисунку спектра, присутствию и соотношению полос понятно, что исследуемые пробы ОВ содержат нефтяную органику. Тем не менее на ИК-спектрограммах проб 1-90 и 2-90 обращает на себя внимание высокая полоса поглощения 750 см⁻¹ (деформационные колебания С-Н-связи ароматики) с небольшим плечом при 720 см⁻¹ (деформационные колебания С-Н-связи метиленовых групп). Высокая интенсивность п.п. 740 см⁻¹ свидетельствует о значительном количестве бициклической ароматики. И второе – это присутствие на спектрах п.п. 1700–1710 см⁻¹ (валентные колебания С=О-связи), что свидетельствует об окисленности нефтяных структур ОВ.

Участок нефтепроявлений 2. При проходке 8-го и 9-го разведочных транспортных штретков (РТШ) 5-й ЮЗП рудника БКПРУ-4 которые вскрывают главным образом, слой 7–14 верхней пачки ПдКС, были обнаружены многочисленные нефтепроявления. Визуально нефтепроявления проявляются в виде участков каменной соли буровато-кремового цвета. Форма нефтепроявлений – самая разнообразная, от изометричных пятен до серии полос и линз различных размеров. Нами исследовано 5 наиболее крупных нефтепроявлений.

Нефтепроявление 1 – южная стенка 8-го РТШ в 470 м на запад от скв. 41кс (рис. 2.108), 1,8 м

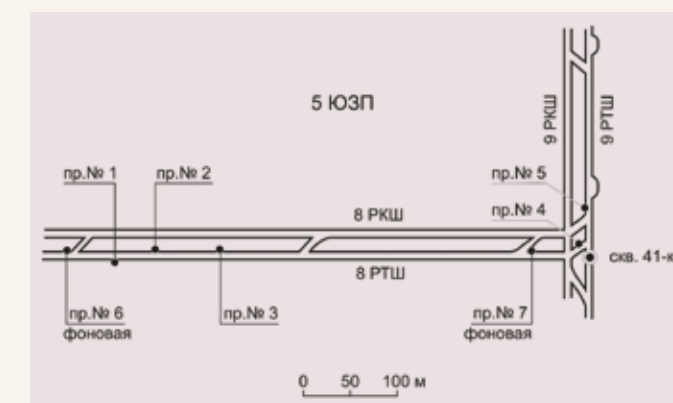


Рис. 2.108. Схема расположения наиболее крупных нефтепроявлений и их опробования на участке 2 (пояснение в тексте)

от почвы выработки. В разрезе оно приурочено к средней части слоя 11 и представляет собой три наклонные полосы длиной до 45 см и шириной 4–5 см.

Нефтепроявление 2 вскрыто на северной стенке 8-го РТШ в 430 м на запад от скв. 41кс, в 2,6 м от почвы выработки. Оно приурочено к нижней части слоя 8 и представляет собой изогнутую полосу длиной около 70 см и шириной до 5 см.

Нефтепроявление 3 расположено в средней части слоя 11 на северной стенке 8-го РТШ. Оно находится в 365 м на запад от скв. 41кс, в 0,6 м от почвы штрека, и представляет собой три почти горизонтальные полосы длиной до 55 см и шириной 3–4 см.

Нефтепроявление 4 обнаружено в верхней части слоя 13 на северной стенке сбойки 8-го и 9-го РТШ в 5 м на северо-запад от скв. 41кс, в 1,3 м от почвы штрека. Оно представляет собой слегка изогнутую полосу длиной 70 см и шириной 12–15 см.

Нефтепроявление 5 находится в верхней части слоя 11 на западной стенке 9-го РТШ в 55 м на север от скв. 41кс, в 1,7 м от почвы выработки. Оно представлено двумя нефтесодержащими пачками каменной соли мощностью 10 и 30 см.

На рассматриваемом участке было отобрано 7 проб каменной соли, в том числе 5 из нефтепроявлений и 2 фоновые. За фон были приняты места, где отсутствовали визуальные признаки нефтепроявления. Способ отбора – задирковый, вес каждой пробы составлял 0,51–0,57 кг. Каменная соль на участках нефтепроявлений имеет обычный химический состав (см. табл. 2.43).

Из каменной соли, отобранной из мест нефтепроявлений, были изготовлены и исследованы под микроскопом шлифы размером 9–11 × 5–6 см (петрограф Н.Е. Молоштанова, Пермский ГУ). Во всех шлифах обнаружено то или иное количество битуминозного материала. В качестве примера приведем описание шлифа 2-97 (нефтепроявление 2).

Шлиф 2-97. Каменная соль представлена слоями трех разновидностей галита (шпатовым, перистым крупнозернистым и зернистым).

1-й слой. Шпатовый галит, бесцветный, прозрачный (составляет 18–20% от площади шлифа), сложен крупными изометричными кристаллами размером до 30 мм с четко выраженной спайностью в двух направлениях под углом 75–80°. Контуры зерен прямолинейные, реже ступенчатые – по спайности, или слабоизвилистые. Внутри кристаллов и по трещинам спайности отмечаются включения глинисто-ангидритового материала, часто обогащенные битуминозным материалом буровато-коричневого цвета. Включения имеют неправильную форму, часто изогнуты в виде веточек и различных дендритоподобных переплетений. В поляризованном свете четко видно, что включения представлены скоплениями пелитоморфного доломита, сростшимися с игольчато-призматическими кристаллами ангидрита, окрашенными в буровато-коричневый цвет тонкой примесью битумов.

2-й слой. Серый перистый крупнозернистый галит встречается в виде реликтовых выделений среди зернистого галита. Составляет 12–15% от площади шлифа. Форма зерен перистого галита неправильная, с извилистыми, иногда прямолинейными контурами. Спайность в одном направлении имеется не во всех зернах. Во всех кристаллах этого типа галита отмечаются зоны роста, сопровождаемые газовой-жидкими и твердыми микровключениями размером от 0,005 мм и мельче. Большая часть микровключений имеет квадратное сечение. В межзерновом пространстве и по трещинкам спайности наблюдаются выделения глинисто-ангидритового материала, которые представлены сростками игольчатых и удлинено-призматических зерен ангидрита с пелитоморфным доломитом в виде сгустков округлой, овальной или неправильной формы размером 0,2–0,5 мм в поперечнике. Глинисто-ангидритовый материал окрашен тонкой примесью битумов в бурый цвет.

Таблица 2.43

Состав каменной соли с мест нефтепроявлений (по данным химического анализа), вес. %

№ пробы	NaCl	KCl	MgCl ₂	CaSO ₄	Br	H ₂ O	Н.О.
1-97	97,20	0,08	0,06	0,61	0,011	0,32	1,78
2-97	96,23	0,17	0,08	1,63	0,012	0,37	1,52
3-97	98,03	0,04	0,12	0,85	0,011	0,43	0,48
4-97	98,98	0,04	0,06	0,24	0,012	0,26	0,45
5-97	96,28	0,03	0,02	2,06	0,010	0,24	1,40
6-97	96,77	0,05	0,17	1,49	0,013	0,44	1,05
7-97	97,99	0,04	0,15	1,02	0,011	0,43	0,39

3-й слой – зернистый галит, занимающий 65–70% площади шлифа. Представлен изометричными, почти округлыми, реже – неправильными зернами галита размером от 1,2–2,5 до 5 мм в поперечнике. Контуры зерен извилистые, иногда заливообразные. Большая часть зерен содержит полурастворенные скелетные образования зон роста кристаллов, обросшие чистым прозрачным новообразованным галитом. Часть зерен (5–6% от площади) данной разновидности не имеет включений и характеризуется отсутствием зон роста. Межзерновое пространство переполнено выделениями ангидрита, ромбоэдрами доломита (размером 0,01–0,1 мм) и примазками глинисто-ангидритового материала, обогащенного битумом.

Содержание битумоидов (ХБА) в большинстве проб характеризуется довольно низкими значениями – 0,01–0,05 г/кг (табл. 2.44). Более высокое содержание битумоидов (0,16 г/кг) установлено в пробе 2-97, характеризующейся относительно высоким содержанием Н.О. (см. табл. 2.44).

По данным ТСХ, в составе выделенных битумоидов преобладают метано-нафтенновые УВ, на долю которых приходится 46–72 вес.%. Содержание нафтенно-ароматических УВ колеблется в пределах 6,7–16,7%. В шести пробах на смолисто-асфальтовую фракцию, концентрация которой в общих чертах отражает степень окисленности битумоидов, приходится 32–46%.

Максимальная обогащенность ХБА углеводородными соединениями зафиксирована в пробе 4-97, где на долю метано-нафтенновых и нафтенно-ароматических УВ приходится 88,5% ХБА. Именно эта проба по структурно-групповому составу битумоида наиболее близка к нефтям. Вместе с тем следует отметить, что четких различий в содержании и структурно-групповом составе битумоидов рядовых (из «нефте-

проявлений») и фоновых проб не отмечается.

Содержание так называемых нефтепродуктов (углеводородный индекс) в исследованных пробах составляет 0,01–0,10 г/кг. Доля нефтепродуктов (НП) в составе ХБА превышает 50%, достигая в ряде проб 100%. В общих чертах распределение данных соединений совпадает с содержанием в них битумоидов: максимальная концентрация НП зафиксирована в пробе 2-97, в которой отмечено и максимальное содержание ХБА (см. табл. 2.44). Исследованиями Б.А. Бачурина и Т.А. Одинцовой (2000) показано, что при отношении ХБА/НП близком к 1, выделенная органика носит нефтяной характер.

Анализ индивидуального углеводородного состава метано-нафтенной фракции (МНФ) битумоидов методом газожидкостной хроматографии (см. табл. 2.45) позволяет отметить следующие особенности.

Основная часть МНФ представлена разветвленными алканами и нафтенами, выраженными на хроматограммах в виде большого «горба» после n-C₁₉₋₂₀ (см. рис. 2.109). Подобного рода хроматограммы являются признаком нефтей при низких стадиях катагенеза РОВ (бурогольная и ниже), а «нафтенный горб», как правило, отсутствует [217].

На долю нормальных алканов (n-C₁₃–n-C₃₆) приходится от 1,76 до 10,86%. Самый длинный ряд n-алканов (n-C_{13,14}–n-C₃₄₋₃₆) зафиксирован в пробах 6-97 и 7-97, самый короткий (n-C₂₃–n-C₃₂) – в пробе 4-97. В остальных пробах, как правило, присутствуют алканы от n-C₁₃ до n-C₃₀. Общим для всех изученных проб является относительно высокий удельный вес длинноцепочечных высокомолекулярных алканов (n-C₂₅₋₂₆, n-C₂₈₋₃₀, n-C₃₃₋₃₄), на долю которых приходится 30–68% n-алканов. Повышенное содержание данных n-алканов (51–68%) зафиксировано и в фоновых пробах (6-97 и 7-97). Особняком находится проба 4-97, в которой отсутствие

Таблица 2.44

Содержание и структурно-групповой состав битумоидов

№ пробы	ХБА*, г/кг	НП, г/кг	Фракции ХБА, %		
			МНФ	НАФ	САФ
1-97	0,05	0,04	50,56	13,14	36,30
2-97	0,16	0,10	55,97	6,72	37,32
3-97	0,01	0,01	45,83	8,88	45,30
4-97	0,02	0,02	71,78	16,72	11,50
5-97	0,01	0,01	57,52	10,72	32,15
6-97	0,05	0,05	46,34	7,50	46,10
7-97	0,02	0,01	51,42	10,51	38,07

* ХБА – битумоиды; НП – нефтепродукты; фракции ХБА: МНФ – метано-нафтенная, НАФ – нафтенно-ароматическая, САФ – смолисто-асфальтенная.

Таблица 2.45

Индивидуальный углеводородный состав метано-нафтеновых фракций ХБА (по данным ГЖХ)%

№	Содержание н-алканов; на сумму н-алканов; на метано-нафтеновую фракцию																											
	n-C ₁₃	n-C ₁₄	n-C ₁₅	n-C ₁₆	n-C ₁₇	n-C ₁₈	n-C ₁₉	n-C ₂₀	n-C ₂₁	n-C ₂₂	n-C ₂₃	n-C ₂₄	n-C ₂₅	n-C ₂₆	n-C ₂₇	n-C ₂₈	n-C ₂₉	n-C ₃₀	n-C ₃₁	n-C ₃₂	n-C ₃₃	n-C ₃₄	n-C ₃₅	n-C ₃₆				
1-97	0,77 0,03	2,05 0,08	3,58 0,14	6,65 0,26	6,39 0,25	9,72 0,38	7,93 0,31	4,35 0,17	5,88 0,23	5,11 0,20	6,65 0,26	4,09 0,16	14,83 0,58	9,21 0,36	2,05 0,08	3,84 0,15	2,04 0,08	4,86 0,19										
2-97	0,63 0,02	5,35 0,17	5,66 0,18	8,80 0,28	7,23 0,23	7,55 0,24	8,18 0,26	7,55 0,24	4,72 0,15	3,77 0,12	3,14 0,10	5,03 0,16	3,77 0,12	6,60 0,21	2,52 0,08	5,03 0,16	7,86 0,25	4,09 0,13	2,52 0,08									
3-97	сл.	2,44 0,06	5,69 0,14	6,91 0,17	6,10 0,15	2,85 0,07	8,13 0,20	9,76 0,24	8,13 0,20	6,91 0,17	7,72 0,19	6,10 0,15	4,06 0,10	4,47 0,11	1,63 0,04	9,76 0,24	4,06 0,10	5,28 0,13										
4-97							сл.	сл.	сл.	сл.	6,25 0,11	3,41 0,06	13,07 0,23	6,25 0,11	4,55 0,08	18,18 0,32	14,77 0,26	17,61 0,31	5,11 0,09									
5-97	0,37 0,01	1,11 0,03	2,21 0,06	3,32 0,09	2,95 0,08	10,70 0,29	9,59 0,26	7,75 0,21	8,12 0,22	12,55 0,34	7,38 0,20	2,58 0,07	7,38 0,20	10,70 0,29	5,17 0,14	8,12 0,22												
6-97	0,28 0,03	1,29 0,14	2,76 0,30	3,13 0,34	2,86 0,31	3,68 0,40	4,42 0,48	1,57 0,17	2,76 0,30	3,68 0,40	3,13 0,34	2,02 0,22	5,25 0,57	4,05 0,44	3,50 0,38	4,97 0,54	7,73 0,84	3,50 0,38	6,17 0,67	5,80 0,63	4,70 0,51	1,47 0,62	5,71 0,62	3,50 0,38				
7-97		1,25 0,04	3,12 0,10	4,98 0,16	2,80 0,09	5,30 0,17	5,61 0,18	5,92 0,19	4,98 0,16	6,85 0,22	2,49 0,08	5,30 0,17	7,48 0,24	4,36 0,14	3,12 0,10	1,87 0,06	5,61 0,18	4,98 0,16	4,05 0,13	2,49 0,08	8,10 0,26	9,34 0,30						

Таблица 2.45 (окончание)

№	Содержание изопреноидных УВ: на сумму изопреноидов; на метано-нафтен. фракцию														R (HЧ/Ч)	$\frac{\Sigma HЧ}{\Sigma Ч}$	$\frac{\Sigma n-C_{15-18}}{\Sigma n-C_{19-22}}$	$\frac{\Sigma n-C_{17-23}}{\Sigma n-C_{24-30}}$	$\frac{\Sigma n-C_{19-20}}{\Sigma n-C_{17-18}}$	$\frac{\Sigma i-C_{16-20}}{\Sigma n-C_{13-36}}$	$\frac{\Sigma i-C_{16-20}}{\% \text{ на фракцию}}$	$\frac{\Sigma n-C_{13-36}}{\% \text{ на фракцию}}$	$\frac{i-C_{19}}{i-C_{20}}$	$\frac{i-C_{19}}{i-C_{20}}$
	i-C ₁₆	i-C ₁₈	i-C ₁₉	i-C ₂₀																				
1-97	3,0 0,03	19,0 0,19	29,0 0,29	49,0 0,49					1,00	1,24	0,26	1,98	0,86	1,00	1,01	1,13	1,12	1,13	1,21	1,04	0,59	0,28		
2-97	4,24 0,05	16,94 0,2	31,36 0,37	47,46 0,56					1,18	1,98	0,37	1,98	0,86	0,82	0,82	1,21	1,21	1,21	1,04	0,66	0,27			
3-97	4,55 0,02	22,73 0,1	36,36 0,16	35,36 0,16					0,44	1,45	0,18	1,45	0,84	0,53	0,53	0,65	1,40	0,72	0,72	1,00	0,38			
4-97			сл.	сл.				1,76	сл.				0,98	0,90	0,90									
5-97	2,86 0,02	12,86 0,09	22,85 0,16	61,43 0,43				2,71	0,70	1,59	0,26	1,59	0,76	0,76	0,76	0,50	1,74	0,61	0,61	0,37	0,19			
6-97	2,60 0,08	11,73 0,36	28,34 0,87	57,33 1,76				10,86	3,07	3,70	0,28	3,70	0,97	0,56	0,56	1,00	0,71	0,25	0,25	0,49	0,17			
7-97	сл.	17,77 0,16	25,56 0,23	56,67 0,51				3,21	0,9	2,85	0,28	2,85	0,90	1,18	1,18	0,69	1,04	0,41	0,41	0,45	0,22			

Примечания: УВ — углеводороды, сл. — следы, R (H4/4) = $\frac{H4 \Sigma n-C_{25-31}}{2(\Sigma n-C_{24-30})}$.

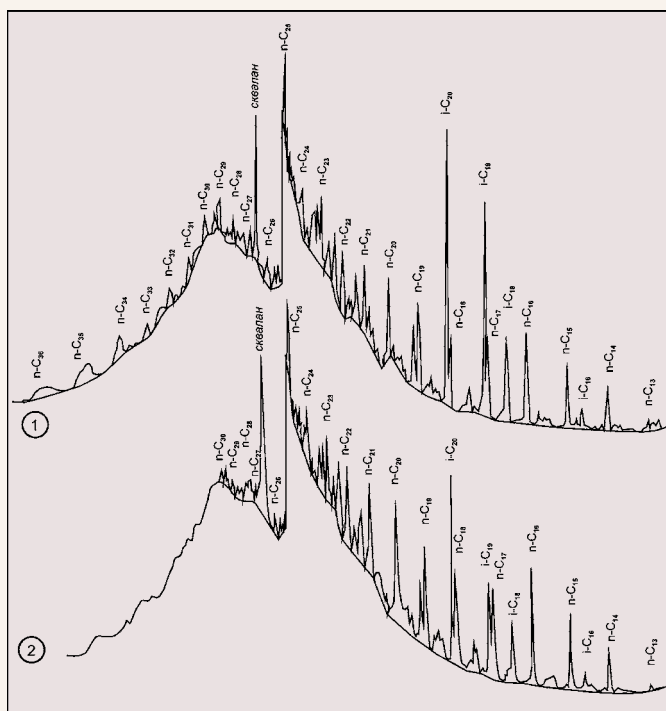


Рис. 2.109. Хроматограммы метано-нафтеновой фракции ХБА проб 6-97 (1) и 3-97 (2)

низкомолекулярных n-алканов приводит к повышению суммарного содержания высокомолекулярных соединений до 90%.

Другой отличительной особенностью углеводородного состава МНФ битумоидов каменной соли из нефтепроявлений является преобладание n-алканов с четным числом атомов углерода ($C_{16}, C_{20}, C_{22}, C_{28}, C_{30}, C_{34}$): практически во всех исследованных пробах отношение суммы содержаний нечетных углеводородов к четным (коэффициент нч/ч) меньше единицы (0,76–0,98). Исключением является проба 1-97, где максимум приходится на n- C_{25} , а соотношение нечетных и четных алканов равно единице. Как отмечает ряд исследователей, например [313], повышение доли высокомолекулярных четных алканов ($n-C_{\geq 22}$) в составе РОВ является характерным признаком формирования отложений в резковосстановительных фациях сверхсолёных морских лагун.

Из числа изопреноидных алканов в исследованных пробах зафиксировано присутствие i- C_{16} , i- C_{18} , i- C_{19} и i- C_{20} . Содержание изопреноидов колеблется от следов (проба 4-97) до 3,07% на фракцию (проба 6-97). В общем случае наблюдается прямая зависимость содержания данных соединений от концентрации n-алканов. Доминирующим во всех пробах является фитан (i- C_{20}), на долю которого приходится 47–61% изопреноидов. Соотношение пристан/фитан для большинства проб меньше единицы (0,37–0,66), что характерно для ами-

кагинового (нелипидного) РОВ, формирующегося в морских мелководных условиях.

Изучение состава битумоидов с помощью ИК-спектроскопии показало, что практически все исследованные пробы характеризуются близостью спектральных характеристик (см. рис. 2.110, табл. 2.46 и 2.47).

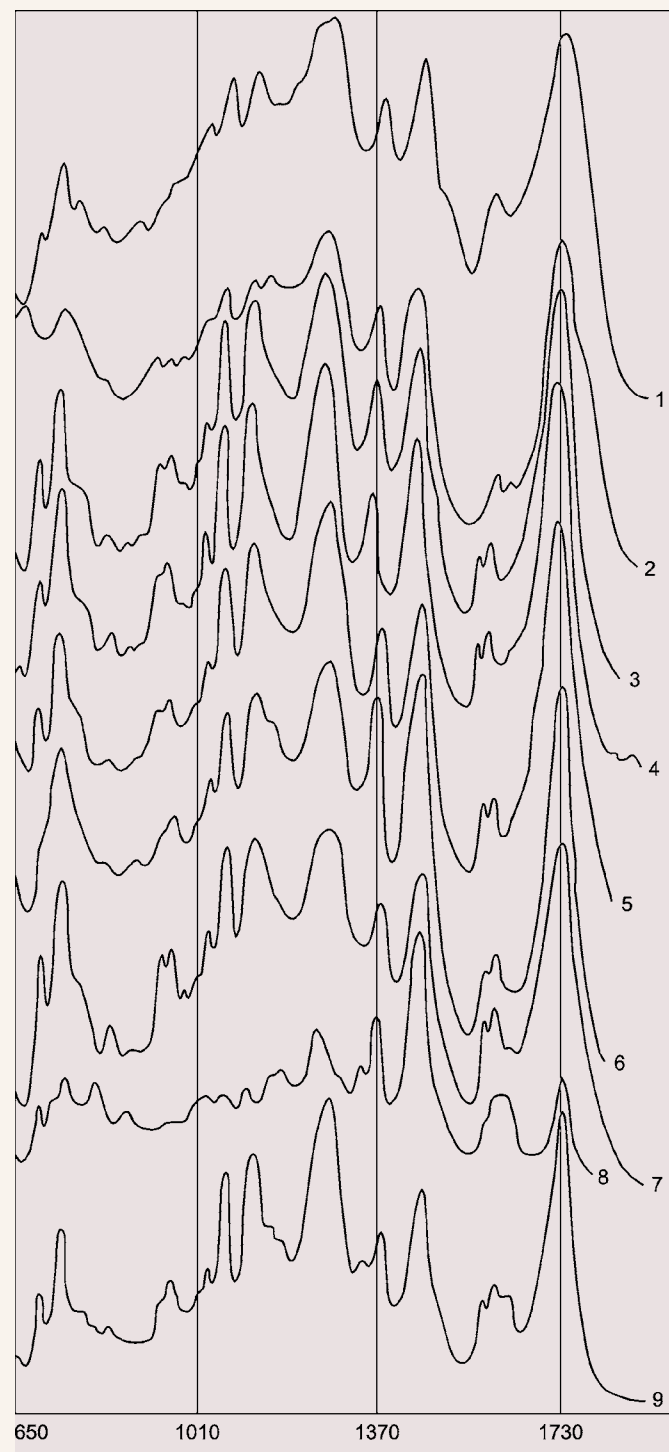


Рис. 2.110. ИК-спектрограммы битумоидов и их фракций: 1-7 – битумоиды проб 1-97, 7-97; 8 – объединенная проба нафтенно-ароматической фракции; 9 – объединенная проба фракции смол

Таблица 2.46

Оптические плотности полос поглощения ИК-спектров битумоидов

№ проб	Интервалы полосы поглощения, см ⁻¹												
	738–746	760–774	838–842	954–962	1030–1042	1062–1074	1114–1130	1266–1286	1366–1382	1446–1462	1570–1582	1590–1602	1718–1726
1-97	0,56	0,39	0,30	0,62	0,84	1,22	1,31	2,01	1,37	1,54	–	0,59	1,91
2-97	0,76	–	–	0,55	–	0,94	1,04	1,52	0,95	1,03	–	0,20	1,98
3-97	0,86	0,33	0,19	0,52	0,73	1,62	1,80	2,45	1,05	1,36	0,28	0,33	2,16
4-97	0,80	0,19	0,17	0,46	0,86	1,39	1,62	2,33	0,89	1,30	0,26	0,32	2,11
5-97	0,70	0,25	0,11	0,37	0,59	1,30	1,48	2,30	0,88	1,09	0,21	0,23	2,09
6-97	0,89	0,34	0,25	0,55	0,76	1,36	1,50	2,24	1,65	2,07	0,18	0,24	1,97

Таблица 2.47

Спектральные характеристики битумоидов по данным ИКС

№ проб	K	K ₁	K ₂	M	Л	П	C ₁	C ₂	C ₃	A ₁
1	0,66	0,83	1,08	0,75	0,89	–0,23	0,95	0,70	0,41	0,77
2	0,90	–	1,17	0,94	0,96	–0,06	0,26	–	0,80	–
3	0,87	0,71	1,17	0,97	0,89	–0,02	0,38	0,38	0,82	0,58
4	0,83	0,59	1,17	0,98	0,84	–0,01	0,40	0,24	0,90	0,89
5	0,88	0,68	1,44	0,97	0,91	–0,03	0,33	0,36	0,80	0,44
6	0,80	0,63	1,23	0,84	0,94	–0,14	0,27	0,38	0,54	0,74
7	0,96	0,72	1,11	1,04	0,93	–0,03	0,47	0,38	1,06	0,69

Примечание: Спектральные коэффициенты: K = I (720/1470); K₁ = I (750/720); K₂ = I (1740/1460); M = I (720/1380); Л = I (1380/1460); П = K-Л; C₁ = Д (1610/720); C₂ = Д (750/720); C₃ = Д (720/1380); A₁ = Д (815/750).

На всех спектрах отчетливо выражены п.п., характеризующие присутствие парафиновых УВ: 738-746, 1380 и 1465 см⁻¹ (колебания С-Н-связи метиленовых групп). В составе данных соединений преобладают разветвленные длинноцепочечные структуры, на что указывают соотношения оптических плотностей п.п. 1380 и 1460 см⁻¹ и значения спектральных коэффициентов Л (0,84–0,96), К (0,66–0,96), П (-0,23–0,01). По рисунку спектра можно предположить, что часть этих структур входит в состав гибридных молекул парафинонафтеновых и нафтенно-ароматических. В ряде проб присутствуют низкомолекулярные алканы (C₆₋₁₆), на что указывают положение максимума поглощения С-Н-связи полиметиленовых цепочек (738–746) и значения коэффициентов М (0,75–0,98) и П (< 0).

Нафтеновые углеводороды характеризуются поглощением в области 954–962 см⁻¹ (конденсированные структуры). Данные полосы достаточно широкие, среднеинтенсивные, с четко выраженными двумя максимумами около 940 и 960 см⁻¹.

Ароматических УВ, дающих поглощение в областях 760–842 и около 1600 см⁻¹, относительно немного, и в составе ХБА солей они имеют подчиненное значение (коэффициенты K₁, C₁, C₂ < 1). Полосы их малоинтенсивны и вырисовываются в виде «плеч» на близлежащих характеристических п.п. 738–746 и 1718–1726 см⁻¹.

В спектрах всех проб от 3-97 до 7-97 в области скелетных колебаний С=С ароматической связи наблюдается дублет с максимумами 1580 и 1602 см⁻¹. По всей видимости, это обусловлено деформационными колебаниями N-Н-связи первичных алифатических аминов. Скелетные колебания С-Н-связи данных соединений проявляются в области 1020–1230 см⁻¹.

В области «отпечатков пальцев» (1000–1300 см⁻¹) наиболее четко выражены интенсивные п.п. 1062–1074, 1114–1130 и 1266–1286 см⁻¹. Присутствие этих полос поглощения свидетельствует о наличии в составе битумоидов разнообразных кислород-, серо- и азотсодержащих соединений. Наиболее изученными из них являются кислородсодержащие соединения, дающие в интервале

1580–1900 см^{-1} высокоинтенсивные характеристические п.п. валентных колебаний С=О-связей. Полосы 1710–1720 см^{-1} , сопряженные с поглощением С-О-связи при 1250–1270 см^{-1} , относятся к широкой группе кислородсодержащих соединений: альдегидам, кетонам, органическим кислотам, эфирам. Сложные эфиры алифатического характера (п.п. 1114–1130 и 1266–1286 см^{-1}) являются, по всей вероятности, доминирующим типом кислородных соединений в составе ХБА солей. Присутствие данных соединений, характеризующихся низкими миграционными свойствами, свидетельствует о наличии в составе битумоидов значительной доли сингенетичной составляющей.

Исследование структуры отдельных фракций битумоидов показало, что в составе нефтено-ароматических углеводородов значительную роль играют окисленные соединения типа насыщенных и ненасыщенных ароматических эфиров. Основная масса гетеросоединений приурочена к смолистой фракции ХБА: полосы поглощения эфирной и карбонильной групп здесь значительно превышают таковые в нефтено-ароматической фракции. Асфальтеновая фракция, представляющая собой твердый кристаллизованный агрегат, не дает поглощений в исследуемом интервале частот. По всей видимости, данная фракция представляет собой сложный органо-минеральный комплекс, практически не обладающий миграционными свойствами.

Как видно из проведенного анализа проб, наиболее значительное отличие каменной соли участков «нефтепроявлений» и условно фоновых участков отмечается по содержанию углеводородов в составе метано-нафтеновой фракции битумоидов (появление низкомолекулярных n-алканов, характерных для нефтей). Ввиду из соотношения концентраций низкомолекулярных и высокомолекулярных n-алканов вклад эпигенетичных углеводородов в формирование данных зон в большинстве случаев сопоставим с возможным поступлением сингенетичных углеводородов.

Следует отметить, что в углеводородном составе битумоидов участков «нефтепроявлений» отмечается и ряд особенностей, отличающих их от углеводородов нефтей:

- более низкое содержание метано-нафтеновой фракции;
- низкое содержание ароматических углеводородов;
- более широкий спектр n-алканов;
- преобладание четных алканов над нечетными;
- преобладание в составе изопреноидов фитана над пристаном ($i\text{-C}_{19}/i\text{-C}_{20} < 1$).

Не исключено, что подобные различия связаны как с особенностями условий накопления и преобразования исходного ОВ, так и с возможностью хромато-адсорбционных преобразова-

ний состава нефтей в процессе вертикальной миграции. Кроме того, наблюдаемое различие геохимических параметров может быть и результатом смешения эпигенетичных и сингенетичных углеводородов.

Таким образом, битумоиды, содержащиеся в каменной соли нефтепроявлений, представляют собой смесь различных по своим миграционным свойствам органических соединений, значительная часть которых сингенетична вмещающим породам.

Участок нефтепроявлений 3. В 1987 г. на руднике БКПРУ-4 в верхнем горизонте ПдКС в контуре сквозной зоны замещения продуктивных пластов каменной солью (район скв. 484) были обнаружены нефтепроявления (см. рис. 2.107). Они встречаются на двух участках (рис. 2.111), длина каждого из которых составляет около 50 м, а ширина колеблется от 15 до 20 м. Присутствие нефти обнаруживается по появлению бурого цвета прослоек соленосных глин и светло-бурого цвета у галита. При растирании глин и дроблении породы чувствуется отчетливый запах керосина.

Проявления представлены в виде тел нефтенасыщенной каменной соли, имеющей форму слоев и линз мощностью 0,15–0,5 м, или в виде крупных неправильной формы блоков, границы которых секут слоистость. Выклинивание слоев и линз нефтенасыщенной каменной соли происходит постепенно, иногда через расщепление слоя на многочисленные тонкие клинья светло-бурого цвета. Контуры тел нефтенасыщенной каменной соли четкие, если они ограничены прослоями соленосных глин. В других случаях их контуры размытые, неровные, а переход в нормальную каменную соль идет через серию светло-бурых и светло-желтых тонов окраски породы.

В местах нефтепроявлений каменная соль интенсивно дислоцирована, часто с образованием петлеобразных, опрокинутых и лежащих складок амплитудой от 0,5 до 12,0 м. Галит здесь перекристаллизован и осветлен. Имеют место слои и линзы белого и светло-оранжевого зернистого галита. Часто зернистый галит образует раздувы и подковообразные скопления в ядрах складок. В некоторых случаях линзы вторичного зернистого галита секут слоистость. На участках интенсивной перекристаллизации нефтенасыщенная соленосная глина находится в породе в виде базального цемента, включая в себя зерна галита. Однако тела с такой структурой имеют согласное залегание.

Было исследовано два образца нефтенасыщенной каменной соли. Один из них (проба 1) отобран из северной стенки правого конвейерного штрека (юго-восточное окончание

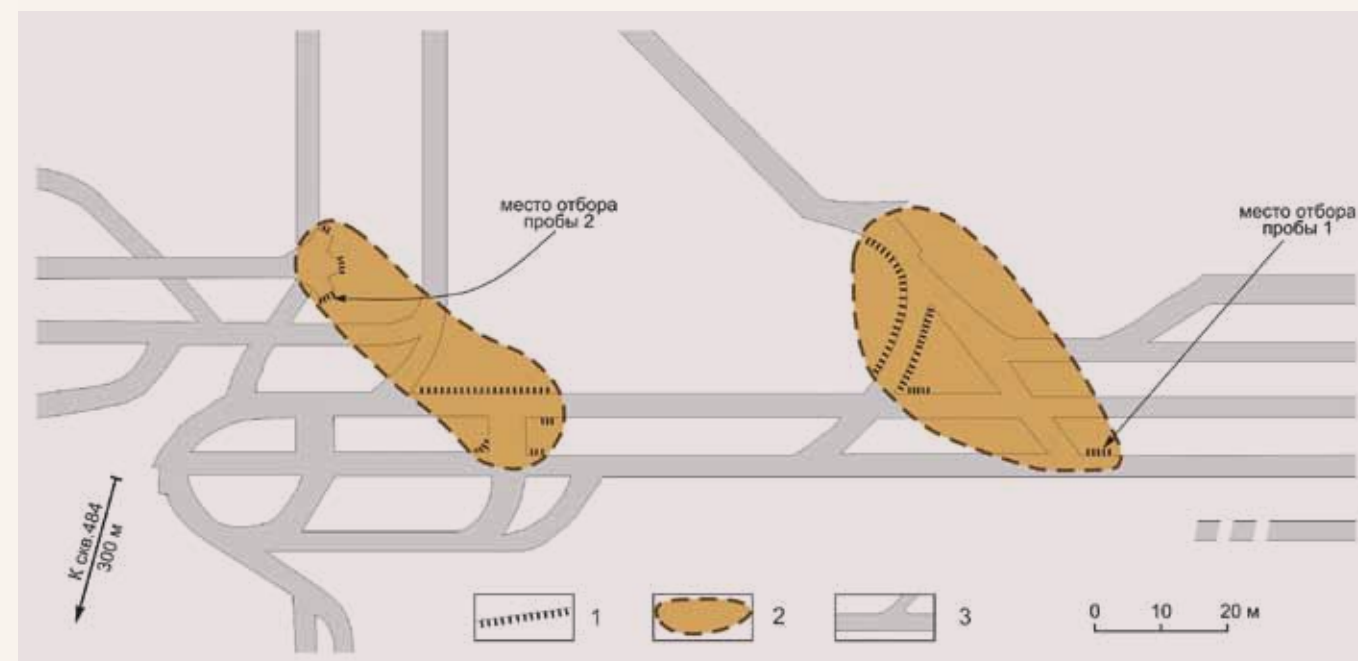


Рис. 2.111. Расположение нефтепроявлений на участке 3: 1 – вскрытые фрагменты нефтепроявлений; 2 – общий контур нефтепроявлений; 3 – горные выработки

восточного нефтепроявления) (см. рис. 2.111). Порода представлена бурой каменной солью с прослойками соленосных глин мощностью 3–5 мм (содержание Н.О. 16,5%). Люминесцентно-битуминологический анализ этого образца показал (аналитик А.Е. Гребень, ВНИГРИ), что содержание битумоидов составляет (вес. %): хлороформного (ХБ) – 0,1 и спиртобензольного (СББ) – 0,03. При обработке дебитуминизированного Н.О. соляной кислотой отмечается наличие карбонатов и чувствуется запах сероводорода и углеводородов. По форме нахождения и составу обнаруженное ОВ эпигенетично и имеет нефтяную природу.

Другой образец (проба 2) отобран из стенки тупиковой горной выработки в пределах северо-западного фланга западного нефтепроявления (см. рис. 2.111). Порода представлена светло-бурой каменной солью без видимых прослоев соленосных глин (содержание Н.О. – 1,99%). Общее содержание ОВ составляет 0,3%. Структурно-групповой состав битумоидов представлен следующими фракциями: метано-нафтеновая – 36,84%, нафтено-ароматическая – 15,78%, смолистая – 47,36%.

На ИК-спектрограмме хлороформного экстракта этого образца (см. рис. 2.112) имеются следующие полосы поглощения (см. см^{-1}): 720, 760, 820, 875, 1030, 1080, 1170, 1380, 1460, 1620, 1650. П.п. 720, 1380 и 1460 см^{-1} обусловлены колебаниями С-Н-связи в метильных и метиленовых группах. П.п. 720 см^{-1} , характерная для полиметиленовых цепочек $\text{CH}_3\text{-(CH}_2\text{)}_n\text{-CH}_3$ (где $n \geq 4$),

не отличается высокой интенсивностью, что объясняется малым содержанием легких нормальных парафинов. С другой стороны, п.п.: 1380 и 1460 см^{-1} , свидетельствующие о присутствии в ОВ алифатических структур, являются самыми представительными на рисунке спектра.

Полосы поглощения 760, 820 и 875 см^{-1} обусловлены деформационными колебаниями С-Н-связи ароматических структур. Присутствие аренов идентифицируется и по поглощению 1620 см^{-1} (скелетные колебания С-С-связи). П.п. 1650 см^{-1} (валентные колебания карбонильной группы С=О), сопряженная с п.п. 1620 см^{-1} , свидетельствует о наличии в пробе окисленной ароматики. Небольшая интенсивность полос поглощения ароматики в низкочастотной области говорит об их малом содержании. Диспропорция в интенсивностях п.п. 750–875 см^{-1} и 1610–

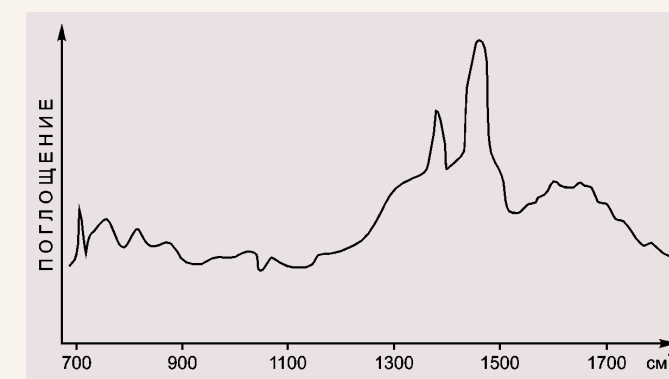


Рис. 2.112. ИК-спектрограмма битумоидов пробы 2

1650 см⁻¹ объясняется присутствием в анализируемой смеси гетероциклических структур, сконцентрированных во фракции смол. Количество их невелико и лежит в пределах, характерных для нефти.

Центральная часть спектра (900–1300 см⁻¹) слабо дифференцирована, что является характерным практически для всех нефтей. Имеющиеся в этой области полосы поглощения малоинтенсивны, выражены нечетко, что говорит о низкой степени окисленности этого ОВ.

Таким образом, по общему рисунку ИК-спектра, присутствию и соотношению п.п. можно однозначно говорить о том, что исследуемое ОВ представляет собой слабоокисленную и лишенную легких фракций нефть. Эти свойства приобретаются нефтью при ее миграции с водными растворами и длительном контакте с внешней средой (горные выработки, вскрывшие нефтепроявление, были пройдены более чем за два года до отбора пробы). В то же время исследования динамики трансформации нефтяных УВ в аэрируемых средах (вода + нефть, почва + нефть) показывают значительно большие структурные изменения. Очевидно, специфика условий нахождения нефти (отсутствие ультрафиолетового излучения, низкий микробный пул, включения нефти в зернах галита) способствует сохранению нефтяных УВ, привнесенных в соляную толщу.

Участок нефтепроявлений 4. В 1993 г. при проведении очистных работ на пластах КрII и АБ в пределах 5-го западного полублока 1-й юго-восточной панели рудника БКПРУ-4 было обнаружено газовыделение, проявляющееся в виде отдельных струй газа на почве выработок и повышенного по сравнению с обычным выделения газа из глинисто-ангидритовых прослоев соляного массива. Газовыделение сопровождалось изменением состава рудничной атмосферы (повысились содержания сероводорода и тяжелых углеводородов).

В целях комплексного исследования этой части рудника был проведен отбор 10 проб различных пород и детальный анализ растворимых битумоидов 4 проб. Опробование проведено на пласте АБ в двух достаточно удаленных друг от друга точках (сечениях). Одна из них расположена в пределах западного полублока (сопряжение северного выемочного штрека с камерой 13), другая – в пределах восточного полублока (сопряжения северного выемочного штрека с камерой 12).

В каждом сечении отобрана серия проб, представляющих собой каменную соль пласта Б-В, глинисто-ангидритовый материал нижнего прослоя этого же пласта, пестрый сильвинит пласта Б и полосчатый сильвинит пласта А. Дополнительно в пределах западного

полублока взята проба полосчатого сильвинита из места «бунения», а в пределах восточного полублока – проба грубослоистого, почти массивного пестрого сильвинита пласта Б. Вес проб – от 0,37 до 0,60 кг. Конкретная привязка и литологический состав проб приведены в табл. 2.48.

Компонентный состав проб, рассчитанный по данным химического анализа, приведен в табл. 2.49.

В целях решения некоторых генетических вопросов в качестве эталона была отобрана и изучена нефть фаменской залежи Чашкинского месторождения (проба «нефть»). Место отбора – скв. 27, интервал глубины – 2263-2270 м.

Люминесцентно-битуминологический анализ экстрагированных проб битумоидов показал, что содержание растворимых битумоидов в породах весьма не велико и колеблется от 0,001 до 0,05 весовых % (1-ГР – 0,01; 2-ГР – 5,00; 3-ГР – 0,03; 4-ГР – 0,01; 5-ГР – 0,01; 6-ГР – 0,01; 7-ГР – 2,00; 8-ГР – 0,01; 9-ГР – 0,09; 10-ГР – 0,01). Из этого следует, что максимальные содержания обнаружены в пробах 2-ГР и 7-ГР, которые представлены глинисто-ангидритовым материалом. Вследствие малых содержаний дальнейшему исследованию подверглись только вытяжки из четырех проб – 2-ГР, 3-ГР, 7-ГР и 8-ГР.

По данным ТСХ, выделенные из пород битумоиды отличаются от чашкинской нефти по соотношению их фракций (см. табл. 2.50).

Из таблицы следует, что чашкинская нефть по сравнению с битумоидами пород содержит большее количество метано-нафтенной фракции и меньшее – смолисто-асфальтеновых веществ. Это различие обусловлено, скорее всего, процессами выветривания органического вещества пород, так как пробы отобраны из стенок горных выработок (испарение легких фракций углеводородов, взаимодействие кислорода рудничной атмосферы с компонентами битумоидов с образованием смолисто-асфальтеновых веществ и др.).

Метано-нафтенная фракция пробы 2-ГР была исследована методом ГЖХ на предмет выявления индивидуального состава нормальных парафинов. При этом выявлено, что фракция представлена двенадцатью n-алканами – от C₁₇ до C₂₈ (см. табл. 2.51). Аналогичный анализ чашкинской нефти показал, что ее метано-нафтенная фракция состоит из тринадцати n-алканов от C₁₂ до C₂₅.

Различия в составах вполне очевидно – в битумоидах пробы 2-ГР отсутствуют легкие углеводороды до C₁₇. Важно отметить, что в обоих случаях максимум содержания приходится на углеводороды C₁₇-C₂₁, что типично для органического вещества нефтяного ряда. Для n-алканов гумусового органического вещества, исходным

Привязка и литологический состав проб участка нефтепроявления 4

№ пробы	Привязка в плане	Пласт, слой	Порода
1-РГ	Сопряжение северного штрека с камерой 13 5-го западного блока вблизи МТ 52Вс-28	Б-В	Каменная соль мелкозернистая, оранжевая
2-РГ	- « -	Б-В	Галопелит из коржа
3-РГ	- « -	Б	Сильвинит пестрый
4-РГ	- « -	А	Сильвинит полосчатый
5-РГ	Западная стенка левого хода камеры №9, 5-й западный блок в 9 м от МТ 9-1 (в месте бунения)	А	-«-
6-РГ	5-й восточный блок, сопряжение северного выемочного штрека, в 19 м на запад от МТ С/577	Б-В	Каменная соль мелкоперистая с розовым оттенком
7-РГ	- « -	Б-В	Галопелит
8-РГ	5-й восточный блок, сопряжение северного и конвейерного штреков, р-н МТ 52Вс-1	Б	Слоистый пестрый сильвинит
9-РГ	- « -	А	Сильвинит полосчатый
10-РГ	- « -	Б	Грубослоистый пестрый сильвинит

Таблица 2.49

Компонентный состав проб по данным химического анализа

Компонент	1-РГ	2-РГ	3-РГ	4-РГ	5-РГ	6-РГ	7-РГ	8-РГ	9-РГ	10-РГ
NaCl	90,60	11,39	52,13	53,15	55,66	94,56	31,01	50,58	36,27	44,08
KCl	1,42	3,23	44,83	40,62	41,79	0,79	1,32	43,65	60,15	53,36
CaSO ₄	1,60	5,48	0,92	1,86	0,82	1,19	5,15	1,28	1,16	0,75
H ₂ O	6,36	65,14	2,00	4,15	1,19	3,30	58,79	4,11	2,14	1,58
MgCl ₂	0,16	6,61	0,11	0,16	0,24	0,12	1,65	0,20	0,12	0,13
Br	0,029	0,261	0,051	0,075	0,095	0,013	0,065	0,042	0,086	0,057
H ₂ O кр.	0,18	7,50	0,12	0,18	0,27	0,14	1,87	0,23	0,14	0,15
H ₂ O своб.	-	2,98	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,81	102,59	100,16	100,20	100,07	100,11	99,86	100,09	100,07	100,11

Таблица 2.50

Структурно-групповой состав ХБА по данным ТСХ, %

№ пробы	Фракции		
	метано-нафтенная	нафтенароматическая	смолисто-асфальтовая
2-ГР	53,98	7,08	38,94
3-ГР	35,40	10,62	53,98
7-ГР	35,19	12,96	51,85
8-ГР	38,92	14,97	47,90

материалом которого являются высшие растения, максимум содержания приходится на молекулы C₂₇-C₃₁.

Определение индивидуального состава нормальных парафинов дал возможность определить коэффициент нч/ч. Для битумоидов пробы 2-ГР этот коэффициент равен 0,91, что говорит об их нефтяной природе. Добавим, что для современных органических осадков и веществ гумусового ряда любого возраста отношение суммы содержаний нечетных углеводородов к четным много больше единицы [114].

На ИК-спектрограммах выделенных битумоидов (рис. 2.113) идентифицируются следующие полосы поглощения (см⁻¹):

- 720, 960, 1380 и 1460 – колебания С-Н-связи в СН₂- и СН₃-группах;
- 750, 815 и 875 – колебания С-Н-связи в ароматических структурах;
- 1610 – колебания С-С-связи в ароматических структурах;
- 1030, 1160–1100, 1230–1270 – колебания С-О-связи в спиртах и эфирах;
- 1700–1710 – колебания С=О-связи в карбонильных и карбоксильных соединениях.

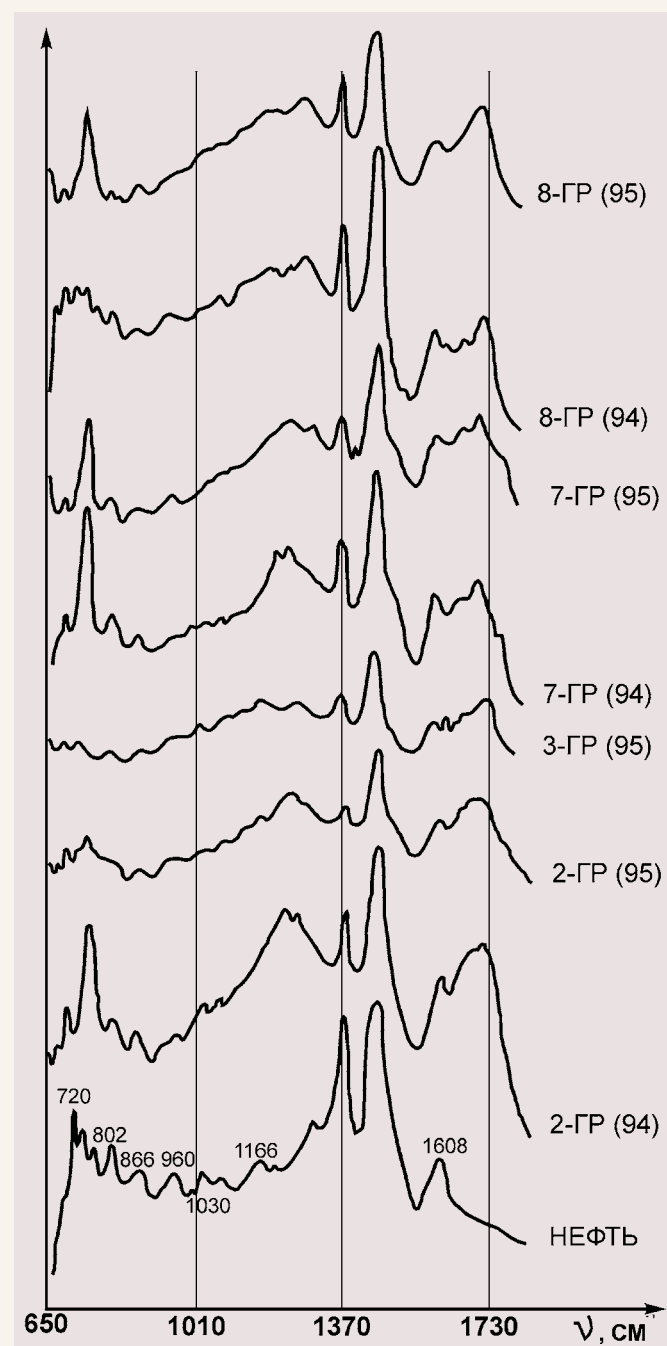


Рис. 2.113. ИК-спектро-граммы экстрагированных битумоидов и чашкинской нефти (в скобках – год снятия спектрограммы)

Сопоставление спектров, битумоидов соляных пород и чашкинской нефти выявило значительное их различие. Это различие проявляется, прежде всего, в резком увеличении доли кислородных соединений в битумах соляных пород (п.п. в области «отпечатков пальцев» и карбонила) и пониженном количестве парафиновых углеводородов с C₁₆ по C₂₄ против нефти. Отмеченное различие объясняется, скорее всего, тем, что выделенные из пород битумоиды представляют собой нефть, измененную в процессе миграции и преобразования в гипергенных условиях, которая по составу была аналогична чашкинской. Это преобразование шло по пути наращивания доли кислородных соединений с естественным переходом в карбонильные и карбоксильные структуры. Во всяком случае, положение образовавшихся карбонильных С=О-групп (1680-1710 см⁻¹) однозначно свидетельствует о нефтяной природе исходного вещества растворимых битумоидов пород соляной толщи. Современные осадки, например, и эпигенетические битумоиды, как правило, дают поглощение карбонила при $\nu = 1730-1750$ см⁻¹ [231].

Объяснение различия между ИК-спектрами битумоидов соляных пород и чашкинской нефти хорошо увязывается с результатами расчета интенсивностей и оптических плотностей идентифицируемых полос поглощения, а также геохимических коэффициентов (табл. 2.52 и 2.53).

Так, более низкие значения параметров D₇₂₀ (см. табл. 2.52) и K₁ (см. табл. 2.53) выделенных битумоидов против чашкинской нефти свидетельствуют о снижении содержания парафинов, а различие в параметрах D₁₃₈₀ (см. табл. 2.52), Л и М (см. табл. 2.53) – о снижении разветвленности алифатических углеводородов и относительном возрастании доли длинноцепочечных структур. Это интерпретируется как вполне закономерное изменение нефти при ее миграции из первичных мест скопления.

Подтверждаются и изменения, вызванные окислением исходного вещества, которое, однако, не привело к существенному изменению гомологических рядов алканов и циклоалканов. Они коснулись только периферийных алкильных заместителей – K₃ < 1 (см. табл. 2.53).

Относительно изменения ароматических структур отметим, что миграционные компоненты нефтей обычно обеднены ароматикой, но именно легкие ароматические углеводороды (бензол, толуол) наиболее растворимы в воде и легко перемещаются вместе с ней [53, 337 и др.]. Отсюда следует, что распределение ароматических УВ в битумоидах, выделенных из пород, обусловлено как миграцией, так и их находением в аэрируемых условиях. Последнее привело не столько к изменению количества аренов, сколько к их перерас-

Таблица 2.51

Относительный состав насыщенных углеводородов парафино-нафтеновых фракций битумоидов пробы 2-ГР и чашкинской нефти (по данным ГЖХ)

Углеводород	2-ГР	Нефть	Углеводород	2-ГР	Нефть
C ₁₂	не обн.	0,54	C ₂₁	10,93	6,71
C ₁₃	не обн.	3,47	C ₂₂	10,87	6,54
C ₁₄	не обн.	8,16	C ₂₃	2,79	4,92
C ₁₅	не обн.	10,54	C ₂₄	3,83	3,37
C ₁₆	не обн.	9,21	C ₂₅	2,16	3,68
C ₁₇	2,79	10,01	C ₂₆	1,72	не обн.
C ₁₈	12,84	10,03	C ₂₇	не обн.	не обн.
C ₁₉	19,35	9,09	C ₂₈	10,13	не обн.
C ₂₀	22,59	7,94	нч/ч	0,91	0,96

Таблица 2.52

Оптические плотности полос поглощения ИК-спектров выделенных битумоидов, D

№ пробы	Дата съемки	Полосы поглощения, см ⁻¹							
		720	750	815	875	1380	1460	1610	1710
2-ГР	07.94	0,22	0,55	0,16	0,14	0,69	1,14	0,43	0,61
2-ГР	03.95	0,06	0,09	0,04	0,03	0,14	0,24	0,11	0,03
3-ГР	03.95	0,04	0,04	0,03	0,03	0,13	0,20	0,06	0,10
7-ГР	07.94	0,16	0,58	0,16	0,11	0,50	0,86	0,32	0,39
7-ГР	03.95	0,10	0,22	0,06	0,02	0,21	0,37	0,16	0,19
8-ГР	07.94	0,43	0,34	0,30	0,25	0,73	1,88	0,34	1,50
8-ГР	03.95	0,05	0,23	0,04	0,05	0,32	0,55	0,17	0,25
Нефть	05.95	0,55	0,35	0,37	0,25	1,33	1,43	0,30	–

Таблица 2.53

Спектральные характеристики выделенных битумоидов

№ пробы	Дата съемки	Относительные интенсивности п.п.						Относительные оптические плотности п.п.					
		K ₁	K ₂	K ₃	K ₄	Л	М	C ₁	C ₂	C ₃	A ₁	A ₂	A ₃
2-ГР	05.94	0,56	1,38	0,70	1,14	0,80	0,70	1,95	2,50	0,32	0,29	0,25	1,14
2-ГР	07.95	0,52	1,13	0,76	1,10	0,76	0,68	1,83	1,50	0,43	0,44	0,33	1,33
3-ГР	03.95	0,52	1,00	0,72	1,13	0,76	0,68	1,50	1,00	0,31	0,75	1,00	1,00
7-ГР	07.94	0,54	1,61	0,65	1,08	0,78	0,69	2,00	3,63	0,32	0,28	0,19	1,45
7-ГР	03.95	–	–	0,77	1,06	0,77	–	–	–	–	0,27	0,09	3,00
8-ГР	07.94	0,62	0,93	0,55	1,07	0,86	0,80	0,79	0,79	0,59	0,88	0,74	1,20
8-ГР	03.95	0,45	1,50	0,70	1,23	0,77	0,59	3,40	4,60	0,16	0,17	0,22	0,80
нефть	05.95	0,63	0,78	–	–	0,96	0,66	0,55	0,64	0,41	1,06	0,69	1,54

пределению в сторону бициклической ароматики. Арены претерпели и большие изменения в сравнении с алифатикой в результате их окисления ($K_4 > 1$, см. табл. 2.53). Но и эти изменения лежат в пределах, обусловленных контактом нефть-вода. Что касается геохимических коэффициентов (см. табл. 2.53), то они также лежат в пределах значений, характерных для нефтяных структур [99].

Повторный анализ выделенных битумоидов (см. рис. 2.113, табл. 2.52 и 2.53) показал, что значительное влияние на качественный состав выделенных битумоидов оказывает интервал времени между отбором проб и анализом выделенных из них битумоидов.

Несмотря на все различия между битумоидами, выделенными из пород участка 4, и чашкинской нефтью, можно однозначно утверждать, что первые относятся к эпигенетическому органическому веществу нефтяного ряда. Эти различия обусловлены естественными изменениями исходной нефти, аналогичной чашкинской, при ее миграции, длительном нахождении в аэрируемых условиях, а также разрывом во времени между отбором проб и их анализом.

Участок нефтен проявлений 5. При детальном изучении разреза верхней части ПдКС в пределах 10-й ЮВП (1-я и 2-я исследовательские выработки) рудника БКПРУ-4 неоднократно отмечалось присутствие ОВ, которое устанавливалось по специфическому запаху и буроватому оттенку разновидностей галита, слагающих прослойки каменной соли. К сожалению, по техническим причинам (закладка горной выработки, отсутствие вентиляции и др.) опробовать битуминозные прослойки галита не удалось. В связи с этим были отобраны три пробы из керна подземной скв. 26-к, пройденной в соседней исследовательской разведочной выработке № 3: проба 1-НФ – перистый светло-серый галит 25-го слоя (4 м ниже пласта МГ), проба 2-НФ – перистый темно-серый галит кровли 18-го слоя (3,5 м выше пласта МГ) и проба 3-НФ – глинистая порода пласта МГ (0,3 м ниже ее кровли). Для сравнения была отобрана проба зернистого галита темно-кремового цвета (т.е. с признаками присутствия нефтяных битумов) из южной стенки разведочного вентиляционного штрека 6-й юго-западной панели в 150 м от его восточного окончания (проба 4-НФ). В целях решения некоторых генетических вопросов, в качестве эталона использовались результаты исследований проб фаменской нефти Чашкинского месторождения (скважины 27 и 38).

Все экстрагированные из пород битумоиды (ХБА) представляют собой темные густые жидкости с характерным запахом нефти. Их содержание в пробах, по данным гравиметрического анализа, составило (в вес. % на породу):

1-НФ – 0,003; 2-НФ – 0,001; 3-НФ – 1,110, 4-НФ – 0,005. Содержания растворимых битумоидов в галите очень небольшое, и они укладываются в ряд: наименьшее их содержание обнаружено в темно-сером перистом галите (проба 2-НФ), несколько больше в светло-сером перистом галите (проба 1-НФ) и наибольшее – в зернистом галите темно-кремового цвета (проба 4-НФ).

По данным ТСХ (см. табл. 2.54), выделенные битумоиды содержат метано-нафтеносодержащие и нафтеносодержащие ароматические УВ, а также смолисто-асфальтеновые вещества. В отличие от чашкинской нефти, взятой в качестве эталона, ХБА проб пород несколько обеднено углеводородными компонентами и обогащено полярными структурами.

Результаты детального исследования метано-нафтеносодержащей фракции ХБА светло-серого перистого галита (проба 1-НФ) и глинистой породы пласта МГ (проба 3-НФ) методом ГЖХ приведены в табл. 2.55.

Из этой таблицы следует, что ряды *n*-алканов в битумоидах проб значительно короче, чем у нефти. Самый длинный ряд обнаружен в нефти, отобранной из скв. 38. Совершенно неожиданным явилось то, что составы метано-нафтеносодержащих фракций битумоидов галита и глинистой породы полностью противоположны: в первом случае обнаружены *n*-алканы от C_{22} до C_{28} , во втором – от C_{14} до C_{19} (исключением является содержание C_{28}).

Вторым отличием битумоидов этих проб является разница в содержаниях *n*-алканов: в галите их 56,84% (на фракцию), а в глинистом материале – 8,18%. Необходимо обратить внимание на то, что содержание этих углеводородов в чашкинской нефти занимает промежуточное положение.

Третье отличие в составе метано-нафтеносодержащей фракции битумоидов галита и глинистой породы – различие в содержании изопреноидов:

Таблица 2.54

Структурно-групповой состав ХБА по данным ТСХ, %

Проба	Фракции		
	метано-нафтеносодержащая	нматическая	смолисто-асфальтеновая
1-НФ	56,00	7,16	36,84
2-НФ	38,62	16,22	45,16
3-НФ	29,53	12,94	57,53
4-НФ	49,62	2,66	47,72
Нефть	65,75	13,72	18,03

Таблица 2.55

Состав насыщенных УВ парафино-нафтеносодержащей фракции ХБА (по данным ГЖХ)

Углеводород	Битумоиды проб		Чашкинская нефть	
	1-НФ	3-НФ	Скв. 27	Скв. 38
C_{12}^*	не обн.	не обн.	0,54	1,04
C_{13}	- « -	- « -	3,47	4,49
C_{14}	- « -	0,59	8,16	6,75
C_{15}	- « -	4,07	10,54	9,76
C_{16}	- « -	10,96	9,21	8,96
C_{17}	- « -	5,13	10,01	8,87
C_{18}	- « -	66,99	10,03	8,20
C_{19}	- « -	2,79	0,09	7,28
C_{20}	- « -	не обн.	7,94	9,96
C_{21}	- « -	- « -	6,71	8,49
C_{22}	2,67	- « -	6,54	7,27
C_{23}	11,18	- « -	4,92	5,80
C_{24}	26,04	- « -	3,68	4,22
C_{25}	27,04	- « -	не обн.	3,31
C_{26}	20,48	- « -	- « -	2,09
C_{27}	10,81	- « -	- « -	1,72
C_{28}	1,81	9,47	- « -	0,83
C_{29}	не обн.	не обн.	- « -	0,54
C_{30}	- « -	- « -	- « -	0,42
C_{31}	- « -	- « -	- « -	не обн.
<i>n</i> -алканы	56,84	8,18	20,12	20,88
Изопреноиды**	не обн.	1,44	не опр.	2,00
нч/ч	0,96	0,14	0,96	1,01

* содержания в % на $\Sigma C_{12}-C_{31}$; ** содержания в % на фракцию.

в пробе 1-НФ их не обнаружено, а в пробе 3-НФ они составляют 1,44% от фракции, что сближает их с чашкинской нефтью.

И, наконец, сравниваемые битумоиды отличаются друг от друга отношением количества нечетных *n*-алканов к четным: для пробы 1-НФ оно равно 0,96 (что лежит в пределах, характерных для нефтей), а для пробы 3-НФ – всего 0,14.

Интересные результаты были получены при изучении спектральной характеристики битумоидов в области 700–1900 cm^{-1} (см. рис. 2.114, табл. 2.56 и 2.57).

Так, например, чашкинская нефть содержит в основном углеводородные структуры алифатического (п.п. 718, 1380, 1460 cm^{-1}) и ароматического (п.п. 760, 802, 866, 1606 cm^{-1}) рядов, а

битумоиды, выделенные из пород, содержат значительное количество окисленных соединений (п.п. 1014–1282 и 1598–1734 cm^{-1}), часть которых имеет сложную полимолекулярную структуру смол (рис. 2.114).

Полосы поглощения в области «отпечатков пальцев» (1000–1300 cm^{-1}) свидетельствуют о присутствии простых и сложных эфиров, спиртов и других смешанных полифункциональных структур. Карбонильные и карбоксильные структуры (альдегиды, кетоны, кислоты) фиксируются по присутствию п.п. 1700–1734 cm^{-1} , являющихся типичными для продуктов гипергенных преобразований нефти. Битумоид глинистой породы пласта МГ (проба 3-НФ) практически не содержит парафиновых УВ, дающих погло-

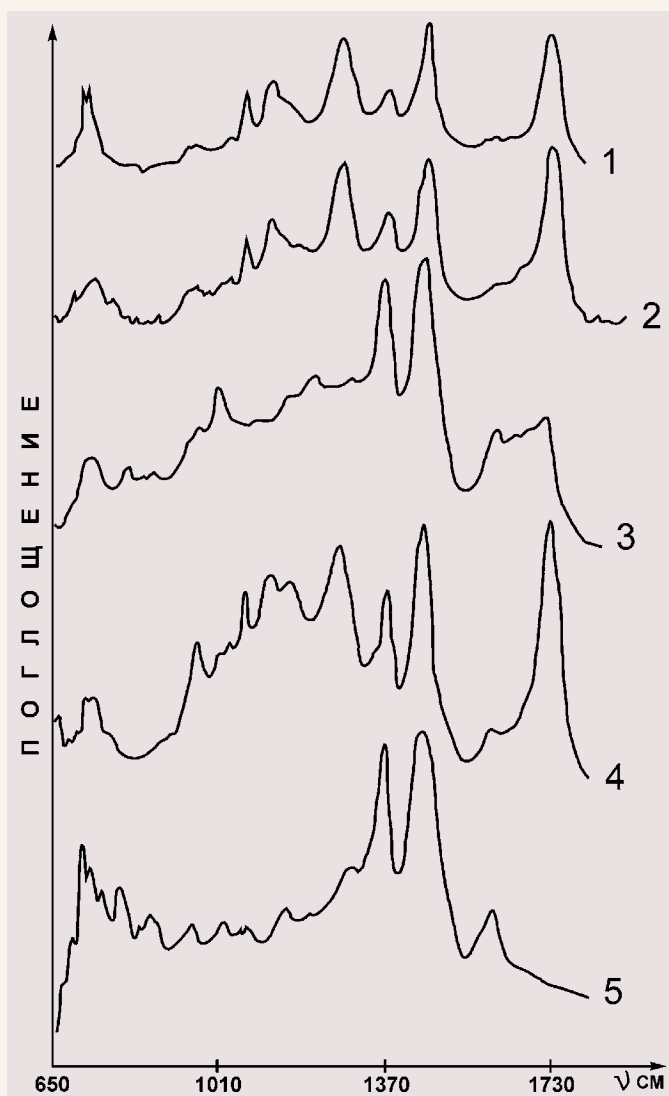


Рис. 2.114. ИК-спектрограммы битумоидов проб с участка 5 и чашкинской нефти (спектрограмма 5)

щение деформационных колебаний в области 720–730 см⁻¹, и, напротив, обогащен ароматическими структурами, дающими поглощение в областях 750–875 и 1600–1610 см⁻¹ (см. Таким образом, примененный комплекс исследований и его результаты позволяют вполне уверенно

идентифицировать выделенные битумоиды как преобразованную аллохтонную нефть. Имеющиеся различия в составе битумоидов вполне объясняются условиями миграции и консервации нефти в породах соляной толщи. В первую очередь отметим, что характер изменения нефти, при прочих равных условиях, в значительной степени определяется типом вмещающих пород. При миграции нефти через глинистую породу или каменную соль с большим содержанием Н.О. сорбированный битумоид содержит значительное количество смолисто-асфальтовых структур и более преобразован. Первое связано с высокой поверхностной активностью полярных фракций, что обуславливает их первоочередную сорбцию, а второе – с катализирующим действием минералов глин к преобразованию углеводородов. Эффект хроматографического разделения и прочного удерживания ароматических и смолистых фракций весьма характерен для нефтей и достаточно полно описан в соответствующей литературе [238, 249 и др.]. Структуры, которые не сорбировались на глине (так называемый фильтрат), обнаруживаются в каменной соли (рис. 2.114, спектрограммы 1 и 4). Битумоиды фильтрата проб 1-НФ и 4-НФ, напротив, практически не содержат ароматики и дают специфичное дублетное поглощение в области 710–720 см⁻¹, свидетельствующее о наличии длинноцепочечных парафинов. Согласно [236], соотношение I (720/730), равное единице, наблюдающееся в пробах 1-НФ и 4-НФ, характерно для парафинов с нечетным числом углеродных атомов в цепи от C₁₁ до C₃₁. Однако отмеченное в некоторой степени не согласуется с данными ГЖХ (см. табл. 2.55), показавшими присутствие в солях парафинов UV C₂₂ и выше, и, напротив, эти легкие n-алканы C₁₄-C₁₉ обнаружены в глине. Данное противоречие обусловлено, скорее всего, длительностью нахождения битумоидов в условиях аэрации и процессами преобразования их в глинистых разностях.

ОВ микровключений изучалось по средним пробам разновидностей галита, характеристи-

Таблица 2.56

Оптические плотности полос поглощения ИК-спектров (D) битумоидов, выделенных из проб участка 5

№ пробы	Полосы поглощения, см ⁻¹							
	720	750	815	875	1380	1460	1610	1710
1-НФ	0,32	–	–	–	0,34	0,69	0,12	0,61
2-НФ	–	0,08	0,03	0,03	0,18	0,29	0,06	0,32
3-НФ	–	0,27	0,22	0,20	1,62	1,95	0,41	0,46
4-НФ	0,10	–	–	–	0,70	1,15	0,16	1,14
Нефть	0,55	0,35	0,37	0,25	1,33	1,43	0,30	–

Таблица 2.57

Спектральные характеристики выделенных битумоидов из проб участка 5

№ пробы	Относительные интенсивности п.п.						Относительные оптические плотности п.п.					
	K ₁ *	K ₂	K ₃	K ₄	Л	М	C ₁	C ₂	C ₃	A ₁	A ₂	A ₃
1-НФ	0,72	–	0,95	1,81	0,72	1,00	0,38	–	0,94	–	–	–
2-НФ	–	–	1,06	2,13	0,78	–	–	–	–	0,38	0,38	1,00
3-НФ	–	–	0,52	1,07	0,94	–	–	–	–	0,81	0,74	1,10
4-НФ	0,54	–	1,00	2,06	0,82	0,66	0,84	–	0,27	–	–	–
Нефть	0,63	0,78	–	–	0,96	0,66	0,55	0,64	0,41	1,06	0,69	1,54

* K₁ = I(720/1470); K₂ = I(750/720); K₃ = I(1710/1470); K₄ = I(1710/1610); Л = I(1380/1470); М = I(720/1380); C₁ = D(1610/720); C₂ = D(750/720); C₃ = D(720/1380); A₁ = D(815/750); A₂ = D(875/750); A₃ = D(815/875).

ка которых дана в разд. 1.2. Общее содержание битумоидов в разновидностях галита составляет 0,002–0,0066% (табл. 2.58) что соответствует, так называемым битумоидам органического фона.

ЛБА установлено, что свечение растворов хлороформенного битумоида А (ХБА) из перистого темно-серого, перистого светло-серого и шпатового галита белесовато-голубое, что свидетельствует о маслянисто-смолистом составе битумоидов. Белесовато-желтое свечение раствора ХБА из зернистого галита говорит о смолистом характере битумоида.

Разгонка ХБА перистого светло-серого, шпатового и зернистого галита на хроматографических пластинах не дала классического разделения на фракции (см. табл. 2.58). Четкое разделение на фракции наблюдается только при разгонке ХБА перистого темно-серого галита.

На ИК-спектрограммах ХБА, выделенных из разновидностей галита (рис. 2.115), преобладают п.п. алифатических структур (720, 1380, 1460 см⁻¹), интенсивности которых выше интенсивности п.п. карбонила (1738 см⁻¹). В области «отпечатков пальцев» наблюдаются п.п. 1030, 1070, 1150–1170, 1260 см⁻¹, свидетельствующие

о наличии в ХБА соединений с эфирными, гидроксильными и карбоксильными группировками.

Наличие п.п. 720, 1170 и 1740 см⁻¹ свидетельствует о присутствии алифатических эфиров, характерных для сингенетичных битумоидов нефтематеринских пород [53]. В пользу сингенетичности изучаемых ХБА говорит и положение п.п. карбонила (1738 см⁻¹) [231].

Спектр поглощения ХБА зернистого галита резко отличается от спектров других разновидностей. Прежде всего, необходимо отметить присутствие ароматики в количествах больших, чем в других пробах (п.п. 750, 815, 1600 см⁻¹), а также высокие содержания окисленных (п.п. 1700 см⁻¹) и смолистых (п.п. 1460 см⁻¹) структур. Присутствие алифатических цепочек СН₂-(n > 4) идентифицируется по п.п. 710–720 см⁻¹, выписанным в виде дублета.

Результаты исследований ХБА, выделенного из разновидностей галита, позволяют отнести его к сапропелевому органическому веществу невысокой степени преобразованности. Она доказывается наличием яркой винно-красной люминесценции при УФ-облучении образцов над фракцией легких смол, что обусловлено расти-

Таблица 2.58

Содержание и структурно-групповой состав ХБА разновидностей галита

Галит	Содержание, %	Относительное содержание фракций, %		
		метано-нафтеновая	нафтено-ароматическая	смолисто-асфальтеновая
Перистый темно-серый	0,0066	50,70	8,45	40,85
Перистый светло-серый	0,0040	60,00		40,00
Шпатовый	0,0020	57,20		42,80
Зернистый	0,0038	12,82		78,18

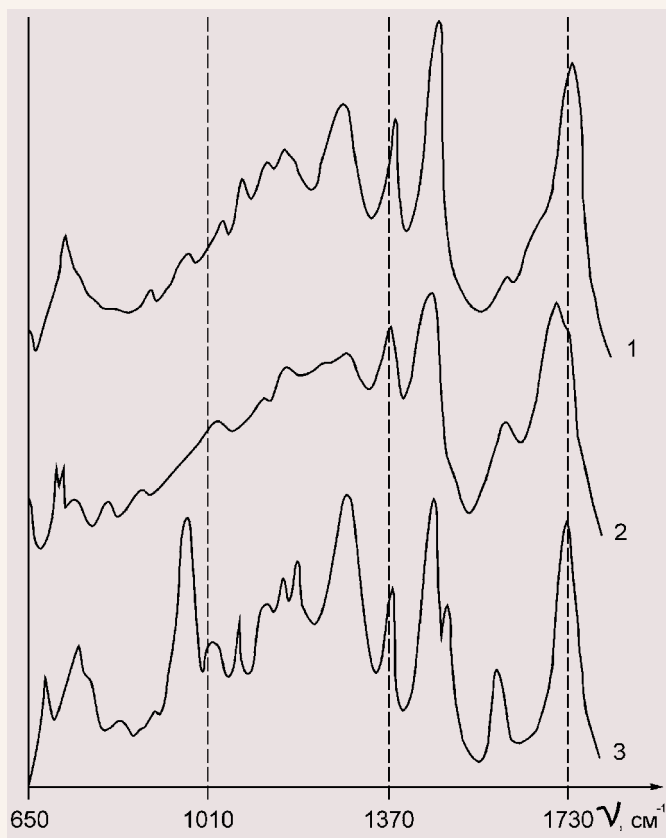


Рис. 2.115. ИК-спектрограммы ХБА шпатового (1), зернистого (2) и темно-серого перистого (3) галита

тельными пигментами; практически отсутствием ароматических углеводородов (Аг-УВ) в виде самостоятельной фракции; присутствием в ОВ белковых структур, первичные аминогруппы которых определяются по п.п. 962 и 1586 см^{-1} на ИК-спектре перистого галита (см. рис. 2.115).

Интересная информация была получена при съемке мелкодиспергированных образцов (в виде таблеток) разновидностей галита в интервале 650–3900 см^{-1} (рис. 2.116). Интерпретация спектров дала следующие результаты:

- п.п. 3200–3600 см^{-1} соответствуют валентным колебаниям гидроксильной группы -ОН;
- п.п. в области колебаний С-Н-связи (2800–3000 см^{-1}) отсутствуют, что нехарактерно для валентных колебаний РОВ любого типа в этой области, а для ОВ нефтяного ряда невозможно. В области деформационных колебаний С-Н-связи (1370–1465 см^{-1}) наблюдается незначительное поглощение (при 1460 см^{-1});
- п.п. 2144 и 2243 см^{-1} на спектре перистого темно-серого галита в области ненасыщенных связей (С≡С, С=N, С=C=C) маловероятны для РОВ. В области 2100–2300 см^{-1} дают поглощение валентные колебания С-Д-группа ($\nu_{\text{C-D}}$ при $\lambda = 2100 - 2160 \text{ см}^{-1}$) и С-Д-группа ($\nu_{\text{C-D}}$ при $\lambda = 2200 - 2300 \text{ см}^{-1}$);

- область 1622–1649 см^{-1} – валентные колебания карбонильной группы $\nu_{\text{C=O}}$;
- п.п. 1136–1154 см^{-1} – область деформационных колебаний О-Н- и С-О-групп (гидроксильные, эфирные структуры);
- п.п. в области 3200–3000, 1622–1649 и 1136–1154 см^{-1} говорят о присутствии в образцах карбоксильных соединений типа карбоновых кислот и их производных (эфиры, оксикислоты, амиды).

Полученные результаты позволяют составить схему разновидностей РОВ соляной толщи ВКМС (см. рис. 2.117). С количественной стороны выделенные группы неравнозначны: самое распространенное, но трудно извлекаемое для химических исследований сингенетичное сапропелевое ОВ морского генезиса с незначительной примесью континентального гумуса. Степень катагенетических изменений этого ОВ соответствует МК1-МК2.

Но вернемся к нефтепроявлениям. Так, нефтепроявление в ПдКС, вскрытое скв. 451, по мнению В.А. Успенского, представляет собой редкий случай чисто автономного метаморфического преобразования ОВ с сохранением всей суммы продуктов процесса. Это, в свою очередь, явилось основанием для заключения, что масса каменной соли на участке скв. 451 испытала значительное давление, которое и является причиной столь глубоких эпигенетических изменений [106].

По ряду причин такое заключение вызывает сомнение. Сейчас отметим лишь один из косвен-

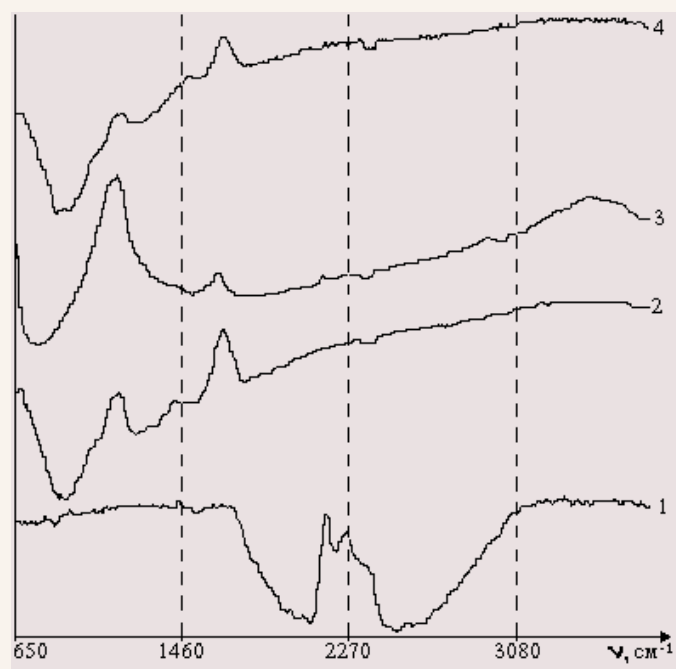


Рис. 2.116. ИК-спектрограммы таблеток перистого темно-серого (1), перистого светло-серого (2), шпатового (3) и зернистого (4) галита

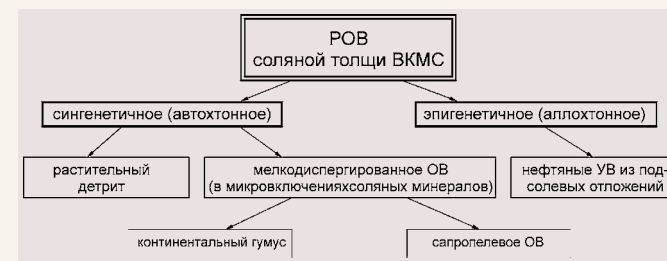


Рис. 2.117. Схема разновидностей РОВ соляной толщи ВКМС

ных фактов, указывающих на аллохтонную природу этого проявления. Таким фактом является интенсивное развитие в этой скважине гигантокристаллического воднопрозрачного (шпатового) галита на всем интервале разреза среднего горизонта ПдКС (глубина 378–663 м). В массе соли наблюдаются редкие, участками собранные в группы, зерна галита со структурами роста. На значительных интервалах обычная слоистость соли либо отсутствует, либо носит реликтовый характер. В то же время, в ней наблюдаются прихотливо измятые тонкие прослои, обрывки и отдельные куски глинисто-ангидритовой породы с трещинами, заполненными волокнистым галитом.

Согласно теории органического происхождения нефти, для ее образования необходимо два условия: наличие ОВ и его длительный прогрев при температуре 50°C в условиях регионального погружения осадков на глубину более 1,3–1,7 км, соответствующей зоне мезокатагенеза [38]. Свойства соленосных глин месторождения (большое содержание поровых растворов, высокая пористость, слабая степень литификации и др.) не дают оснований говорить о том,

2.9. ГАЗОНОСНОСТЬ

Газоносность соляной толщи и связанные с ней газодинамические явления исследовались с самого начала изучения и освоения ВКМС [227, 188]. Ныне эта проблема изучена довольно полно, что отражено в многочисленных работах [5, 95–97, 141, 165, 175, 201, 202, 215, 222, 223, 234, 329, 333, 334 и др.].

По форме нахождения газы подразделяются на свободные и связанные [175]. Свободные газы, объем скоплений которых может достигать 2000 м³, выделяются при вскрытии естественных трещин и механическом разрушении пород и подразделяются на внутрислоевые и приконтактные [165].

Внутрислоевые газы делятся на поровые и гнездовые. Газонасыщенность соляных пород определяется главным образом количеством по-

что соляная толща погружалась до зоны мезокатагенеза. Это же подтверждают и исследования мелкодиспергированного автохтонного ОВ, сорбированного соляными минералами и соленосными глинами: высокая обогащенность гетеросоединениями, унаследованными от материнского ОВ; отсутствие фракционной ароматики и низкомолекулярных нормальных алканов.

Результаты проведенных исследований сингенетического РОВ и растительных остатков в солях месторождения говорят о том, что в истории его формирования не было условий для образования углеводородов нефтяного ряда. Локальные нефтепроявления в ПдКС образовались в результате миграции углеводородов из подстилающих соляную толщу осадочных отложений. Это увязывается с тем, что в пределах центральной части Быгельско-Троицкого участка имеется Южно-Чашкинская структура, которая весьма перспективна на нефть и газ. Естественно, что углеводороды являлись только составной частью мигрирующих сквозь соляную толщу флюидов, главным из которых являлся водный раствор. Отсюда становится понятным пространственное сочетание вторичных изменений пород соляной толщи месторождения и нефтепроявлений в солях.

Углеводороды обнаружены и в надсолевых отложениях, которые имеют различные формы нахождения: свободные легкие фракции нефти в микротрещинах пород (устное сообщение В.В. Бахтина), в водорастворенном состоянии и свободных газах [181, 206]. Наличие аллохтонных углеводородов в надсолевой толще месторождения говорит о том, что углеводороды и несущие их флюиды проходили сквозь всю соляную толщу.

Поровых газов, находящихся в порах и трещинах. Гнездовые газы с давлением до 4 МПа заполняют пустоты и крупные трещины во внутренних частях пластов. Этот тип газов наиболее развит в карналлитовых породах.

Приконтактные газы по объему скоплений близки к гнездовым, но приурочены к относительно мощным прослоям соленосных глин, залегающих на кровле продуктивного пласта.

Среди связанных газов выделяют микровключенные (находящиеся в микровключениях кристаллов) и межкристаллические (сорбированные и находящиеся в микротрещинах на границах кристаллов). Связанные газы освобождаются только при тонком дроблении кристалла или его растворении.

Газообильность и состав газов соляных пород меняются в зависимости от их состава (см. табл. 2.59).

Нами определены газообильность и состав связанных газов по средним мономинеральным пробам галита верхней пачки ПдКС, отобранным на руднике БКПРУ-4. Для определения количества и состава газов из проб галита были отобраны навески (около 1 кг), из которых способом растворения был выделен газ.

По газообильности ($\text{см}^3/\text{кг}$) разновидности галита образуют ряд: перистый темно-серый (ПГ) – 8,1; шпатовый (ШП) – 8,4; зернистый (ЗГ) – 8,7; перистый светло-серый (ПСС) – 9,4.

Состав выделенного газа определялся на газовых хроматографах «Цвет 100» (УВ), «Цвет 162» (H_2S) и «Газохром 31-01» (H_2O , CO , CO_2 , N_2 , O_2) (лаборатория аэрогазодинамики и теплофизики ГИ УрО РАН, аналитик Н.В. Норина). Результаты определения представлены в табл. 2.60.

Из табл. 2.60 следует, что по характеру изменения содержания в ряду разновидностей галита ПГ, ПСС, ШП, ЗГ (рис. 2.118) четко выделяется две группы газов. Первая группа представлена

N_2 , H_2S , O_2 , C_2H_6 и C_4H_{10} , содержание которых в основной части ряда возрастает, а в зернистом галите резко уменьшается. Вторая группа включает H_2 , CO_2 , CH_4 , C_2H_4 и C_3H_8 . По направленности изменения содержаний эта группа газов противоположна первой: их содержания вначале снижаются, а затем резко увеличиваются в зернистом галите. Концентрация остальных газов (CO , C_5H_{12} , ΣTU) изменяется хаотически. Содержание ΣTU в зернистом галите значительно ниже, чем в остальных разновидностях галита.

Несмотря на то, что были проанализированы единичные пробы, большая масса этих проб и согласованность в изменении содержаний большинства газов позволяют говорить о том, что зернистый галит по рассматриваемому параметру выпадает из ряда ПГ, ПСС, ШП. Скорее всего, это вызвано особыми условиями образования зернистого галита.

Изменчивость газообильности и состава газов по разрезу соляной толщи имеет пилообразный характер, что видно на примере метана и этана (рис. 2.119).

Таблица 2.59

Количество и состав газов соляных пород ВКМС, по данным [165, 175, 234, 334] (в числителе – интервал, в знаменателе – среднее значение)

Порода	Газообильность, $\text{м}^3/\text{м}^3$	Состав газов, об. %					
		H_2	CH_4	O_2	CO_2	N_2	H_2S
Связанные газы							
Карналлитовая порода	0,06 н.с.	25,5–32,6 29,0	7,0–9,9 8,4	н.с.*	10,6–22,0 16,3	38,0–54,1 46,0	н.с.
Пестрый сильвинит	0,11–0,13 0,12	1,1–14,1 6,3	0,6–5,4 2,8	н.с.	3,2–15,2 11,2	26,0–87,0 73,0	н.с.
Полосчатый сильвинит	0,08–0,20 0,14	0,2–12,8 5,8	0,7–10,4 3,8	23–29 26	0,5–8,5 4,5	30,0–89,2 68,9	0,1–2,4 0,7
Красный сильвинит	0,02–0,46 0,15	0,0–22,9 8,6	1,8–7,6 4,2	22–25,3 23,8	0,1–8,0 5,0	52,0–85,6 73,4	1,1–8,6 4,8
Каменная соль	0,14–0,20 0,17	2,9–6,7 4,8	7,0–13,0 10,0	24–28 26	0,7–2,4 1,6	52,0–66,4 59,2	0,2–1,5 0,8
Свободные газы							
Карналлитовая порода	0,13–2,50 1,36	7,8–54,0 25,0	11,5–45,0 30,9	20,5 20,5	0,3–1,7 0,7	37,7–57,5 49,0	н.с.
Пестрый сильвинит	0,002–1,48 0,43	0,0–39,4 11,3	0,4–39,2 27,0	н.с.	0,1–10,0 2,7	42,0–51,2 47,9	$(3-20) \cdot 10^{-4}$ 0,001
Полосчатый сильвинит	0,01–1,5 0,76	0,0–7,4 3,8	43,1–50,8 48,4	н.с.	0,3–4,0 1,3	24,4–51,1 43,1	$4 \cdot 10^{-5}$ н.с.
Красный сильвинит	0,05–0,9 0,4	0,0–9,6 1,9	5,3–46,6 26,3	н.с.	0,0–7,1 1,6	40,0–81,2 58,1	$4 \cdot 10^{-6}$ н.с.

* нет сведений

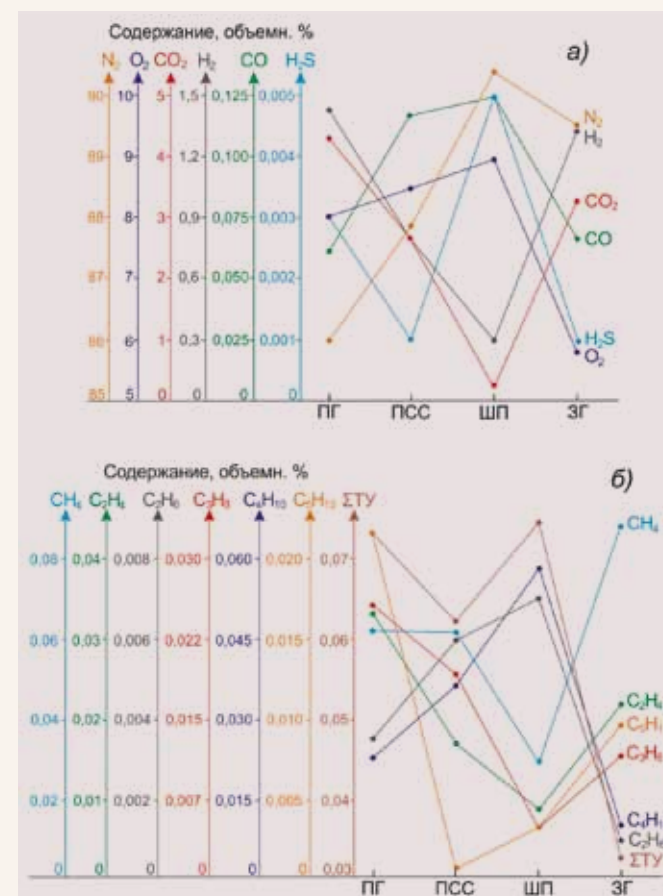


Рис. 2.118. Состав связанных неорганических (а) и углеводородных (б) газов разновидностей галита

При вскрытии соляной толщи ВКМС горными выработками, независимо от того, являются ли они поверхностными или подземными, имеют место газодинамические явления, наиболее важными из которых являются суффляры и внезапные выбросы соли и газа.

Суффляры – выделения свободных газов при вскрытии горными выработками и шпурами более или менее крупных их скоплений. Интенсивность и продолжительность выделений газов имеют широкий диапазон. Так, например, слабые выделения газов наблюдались при проходке горных выработок по пласту АБ в 8-м восточном блоке 2-й северо-восточной панели рудника БКПРУ-4. Эти выделения, как правило, были приурочены к глинистым прослоям и часто сопровождалась характерным потрескиванием и шипением. Продолжительность истечения газов из массива – до полугода.

Более мощное, но менее продолжительное по времени газовыделение было зафиксировано при вскрытии пласта В, смятого в складку, на северном выемочном штреке пласта АБ 2-го западного блока 1-й северо-восточной панели. Выделение газа сопровождалось сильным шумом, заглушающим голос. Через четыре дня выделение газа прекратилось.

Таблица 2.60
Состав связанных газов в разновидностях галита верхней пачки ПдКС, об. %

Газ	Разновидности галита			
	ПГ	ПСС	ШП	ЗГ
N_2	86,0	87,8	90,4	89,5
O_2	7,97	8,45	8,92	5,74
CO_2	4,351	2,672	0,183	3,206
H_2	1,442	0,798	0,280	1,316
CO	0,0625	0,1175	0,1250	0,0650
H_2S	0,0003	0,0001	0,0005	0,0001
CH_4	0,0611	0,0611	0,0280	0,0865
C_2H_4	0,0332	0,0166	0,0081	0,0208
C_2H_6	0,0035	0,0059	0,0070	0,0010
C_3H_8	0,0244	0,0194	0,0047	0,0120
C_4H_{10}	0,0232	0,0361	0,0586	0,0094
C_5H_{12}	0,0221	0,0004	0,0034	0,0096
ΣTU	0,0732	0,0618	0,0737	0,0320

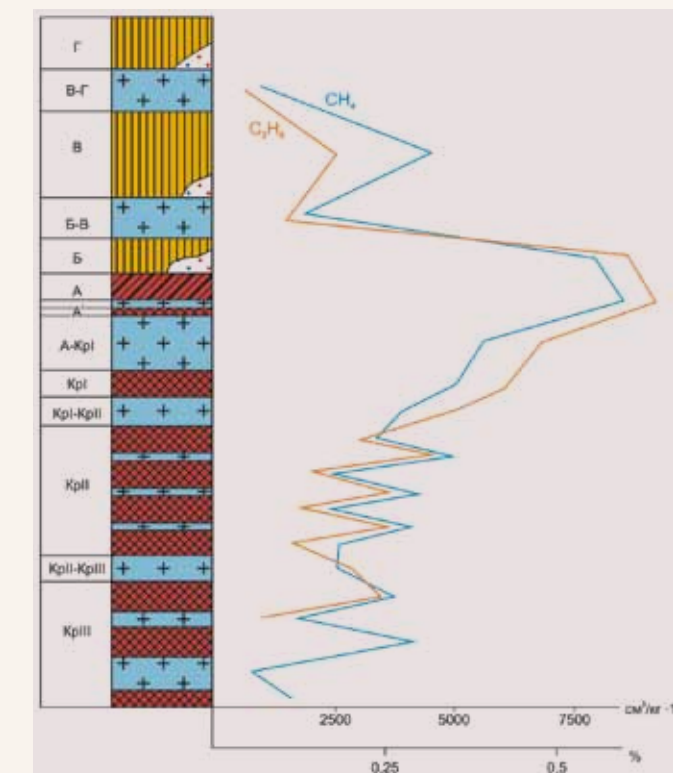


Рис. 2.119. Изменчивость содержания некоторых углеводородных газов по разрезу калийной залежи ВКМС (по [5])

29 ноября 1993 г. при проходке правого хода камеры 195 по пласту АБ на 3-й северо-восточной панели гор. -143 м рудника СПКРУ-2 была вскрыта коржевая глина пласта Б-В, из которой стал выделяться газ. Интенсивность этого выделения была довольно велика (свист, сопровождавший это выделение, был слышен на расстоянии 15 м). Выделение газа продолжалось до 17 декабря этого же года. Состав газа, определенный службами рудника (об. %): $CO_2 - 0,1$; $O_2 - 0,6$; $CO - 0,0015$; $CH_4 - 2,95$; $H_2 - 2,94$.

Необычный характер выделения газов из массива наблюдался в 5-м западном блоке 1-й юго-восточной панели рудника БКПРУ-4. Здесь при вскрытии массива разгрузка газов осуществлялась сквозь штыб с образованием небольших газово-пылевых фонтанов. В одном случае (БКПРУ-2, 13-я западная панель, уклон № 17, пласт Б) выделение газа наблюдалось в течение 11 суток.

Под *внезапным выбросом соли и газа* (ВВСГ) понимается внезапное разрушение и вынос части породного массива с одновременным выделением большого количества газа и образованием характерной полости [175]. ВВСГ – наиболее опасные газодинамические явления, которые имеют место при отработке всех рабочих пластов ВКМС. Общее количество ВВСГ, зафиксированных на калийных рудниках Верхнекамского бассейна, превышает 250.

Места выбросов характеризуются, как правило, геологическими осложнениями различного плана. Так, при отработке пласта КрII на рудниках БКПРУ-2 и БКПРУ-3 ВВСГ часто приурочены к зонам замещения сильвинитов каменной солью и соленосной глиной. Вверх по разрезу часто обнару-

живается перекристаллизация межпластовой каменной соли. На руднике БКПРУ-3 в местах выбросов нередко наблюдается погружение пласта КрII под углом до 10–12° ВВСГ, имевшие место при отработке пласта АБ на этих же рудниках, приурочены в основном к зонам замещения калийных пород каменной солью или к участкам совместного распространения пестрых сильвинитов и карналлитовой породы. Геологические зарисовки некоторых мест ВВСГ приведены на рис. 2.120.

Породы выбросоопасных зон пластов КрII и АБ по геохимическим особенностям существенно отличаются от основного фона шахтных полей [4]. Они характеризуются повышенным содержанием газов и сильной изменчивостью содержания хлористого магния. Для зон ВВСГ характерна также большая изменчивость содержания Вг (пласт АБ) и сульфата кальция (пл. КрII, сл. 1). Глинисто-ангидритовый материал непосредственной кровли пласта КрII в местах ВВСГ при малых средних значениях имеет очень высокий коэффициент вариации содержания Ва, Со и Мп. В структурном отношении выбросы тяготеют к участкам интенсивного пережатия пластов.

Давно замечено, что при отработке пласта АБ ВВСГ тяготеют к контурам развития карналлитовых пород пласта Б. Это характерно в целом для шахтных полей рудников БКПРУ-2 и БКПРУ-3. На рис. 2.121 видно, что максимальное количество выбросов расположено вблизи контуров развития карналлитовых пород, но несколько смещено в сторону последних. Возможная причина этого явления и природа ВВСГ в целом рассмотрены в разд. III.7.

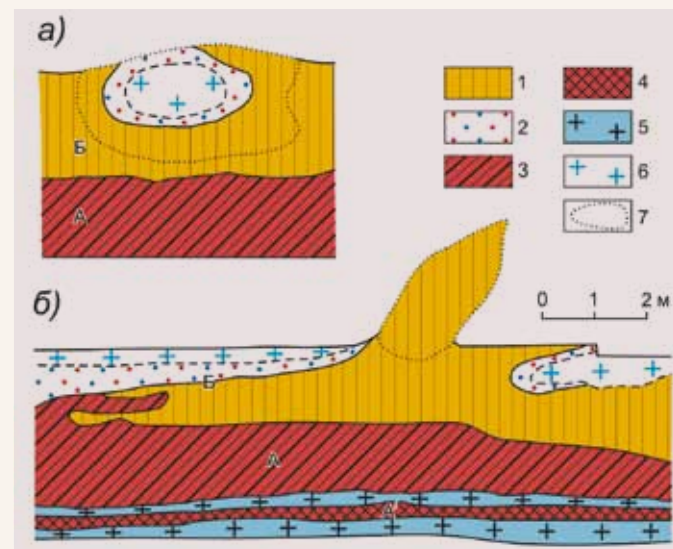


Рис. 2.120. Зарисовки мест внезапных выбросов соли и газа в очистной камере (а) и конвейерном штреке (б) Рудник БКПРУ-3: 1 – карналлитовая порода; 2 – пестрый сильвинит; 3 – полосчатый сильвинит; 4 – красный сильвинит; 5 – каменная соль нормальной садки; 6 – каменная соль замещения; 7 – контур полости выброса

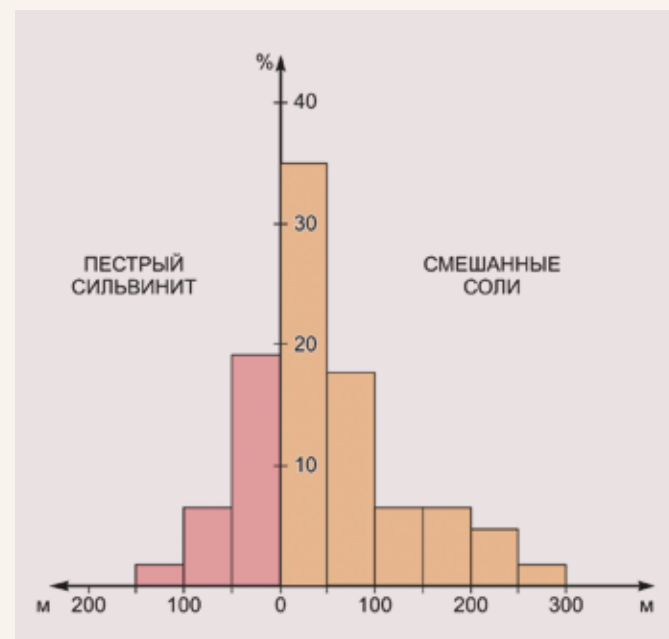


Рис. 2.121. Гистограмма расстояний между внезапными выбросами и контуром распространения карналлитовой породы пласта Б. Рудники БКПРУ-2 и БКПРУ-3

ГЛАВА 3

ОНТОГЕНЕЗ ВКМС

в несколько километров. Именно к такому выводу пришел в свое время В.И. Николаев [294]. Другая, полярная первой точка зрения состоит в том, что для отложений калийных солей меридом глубины бассейнов может служить мощность сезонных прослоев сильвина. Основываясь на этом, М.Г. Валяшко приходит к выводу, что «глубина 5–6 м, видимо, была обычной для бассейнов, садивших калийные соли» [34, с. 333].

Зная, что в Верхнекамский солеродный бассейн периодически поступали метаморфизованные морские воды, мы, однако, не можем определить количество солей, поступавших с морскими водами, в период формирования подстилающей каменной соли, так как до притока и после него из рапы выпадал галит. При формировании калийной залежи объем притоков морских метаморфизованных вод фиксировался мощностью пластов каменной соли, разделяющих продуктивные пласты. Возможность поступления в солеродный бассейн рассолов, готовых, например, к садке карналлита, отрицается по крайней мере двумя обстоятельствами. Первое – для выполнения этого условия нужно предположить существование еще одного крупного бассейна (очевидно, не меньшего, чем Верхнекамский), где могли бы высадиться галит и сильвин. Фактические данные по палеогеографии этого района не позволяют сделать такое допущение. Второе – закономерное снижение содержания рубидия в карналлите вверх по разрезу от пласта Б до пласта К (табл. 3.1) объясняется действием коэффициента распределения этого металла при кристаллизации карналлита из раствора в замкнутой системе [164].

Таким образом, во время формирования карналлитовой пачки в бассейн вместе с морской водой поступало относительно небольшое количество солей (после садки галита межпластий сразу же садился карналлит), которое не мешало закономерному снижению содержания рубидия в карналлите. Отсюда следует, что, зная мощности и состав пластов карналлитовой пачки, а также состав растворов, соответствующих началу и концу садки карналлита в системе NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O, можно расчетным путем определить необходимый объем рапы, из которого могла сформироваться карналлитовая пачка, а следовательно, и глубину Верхне-

камского бассейна в начале садки карналлита. В расчетах принималось, что садка калийных солей проходила при средней температуре +25°C [292]. Не приводя довольно простых арифметических выкладок, отметим, что глубина солеродного бассейна к началу садки карналлита пласта Б составляла не менее 200 м. В расчетах учтено количество карналлита, которое могло высадиться из морских вод, приливающих в бассейн во время формирования карналлитовой пачки, и принято, что солевой состав морской воды в палеозое существенно не отличался от современного [34, 43 и др.].

Проверим эту величину расчетом глубины Верхнекамского солеродного бассейна на момент начала садки сильвина. Поскольку в начале садки калийных солей объемы твердой и жидкой фаз равны [34], то глубину солеродного бассейна можно приблизительно оценить по разнице между мощностью ранее выпавших из рапы «чистых» солей и высотой жидкой фазы, размещавшейся в порах столба соляного осадка сечением 1 м².

Несмотря на то что садка калийных солей в солеродном бассейне началась непосредственно перед отложением пород пласта МГ (см. разд. 1.2.1), все расчеты будем проводить на момент накопления основной калийной залежи, т.е. перед накоплением сильвинитов пласта КрЗ^в.

Сначала определим мощность «чистых» солей, выпавших из рапы бассейна до начала садки калийных минералов. Она складывается из мощности ангидритов ГАТ и «чистого» галита ПдКС. Средняя мощность ГАТ составляет 230 м, в которой на долю ангидрита приходится от 26 до 79% [106]. Взяв среднее значение, получаем, что мощность сульфатных минералов в ГАТ равна ≈ 120 м. Мощность ПдКС составляет 330 м, часть которой сложена несолевыми породами. Определим эту часть.

Мощность нижней пачки ПдКС изменяется от 61 до 98,6 м, а ее соленасыщенность – 61–82% [106] (средние значения – 80 м и 72%, соответственно). Следовательно, суммарная мощность несолевых пород этой пачки составляет 57,6 м. Верхняя пачка ПдКС имеет только один пласт несолевых пород (пласт МГ), мощность которого равна 2 м. Таким образом, в ПдКС общая мощность несолевых пород, залегающих в виде самостоятельных пластов, составляет ≈ 60 м.

Таблица 3.1

Средние содержания рубидия в карналлитовой породе ВКМС, усл. ед. [144]

Пласты	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
Содержание рубидия	20	17	15	13	9	7	8	15	8

Детальное исследование микрослоистости верхней части ПдКС показало (см. разд. 2.1), что средняя доля глинисто-ангидритовых прослоев в ее каменной соли равна 0,03, а их общая мощность: (270 × 0,03) ≈ 8 м. Отсюда получаем, что суммарная мощность несолевых пород ПдКС составляет ≈ 70 м, а мощность «чистого» галита ≈ 260 м. В последнем случае мы пренебрегаем малой пористостью каменной соли, которая в среднем составляет 1,5% [29, 175, 204, 345].

Таким образом, глубина солеродного бассейна при абсолютном уплотнении ранее выпавших солей составила бы (≈ 120 м сульфатов + ≈ 260 м галита) ≈ 380 м.

Однако часть рапы размещалась в неуплотнившемся соляном осадке. Объем этой части (в расчете на 1 м² дна) найдем по формуле:

$$V = (f(H) \cdot dH) \cdot 1 \text{ м}^2,$$

где $f(H)$ – функция пористости (n) соляного осадка от глубины его захоронения (H).

Многочисленные исследования показали, что изменение пористости от глубины практически не зависит от состава осадков, а функция имеет один и тот же вид [46, 195, 325 и др.]:

$$n_H = n_0 - \alpha \cdot \lg H,$$

где n_H – коэффициент пористости осадка на глубине H , n_0 – начальный коэффициент пористости, α – показатель сжимаемости.

По различным данным [34, 80, 126, 269, 319 и др.], пористость свежего соляного осадка («новосадки») составляет от 25 до 40%, а нередко и более (принимая $n_0 = 35\%$ или 0,35). Глубина, на которой соляные осадки превращаются в породы, составляет 200–300 м [116, 319] (средняя 250 м). Выше было отмечено, что пористость консолидированных солей составляет 1,5% (или 0,015).

Зная коэффициент пористости соляного осадка на двух глубинах, найдем величину α . Принимая $H = 250$ м, $n_0 = 35\%$ (0,35), $n_{250} = 1,5\%$ (0,015), находим, что $V_{\text{общ}} = 38,7 \text{ м}^3$ (≈ 40 м³).

Рапа размещалась не только в интерстициях соляного осадка, но и в несолевых породах ПдКС и ГАТ. Общая мощность несолевых отложений в этих толщах, как было показано выше, составляет ≈ 180 м. Ориентировочно берем, что их пористость на то время составляла около 50% (0,50). Следовательно, в этих породах находился столб рапы этой же высоты (т.е. 180 м). Таким образом, перед садкой калийных солей на каждом квадратном метре в ПдКС и ГАТ размещалась рапа высотой ≈ 220 м.

Вполне понятно, что поровые растворы, размещавшиеся в интерстициях кристаллов солей и терригенных частиц осадка, формирующего ГАТ и ПдКС, по составу не соответствуют рапе

начала садки сильвина. Эти поровые растворы были менее концентрированы и, следовательно, их объем, при доведении состава до начала садки сильвина, значительно меньше. Учитывая это, можно говорить, что глубина Верхнекамского солеродного бассейна в начале садки калийных солей, рассчитанная вторым способом, составляла (380 – 220) более 160 м. Естественно, что при расчете такими методами неизбежны ошибки. Однако результаты, полученные двумя независимыми способами, хорошо согласуются между собой, что дает возможность оценить глубину Верхнекамского солеродного бассейна на момент начала садки калийных солей в первые сотни метров.

Верхнекамский солеродный бассейн располагался в зоне засушливого (аридного) климата, что способствовало его прогрессивному осолонению вплоть до садки калийно-магниевого солей (карналлита). В гидрологическом отношении он представлял собой бассейн конечного стока с уровнем рапы ниже уровня мирового океана [130, 299, 305], что явилось важным условием начала садки калийных солей.

В солях ВКМС отсутствуют сульфаты калия и магния, так как рапа бассейна представляла собой морскую сгущенную воду, метаморфизованную в прямом направлении, т.е. в сторону вывода сульфат-иона. Вероятные пути прямой метаморфизации морских вод, которые питали Верхнекамский солеродный бассейн, рассмотрены в работах А.Е. Рыковского [253] и Ю.В. Морачевского [186]. Предполагается, что метаморфизация океанической воды происходила, в основном, под воздействием карбонатов кальция и, отчасти, терригенного материала (глин), поступавших с суши в моря (промежуточные бассейны), расположенные на платформе.

Важным следствием постепенного сгущения рапы является стратификация рассолов по плотности, что достаточно хорошо изучено экспериментально [35]. Стратификация рассолов – общее явление, не зависящее от размеров бассейна [116, 260, 299 и др.]. Основное влияние на этот процесс оказывает соленость, так как она «является решающим фактором изменения плотности воды соленых и рапных водоемов» [116, с. 91].

Благодаря стратификации рассолов, осолонение бассейна начинается не с поверхности, а от придонных частей. Но это еще не значит, что садка наиболее растворимых солей в самых глубоких частях бассейна начнется раньше, чем на мелких. Дело в том, что состав кристаллизующихся солей зависит от состава приповерхностного слоя рапы, где идет испарение воды (или охлаждения рапы), т.е. где появляются центры кристаллизации [274]. Другими словами, для садки соли определенного состава необходимо размещение поверхности насыщения рапы по этой

соли с поверхностью испарения воды или попадание поверхности насыщения в зону ее зимнего охлаждения. Таким образом, на высоких стадиях галогенеза, когда плотностная стратификация проявляется, вероятно, особенно жестко, на всей площади солеродного бассейна смена фаций должна происходить одновременно и повсюду кристаллизоваться соли одного состава.

Еще Г.Г. Уразовым установлено [292], что порядок напластования отложений на Верхнекамском месторождении строго соответствует порядку кристаллизации солей в четверной системе NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O. Колебанием температуры рапы объясняются основные черты слоистой текстуры пород соляной толщи [34, 39, 292, 332]. Изменение режима питания обусловило периодическое соле-накопление и многолетнюю ритмичность соляных отложений, выражающуюся в переслаивании пластов калийных солей с пластами каменной соли.

Основным фактором регулирования гидрохимического режима бассейна, по мнению Н.М. Страхова [274], является тектоника. Опускание земной коры в области пролива, соединяющего солеродный бассейн с открытым морем, приводило к усиленному притоку более пресных вод и остановке соле-накопления.

Насколько едино мнение исследователей о периодических поступлениях морских метаморфизованных вод в Верхнекамский солеродный бассейн, настолько же противоречивы предположения о месте их поступления. По этому поводу лишь отметим, что, используя фактический материал по разведке калийной залежи месторождения, В.И. Копнин [130] пришел к выводу, что основная масса морских вод поступала в бассейн с севера. Предполагается, что поступление морских вод в солеродный бассейн было ограниченным, а в период садки солей – минимальным [130, 292, 306 и др.].

Большинство исследователей полагает, что во время формирования калийной залежи ВКМС имели место притоки континентальных вод, которые могли оказывать действие на ход галогенеза. Тщательный анализ литературы показал, что убедительных доказательств существования по-

стоянных речных притоков не имеется ни в одной работе. Одни исследователи предполагают их наличие для объяснения увеличения содержания нерастворимого остатка в солях в юго-восточном направлении, другие – для объяснения отсутствия калийных солей в пределах Дуринской площади, третьи – для объяснения генезиса пестрых силвинитов и каменной соли зон замещения. При этом полагают, что наиболее веским доказательством былых притоков континентальных вод является присутствие терригенной составляющей в солях и увеличение ее содержания в юго-восточном направлении [130, 282, 292 и др.]. Но существуют и другие мнения. Так, Н.М. Страхов считает, что в аридных зонах «лишь наиболее крупные реки, текущие с гор и из соседних гумидных зон, достаточно полноводны для того, чтобы длительно поддерживать конечный водоем стока. <...> Реки средние и совсем малые по величине не в состоянии по своей маловодности и сильному испарению доходить до конечного водоема стока и устойчиво поддерживать его существование. Переходя с гор на равнину, они более или менее быстро растекаются по ней, теряют воду, а несомый ими осадочный материал формирует сухие дельты» [274, с. 6].

Для проверки этих мнений в отношении ВКМС было изучено распределение количества Н.О. (продуктивность по Н.О. – сокращенно ПНО) по площади, которое определялось произведением мощности пласта на содержание этого компонента. Продуктивность лучше отражает интенсивность накопления компонента, чем его содержание. В качестве объекта выбран пласт А, поскольку при его формировании процесс соле-накопления имел достаточно устойчивый характер и при разбуривании слагающие его полосчатые силвиниты в меньшей степени подвергались избирательному разрушению, что обеспечило высокую представительность их опробования по керну.

Для этого были использованы данные опробования пласта по 470 скважинам. По исходным данным была построена карта ПНО пласта А (рис. 3.2а), которая из-за своей сложности не поддается генетической интерпретации. Поэтому

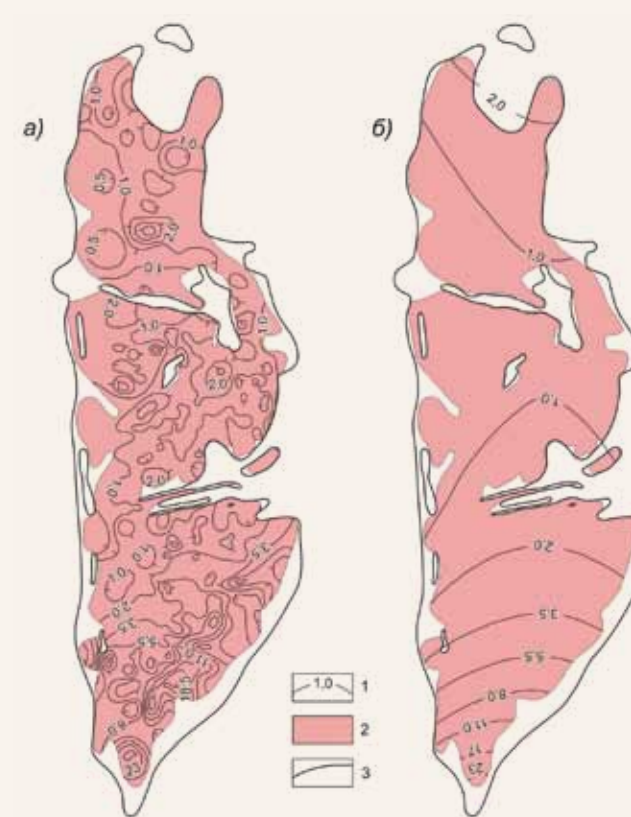


Рис. 3.2. Карта изолиний продуктивности пласта А по Н.О. (в м·%), построенная прямой интер-поляцией исходных данных (а) и аппроксимацией полиномиально-экспоненциального тренда второго порядка (б): 1 – контур калийной залежи; 2 – площадь развития пласта А; 3 – изолинии

для решения вопроса был применен тренд-анализ и построено шесть карт трендов ПНО, статистические характеристики полей остатков которых от фактических данных приведены в табл. 3.2.

Из этой таблицы следует, что полиномиально-экспоненциальный тренд второго порядка лучше всего описывает особенности поля ПНО. Его высокое качество подтверждается тем, что остатки от тренда такого типа образуют совокупность, среднее значение и асимметрия которой практически равны нулю, средний квадрат и стандарт очень малы, а эксцесс необычайно высок.

Карта полиномиально-экспоненциального тренда второго порядка для поля ПНО пласта А приведена на рис. 3.2б. Она показывает, что терригенный материал в основной своей массе принесен с юга каким-то агентом, относительно медленно освобождавшимся от переносимого терригенного материала в осевой части бассейна и более быстро терявшим этот материал вблизи западной и восточной границ бассейна. У северного края бассейна действовал аналогичный механизм привноса терригенного материала с севера, хотя и более слабый.

Природа агента вряд ли может вызвать какие-либо сомнения. Это – ветер субмеридионально-



Рис. 3.3. Ствол дерева в кровле пласта КрII. Рудник БКПРУ-2. Фото А. П. Бойченко

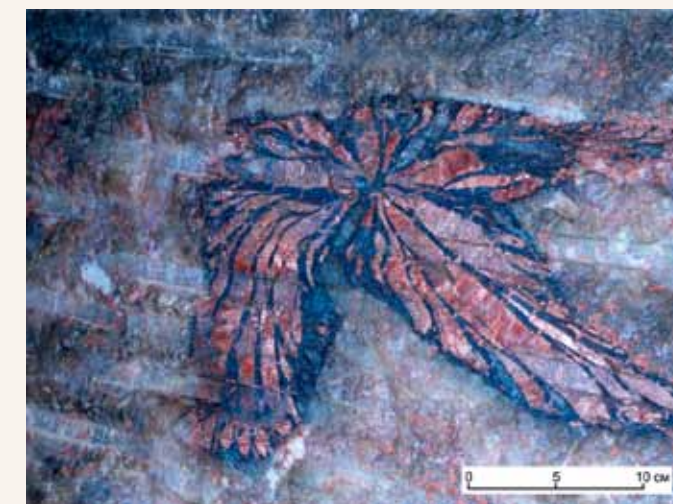


Рис. 3.4. Срез корневой части дерева. Рудник СКРУ-2. фото И.А. Кетовой

го направления, достигавший наибольшей силы в осевой зоне бассейна. Все это еще раз доказывает, что терригенный материал, составляющий основную часть Н.О. солей, приносился в солеродный бассейн не реками, а ветром.

В солях месторождения нередко обнаруживаются стволы (рис. 3.3 – круглый срез ствола) и обломки разной формы (рис. 3.4 – бабочка) обугленной древесины *Dadoxylon* [109, 342]. Однако, наиболее часто эти обломки имеют форму уплощенного эллипсоида, длинная ось которого составляет 10–20 см. Округлая форма торцов обломков свидетельствует о том, что они прошли зону прибоя. Следовательно, древесные стволы и их обломки вносились в солеродный бассейн не гипотетическими реками, текущими с Уральской суши, а морскими водами в периоды низкого положения порога, отделяющего этот бассейн от открытого моря. Отсутствие рек, впадающих в солеродный бассейн, подтверждается еще и тем, что как в соляных породах, так и в пачках глинисто-ангидритового материала отсутствуют следы листьев и тонких веток. При речной транс-

Таблица 3.2

Статистические характеристики полей остатков от трендов

Вид тренда	Среднее	Средний квадрат	Стандарт	Асимметрия	Эксцесс
Линейный	1,33	17,42	4,08	0,78	1,45
Полиномиальный:					
- второго порядка	-0,63	12,16	3,46	0,28	1,57
- третьего порядка	1,12	16,70	3,93	1,06	3,70
Полиномиально-экспоненциальный:					
- первого порядка	1,39	16,37	3,80	2,20	5,59
- второго порядка	-0,12	7,09	2,66	-0,06	10,64
- третьего порядка	0,64	8,70	2,88	1,81	6,61

портировке древесины присутствие следов листьев и тонких веток было бы обязательным.

В литературе слабо освещен вопрос о динамике рапы в солеродных бассейнах геологического прошлого. По Л.Н. Капченко [116], основной причиной динамики рапных масс солеродных бассейнов является формирование рассолов разной плотности. Более плотная рапа, образующаяся в мелководных частях бассейна, стекает по дну в его глубоководную часть [116, 306]. «Глубокие слои рассолов в центральных частях рассматриваемых бассейнов как на стадии подготовки к галогенезу, так и в период галогенеза характеризуются застойностью, не подвержены суточным, сезонным и прочим видам конвективного перемешивания...» [116, с. 93]. Рапа современных солеродных бассейнов (соляных озер) также лишена конвекции [79].

Накопление соляной толщи Верхнекамского месторождения проходило быстро. Длительность ее формирования оценивается М.П. Фивегом [298] в 12,3–13 тыс. лет, А.А. Ивановым [104] – в 15–17 тыс. лет. Формирование ГАТ длилось, по А.А. Иванову [104], 150–300 тыс. лет, по М.П. Фивегу [298] – около 100 тыс. лет. Следовательно, период повышения концентрации морской воды занял срок в 5–10 раз больший, чем срок формирования самой соляной толщи.

Таким образом, глубоководность солеродного бассейна, стратификация содержащейся в нем рапы по плотности (а значит и по концентрации солей), более низкое положение уровня рапы относительно уровня воды питающих его бассейнов и отсутствие существенных притоков континентальных вод явились причиной весьма выдержанных гидрохимических условий на всей его акватории. Отражением последнего является выдержанность слоистости и ритмичности строения сильвинитовых пластов, что неоднократно отмечалось многими исследователями. Дополнительным подтверждением постоянства условий накопления осадков на площади бассейна является также характерное строение «книжечки», залегающей в основании пласта КрI-КрII (см. разд. 1.2). Повсеместное распространение «книжечки» и чрезвычайная выдержанность ее тонкого строения свидетельствуют о такой же выдержанности гидрохимических условий даже в период формирования пластов, разделяющих продуктивные пласты.

Проведем мысленный эксперимент. Предположим, что П.Н. Чирвинский был прав [331] и на поверхности рапы могла быть некая линия, с одной стороны которой кристаллизуется карналлит, а с другой – сильвин. Поскольку испарение воды (или охлаждение рапы) происходит в самом верхнем слое рапы, то, очевидно, здесь и зарождаются центры кристаллизации и проис-

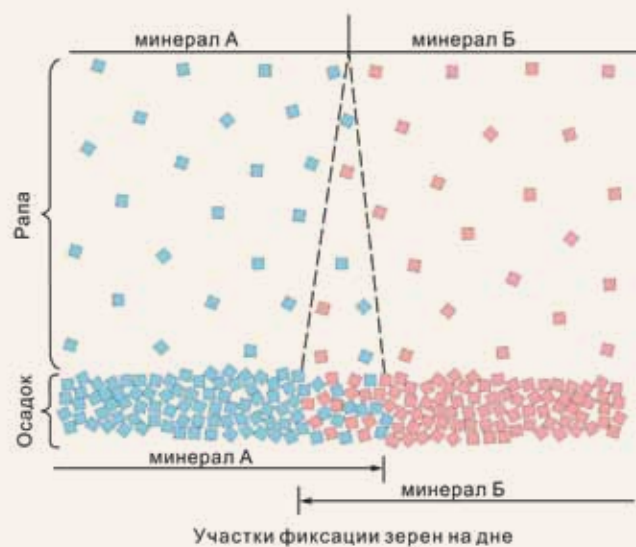


Рис. 3.5. Схема формирования переходной зоны при одновременной кристаллизации минералов А и В в рапе солеродного бассейна

ходит первоначальный рост кристаллов. Кристаллы, достигнув определенной величины, погружаются в рапу. Вследствие несферичности кристаллов, их путь от точки зарождения до точки соприкосновения с дном бассейна отличается от вертикали. Совокупность точек вероятного закрепления одного кристалла представляет собой круг. В связи с массовым выпадением кристаллов в осадок, на дне бассейна под линией, разделяющей области кристаллизации различных фаз, должна образоваться зона смешанного состава (рис. 3.5). При этом, чем больше глубина бассейна (при прочих равных условиях), тем шире эта зона.

Таким образом, анализ частного следствия показал, что первичноседиментационная гипотеза не в состоянии объяснить резкую смену состава пород, которая часто наблюдается в продуктивных пластах калийной залежи (см. разд. 2.2). Дополнительно отметим, что крутопадающих контактов между блоками калийных пород не должно быть еще и потому, что зарождающиеся на поверхности рапы мелкие «лодочки» кристаллов должны были переноситься течением и ветром.

Нехлоридная составляющая солей месторождения представлена в основном несколько измененным терригенным материалом и сульфатом кальция. Известно, что подавляющая часть терригенного материала галопелитов Верхнекамского месторождения сосредоточена во фракции –0,01 мм [349 и др.], которая легко переносится ветром. В условиях аридного климата эоловый фактор транспортировки вещества выходит на первое место [25, 120, 169, 347 и др.].

По данным палинологического анализа [1], время формирования соляной залежи Верхнекамского месторождения характеризуется стабильностью климатических условий. Следовательно, поступление терригенного материала в солеродный бассейн было постоянным. Возможная неравномерность поступления эолового материала в бассейн нивелировалась медленным осаждением мельчайших частиц в рапе и значительной глубиной солеродного бассейна.

Большая часть сульфатов является продуктом рапы, поскольку в ходе гидрохимической эволюции солеродного бассейна сульфат кальция не выводился из рапы полностью и его выпадение сопровождало все стадии соленакопления, вплоть до карналлита. Переходящий в твердую фазу сульфат кальция давал очень тонкую взвесь, которая примешивалась к терригенному материалу.

Всё это позволяет считать, что подавляющая часть Н.О. солей Верхнекамского месторождения представляет собой фоновые осадки или фон седиментации [70, 255], на котором шло соленакопление. Это означает, что накопление глинисто-ангидритового материала шло непрерывно и независимо от того, было или не было

соленакопление. При непрерывной садке солей терригенно-сульфатный материал рассеивался равномерно по всему объему осадка, а в случаях перерыва в соленакоплении он формировал самостоятельные прослои.

Трудно представить, что одна и та же рапа могла продуцировать несколько структурных разновидностей одного минерала, поскольку при глубине солеродного бассейна в сотни метров она обладала большой гидрохимической инертностью. Первичные слои микроциклов солей отличались, скорее всего, только составом. Именно к такому выводу пришла С.В. Ходькова при изучении строения и взаимоотношения прослоев микроциклов красного сильвинита пласта КрII [33]. По ее мнению, седиментационными прослоями этой породы являются только прослои глинисто-ангидритового материала, матово-белого галита и сургучно-красного сильвина.

При формировании каменной соли ее первичный микроцикл состоял из двух элементов: в основании – глинисто-ангидритовый прослой, выше – прослой темно-серого перистого галита. Чередование этих прослоев обусловило первичную слоистость каменной соли.

3.3. ФАКТОРЫ ЭПИГЕНЕЗА СОЛЕЙ

Термин «эпигенез», как известно, не обозначает какую-либо конкретную стадию литогенеза, и поэтому термин «эпигенетический» указывает лишь на вторичность минерала, горной породы, месторождения. Преобразование геологических тел (и соляных толщ в частности) происходит под действием внутренних и внешних факторов.

Внутренние факторы преобразования соляного осадка обусловлены тем, что любой донный осадок представляет собой первоначально неравновесную физико-химическую систему [274]. Если исключить превращение РОВ, то физико-химическое равновесие в соляном осадке достигается в ходе реализации следующих основных процессов. Первый – переход скелетных форм минералов в полногранные. Второй – взаимодействие кластогенных минералов с межкристалльной рапой. Так, по мнению В.Н. Апполонова и А.Г. Иванова [7], образовались иллит и хлорит, входящие в состав галопелитов. Третий – переход нестабильных минералов в стабильные. Например, эпсомит переходит в астраханит [34]. Для соляных осадков хлоридной ветви третий механизм не характерен, так как все минералы (галит, сильвин, карналлит, бишофит и тахигидрит) являются стабильными формами. Четвертый – синерезис коллоидной составля-

ющей осадка с образованием кварца, некоторых слоистых силикатов и калиевого полевого шпата [34]. Отсюда получаем, что действие внутренних факторов преобразования соляных отложений заключается главным образом в формировании аутигенных минералов галопелитов. В отношении соляных минералов, и особенно хлоридов, оно минимально и проявляется только в образовании полногранных кристаллов.

Внешними факторами, по отношению к соляным отложениям, являются три: механический, термический и химический.

Источник энергии действия *механического фактора* – гравитационная энергия вышележащих толщ и тектонические движения. Вследствие силового действия вмещающих пород на соляное образование в последнем возникают механические напряжения. Характер вторичных изменений в соляных отложениях зависит как от типа возникающего напряженного состояния, так и от степени литификации осадка.

При всестороннем напряженном состоянии (т.е. при равенстве главных напряжений), возникающем в нелитифицированном осадке, действие механического фактора зависит от ряда условий. Если находящийся в интерстициях твердой фазы раствор по каким-либо причинам не имеет воз-

возможности удалиться из соляного осадка, то действие фактора ограничивается объемным сжатием осадка за счет упругости. Но такое состояние весьма неустойчиво и кратковременно. Обычно же раствор выходит из системы, в результате чего минеральный скелет деформируется, что приводит к уплотнению осадка и уменьшению его мощности. Этот механизм является основой процесса литификации всех осадков, в том числе и соляных.

Влияние давления, и особенно стрессового, на устойчивость соляных минералов изучено еще недостаточно. Геологическими наблюдениями, однако, установлено, что при погружении сульфатных толщ (т.е. при повышении литостатического давления) наблюдается постепенный переход гипса в ангидрит [275, 295]. Повышение всестороннего напряжения не ведет к изменению состава хлоридных солей. Это подтверждается как экспериментальными исследованиями [162, 167], так и натурными наблюдениями [68]. В последнем случае бишофит, например, обнаружен на глубинах более 4,3 км, где литостатическое давление составляет около 10 МПа.

Механическое воздействие, вызывающее появление в солях касательного (тангенциального) напряжения, ведет к изменению формы и внутренней структуры соляных толщ. Здесь следует различать рассредоточенное и локальное механическое воздействие. При рассредоточенном механическом воздействии, возникающем вследствие неравномерной нагрузки перекрывающих соляную толщу пород, имеет место галокинез. Согласно Ф. Трусхейму, «галокинез охватывает все процессы, которые связаны с движением соли под действием силы тяжести» [285, с. 70]. Наиболее характерными образованиями при галокинезе являются соляные штоки и купола.

Тангенциальные напряжения, обусловленные тектоническими движениями, являются причиной весьма интенсивного изменения формы и внутренней структуры соляных тел. На ВКМС это проявилось в сложности внутреннего строения соляной толщи.

Локальное воздействие внешних механических сил ведет к образованию разрывных и инъективных дислокаций в солях. Разрывные нарушения образуются главным образом в результате дифференцированных движений подсолового ложа. Нарушения этого типа обнаружены во многих соленосных бассейнах [107, 135, 312 и др.].

Химический фактор обусловлен взаимодействием солей с водными растворами, которые контактируют с соляной толщей на периферии или проникают внутрь нее. Это наиболее мощный фактор эпигенеза солей, поскольку они обладают очень высокой растворимостью в воде. Так, например, в 1 л воды при нормальных условиях может раствориться: сильвина – 347 г, галита – 360 г,

карналлита – 645 г, бишофита – 1670 г, тахигидрита – около 8 кг.

Результатом взаимодействия агрессивных растворов с солями является как изменение их состава (метасоматоз, инконгруэнтное разложение минералов), так и полное разрушение соляной залежи с образованием характерных гипсово-глинистых шляп. Миграция растворов (даже химически инертных) внутри соляных толщ ведет к интенсивной перекристаллизации с появлением осветленных и гигантокристаллических разновидностей минералов (например, лимонно-желтого карналлита, шпатового галита и др.).

Термическое воздействие может быть вызвано как общим прогревом соляной толщи при ее погружении в более глубокие горизонты земной коры, так и локальным повышением температуры в местах внедрения в соляную толщу горячих флюидов (магмы, гидротерм и т.п.). Минералы соляных пород, особенно хлориды, довольно устойчивы к температуре. Так, бишофит начинает дегидратироваться при температуре более 100°C [111]. Самыми устойчивыми являются галит и сильвин, которые лишь плавятся при температурах 800 и 776°C соответственно. В частности, установлено [139, 213], что минеральный состав соляных анатектитов на контакте с базальтовыми дайками и силлами идентичен таковому для первичных пород. В связи с этим можно говорить, что внедрение «сухих» магм ведет только к изменению текстуры и структуры каменной соли и сильвинитов. Исключением являются кристаллогидраты, большая часть которых представлена сульфатами.

Повышение температуры существенно усиливает влияние механического и химического факторов. В первом случае – за счет уменьшения вязкости солей, во втором – за счет повышения растворяющей способности подземных вод и скорости химических реакций.

Важно отметить, что рассмотренные факторы эпигенеза солей действуют не изолированно, а практически всегда находятся в сочетании друг с другом. Но сочетание факторов вторичного изменения солей и его интенсивность меняются не произвольно, а в соответствии с общим ходом геологического развития галогенных формаций.

Рассматривая общие вопросы формирования состава калийных месторождений, А.А. Иванов отметил: «Конечный, наблюдаемый в месторождениях минеральный состав калийных солей и особенности его изменения в разрезе и плане залежей и пластов определяются не только первично-осадочными условиями накопления рыхлых соляных осадков в солеродном бассейне и процессами их диагенеза, а зависят также от более поздних проявлений катагенеза и гипергенеза» [107, с. 190]. Нет сомнения, что эта мысль отражает истину, однако, она слишком общая.

3.4. ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ЗОН ЗАМЕЩЕНИЯ И ПЕСТРЫХ СИЛЬВИНИТОВ

Исторически сложилось, что общий вопрос о месте, роли и масштабах эпигенетических процессов в формировании современного облика соляной залежи ВКМС сводится к проблеме генезиса пестрых сильвинитов и каменной соли зон замещения. Развитие взглядов на генезис этих образований характеризуется борьбой двух направлений. Согласно одному из них, рассматриваемые породы образовались в фазу открытого бассейна, согласно другому – на стадии погребенной залежи.

Гипотеза динамометаморфизма. Впервые о генезисе пестрого сильвинита упоминалось в одной из работ Ю.В. Морачевского. В ней имеется очень короткое замечание относительно молочно-белого сильвина (основного минерала пестрого сильвинита), который «очевидно вторичного происхождения» [185, с. 18]. Каких-либо соображений о механизме вторичного образования этого минерала автор не привел.

Позднее, на основе петрографических исследований, Е.Э. Разумовская предположила, что все сильвиниты Верхнекамского месторождения имеют вторичное происхождение. По ее мнению, пестрые сильвиниты, в частности, образовались «из карналлита (без участия протекающих растворов) от взаимодействия возрастающих температуры и давления...» [247, с. 32], т.е. путем динамотермального метаморфизма.

Окончательная разработка гипотезы динамометаморфизма карналлита принадлежит Ю.В. Морачевскому. Однако, в отличие от Е.Э. Разумовской, Ю.В. Морачевский считал, что пестрые сильвиниты образовались из карналлитовых пород только под действием давления. Отправным пунктом для поисков механизмов вторичного образования пестрых сильвинитов явились их пространственные соотношения с карналлитовыми породами. По этому поводу Ю.В. Морачевский писал: «Исключена, действительно, возможность первичной кристаллизации обеих солей – сильвинита и карналлита при той пестротности их смен, происходящей сплошь и рядом на относительно ничтожных расстояниях, при том своеобразии их взаимоотношений, когда один и тот же пласт включает в разнообразных положениях оба эти порообразующие минералы...» [184, с. 60]. В качестве подтверждения своей гипотезы он приводит ряд дополнительных геологических фактов:

- 1) Исключительная аналогия строения пластов, независимо от литологического состава породы, их образующей.
- 2) Нахождение пестрого сильвинита в местах наибольшего развития складчатости, в местах, где можно допускать наибольшие испытанные карналлитом давления (складки, периферические части пластов).

3) Соотношения мощностей пластов и слоев пласта, представленных карналлитовой и сильвинитовой породами (уменьшение мощности в последнем случае).

4) Структура соли – ее плотность (массивная текстура – А.К.), крупнокристаллическое сложение.

5) Особенности минералогии пестрых сильвинитов – обилие синей каменной соли (галита – А.К.), двойниковые полоски, молочно-белый сильвин как характерная разность.

6) Особая насыщенность пестрых сильвинитов газами, свидетельствующая об их кристаллизации под высоким газовым давлением» [184, с. 60–61].

Механизм «сильвинитизации давлением» рисовался в следующем виде. Под действием давления тектонической природы карналлит распадался на КС1 и рассол хлористого магния ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Рассол хлористого магния отжимался, а оставшийся хлористый калий перекристаллизовывался, образуя крупнокристаллический сильвин пестрых сильвинитов.

Гипотеза динамометаморфизма имеет три слабые стороны. Одна из них – неочевидность положения, гласящего, что пестрый сильвинит находится в местах наибольшего развития складчатости. Более того, сейчас известно, что пестрый сильвинит часто развит на площадях очень спокойного залегания пластов, а сильно перемятые пласты нередко сложены карналлитовой породой. Вторая слабая сторона – отсутствие экспериментальных данных, подтверждающих возможность сильвинитизации карналлита давлением. И, наконец, третья – имеющейся в карналлите воды явно недостаточно для полного растворения содержащегося в том же объеме карналлита хлористого магния. Простые расчеты показывают, что содержание хлористого магния в отделяющемся от карналлита рассоле должно составлять 46,85%. Такого содержания не встречается в реальных условиях. Отщепляемая при динамометаморфизме часть карналлита в нормальных условиях представляет собой самостоятельный минерал – бишофит.

Таким образом, гипотеза динамометаморфизма не объясняет многие особенности распространения и взаимоотношения пестрых сильвинитов и карналлитовых пород, а также не предлагает удовлетворительного механизма выноса хлористого магния из карналлитовых пород.

Первичноосадочная гипотеза. Опираясь в основном на недостатки гипотезы «сильвинитизации давлением», П.Н. Чирвинский выдвинул гипотезу первичноосадочного происхождения пестрых сильвинитов. По его мне-

нию, концентрация рапы Верхнекамского соледородного бассейна была неодинакова в различных местах и поэтому «по одну сторону линии равновесия, где больше $MgCl_2$, кристаллизуется карналлит, а немного по другую сторону, где чуть меньше $MgCl_2$, кристаллизуется сильвинит...» [331, с. 129].

Подтверждением этому, по мнению автора гипотезы, являются:

1. Идентичность маркирующих прослоев по обеим сторонам контакта карналлитовой породы с пестрым сильвинитом.

2. Сходство соляных ритмов в строении пласта при различном его составе.

3. Близость соотношений между содержаниями KCl и $NaCl$ при различном составе пласта.

4. Отсутствие пестрых сильвинитов на участках интенсивного перемятия слоев.

Нетрудно заметить, что первые два пункта из приведенных доказательств есть не что иное, как расшифровка первого положения Ю.В. Морачевского. Третий пункт П.Н. Чирвинского о постоянстве соотношений содержания KCl и $NaCl$ также не является новым, так как он прямо следует из гипотезы динамометаморфизма. Гипотеза П.Н. Чирвинского совершенно не объясняет особенности пестрого сильвинита, и в частности его гигантокристаллическую структуру, газонасыщенность молочно-белого сильвина и присутствие синего галита. Она, например, не объясняет, почему сильвин пласта Б резко отличается от сильвина пласта А, в то время как они (согласно гипотезе) оба выпадали из одной и той же рапы в одних и тех же условиях.

И, наконец, факт, изложенный в п. 4, не совсем верен: здесь нужно говорить о том, что на месторождении отсутствует закономерность приуроченности пестрых сильвинитов к местам наибольшего перемятия карналлитовых пластов.

Эта гипотеза была поддержана многими геологами, изучавшими ВКМС. В.Н. Дубинина, например, на основе изучения минералого-структурных особенностей пестрого сильвинита пришла к выводу, что он является первичноседиментационным образованием [82]. Решающим, по ее мнению, доказательством этого явилась зональность некоторых кристаллов молочно-белого сильвина и ассоциирующего с ним галита, а также наличие в сильвине правильных кубических кристаллов галита. В отношении зональности как свидетельства первичноседиментационного образования минералов можно привести ряд возражений. Во-первых, зональные кристаллы молочно-белого сильвина встречаются настолько редко, что каждый такой случай представляет исключительное явление. Во-вторых, мнение, что наличие зональных кристаллов сильвина свидетельствует о его первичноседиментационной кристаллизации, не всегда верно. К зональ-

ному строению кристалла может привести и изменение состава в процессе его роста, где бы это ни происходило [166]. Более того, Д.П. Григорьев и А.Г. Жабин [69] отмечают, что зональность кристаллов может быть образована при любом процессе минералообразования и является общей особенностью любых минеральных индивидов. В-третьих, известно [194, 218, 338 и др.], что только осадочные текстуры, а не состав и структура указывают на условия осадконакопления.

Развернутые доказательства первичноседиментационной гипотезы происхождения пестрого сильвинита были приведены позднее В.А. Вахрамеевой в работе [41], где она в качестве обоснования приводит следующие факты:

1. Отчетливая слоистость некоторых фаций пестрых сильвинитов.
2. Постоянство стратиграфического разреза пласта Б на большом расстоянии.
3. Тела пестрого сильвинита имеют обычно согласные контакты с окружающими породами, а несогласные контакты карналлитовой породы и пестрых сильвинитов имеют тектоническую природу.
4. Хорошая сохранность тончайших глинисто-ангидритовых прослоев.
5. Отсутствие пестрых сильвинитов в наиболее дислоцированных участках месторождения.
6. Отсутствие остаточных продуктов метаморфизма.

В отношении фактов, на которые опиралась В.А. Вахрамеева, необходимо отметить, что изложенное в пп.1, 2 и 4 в целом не отвергает гипотезу динамометаморфизма, что уже отмечалось выше. С изложенным в п. 3 согласиться можно лишь частично, так как действительно, в подавляющем большинстве случаев тела пестрых сильвинитов имеют согласные контакты с вмещающими породами. Однако имеются и секущие контакты, которым В.А. Вахрамеева приписывала тектоническую природу, что неверно (см. разд. 2.2.). Отсутствие отщепленной части карналлита ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) в пестрых сильвинитах (п. 6) не противоречит гипотезе динамометаморфизма, поскольку эта жидкая фаза по мере восстановления структурных связей в породе могла изгоняться из нее, точно так же, как при диагенезе из соляного осадка вытеснялась межкристаллическая рапа.

Из механизма образования пестрого сильвинита, который рисует В.А. Вахрамеева, следует, что эта порода является переходной микрофацией между полосчатым сильвинитом и карналлитовой породой. В связи с этим остаются без ответа два вопроса: почему пестрый сильвинит не везде подстилает карналлитовые породы пласта Б и почему нижняя граница общего распространения пестрого сильвинита пласта Б строго соответствует кровле пласта А?

В.Н. Дубинина одновременно с выявлением природы пестрых сильвинитов впервые высказала мысль о том, что каменная соль зон замещений также имеет первичноседиментационное происхождение [82, 84, 86]. При этом ее аргументация совершенно аналогична той, которая использовалась при выяснении генезиса пестрого сильвинита.

Таким образом, к 1954 г. большинство геологов-солевиков признавало, что «наблюдаемые на Верхнекамском месторождении переходы красных сильвинитов в каменную соль, с одной стороны, и пестрых сильвинитов в карналлитовые породы, с другой стороны, могут рассматриваться лишь как закономерные природные явления. Возникновение их обязано различию в составе рапы бассейна во время формирования пород» [84, с. 124].

Позднее эту гипотезу развивали В.И. Копнин [130] и Ю.А. Третьяков [279–282]. Например, по мнению В.И. Копнина, «зоны замещения» формировались главным образом на окончаниях влияния опресняющих вод в тех участках, где они соприкасаются с соляными банками. На склонах последних происходило локальное скопление относительно менее концентрированных рассолов, которое и обусловило формирование «зон замещения» сильвинитов каменной солью» [130, с. 236]. Здесь под «банками» В.И. Копнин понимает положительные неровности рельефа дна.

В связи с отсутствием фактов, на которые опирается В.И. Копнин, и самого механизма формирования зон замещений (к таковому мы не можем отнести фразу: «происходило локальное скопление относительно менее концентрированных рассолов»), генетические построения В.И. Копнина не поддаются критическому анализу. Можно лишь отметить недостатки методологии его исследований, которые видны из следующего: «В основу палеогеографической карты Верхнекамского соледородного бассейна в период формирования сильвинитовой пачки положены особенности распространения разновидностей соляных пород, которые образуются в определенных гидрохимических зонах» [130, с. 232]. Отсюда ясно, что В.И. Копнин вначале принял, что все породы являются фациальными образованиями, а затем реконструирует условия их накопления.

Ю.А. Третьяков на основе изучения строения зон замещений, которые он называет зонами разубоживания, и состава слагающей их каменной соли ввел некоторые дополнения в механизм их образования. В своих построениях он опирался как на ранее известные, так и на новые факты. Отметим только последние:

1. Уменьшение мощности сильвинитовых пластов на участках их замещения.
2. В глинистой фракции нерастворимого в воде остатка каменной соли замещения пласта КрII

содержание окисного железа больше, чем закисного (3,92–6,56% против 3,21–4,11%), в то время как в сильвинитах это соотношение обратное (1,33–10,02% против 1,23–4,67%).

3. Содержание окиси магния в глинистой фракции при нормальном составе пласта КрII больше, чем в зонах замещения (6,14–13,32% против 5,41–5,91%).
4. Отсутствие обогащенного по хлористому калию сильвинитового пласта над зоной замещения.
5. Интенсивная складчатость по краям замещения и спокойное залегание в центре зоны.
6. Большие размеры зон замещений.
7. Постепенный переход от частичного замещения к полному.
8. Общий контур зон замещений в нескольких пластах образует пологий купол.

Механизм образования зон замещений представляется Ю.А. Третьякову в следующем виде: «В солеродный бассейн ежегодно, но в небольшом количестве, поступали воды поверхностного стока с уральской суши. При миграции они растворяли галитовую оторочку соляной залежи и обогащались хлористым натрием. Воды транспортировали глинисто-карбонатный материал и равномерно растекались по поверхности концентрированной рапы. Вследствие разной глубины водоема в пределах положительных и отрицательных структур дна один и тот же объем слабоминерализованных растворов поверхностного стока смешивался с разными объемами материнской рапы. Это вызывало относительно большее ее расслоение на приподнятых участках по сравнению с пониженными, а ежегодный подток опресняющих вод обусловил устойчивость данного режима. Поэтому в период региональной садки калийных солей на мелководных участках рапа не достигала насыщения по хлористому калию и здесь отлагался галит» [280, с. 93].

Приведенные аргументы и механизм формирования зон замещений имеют скрытые изъяны, которые требуют подробного рассмотрения.

Факт уменьшения мощности пластов при замещении сильвинитов каменной солью не обязательно свидетельствует о фациальной природе зон замещений (см. разд. 3.3). По существу, здесь мы встречаемся с той же ситуацией, когда один и тот же факт используется одновременно сторонниками противоположных гипотез.

Для характеристики окислительно-восстановительного потенциала среды накопления галитового и сильвинового осадков Ю.А. Третьяков использует соотношение содержания окисной и закисной форм железа. При этом он пишет, что «на участках формирования зон разубоживания содержание кислорода в рапе было выше, чем в рапе на сопредельных площадях, где шла садка калийных солей» [282, с. 33]. Такая непо-

средственность вызывает ряд возражений. Во-первых, применение этого метода для восстановления физико-химических условий древнего осадконакопления еще не обосновано теоретически, так как он не оправдал себя даже при изучении современных осадков [273]. Во-вторых, трудно представить, что в процессе эпигенеза, когда происходит редукция ионов трехвалентного железа, это соотношение не изменилось бы в пользу закиси железа, особенно тогда, когда есть примесь органического вещества [274]. В-третьих, формирование основного состава гидрослюды нерастворимого остатка солей (именно это определялось Ю.А. Третьяковым) – процесс довольно длительный и происходит он уже в илах, где никогда не бывает окислительной обстановки [273]. В-четвертых, окислительно-восстановительный потенциал среды рапы отражается в составе поглощенного (обменного) комплекса ионов. Но таких исследований Ю.А. Третьяков не проводил.

Автор также не показал, почему изложенное в п. 4–7 указывает на первичноседиментационное происхождение зон замещений. Без дополнительных пояснений этот вывод далеко не очевиден. И, наконец, изложенное в п. 8 (куполообразная форма контуров зон замещений) – просто не соответствует действительности (см. разд. 2.2.).

В отношении механизма образования зон замещений в том виде, как он понимается Ю.А. Третьяковым, следует отметить, что автор априори принимает два необходимых условия: мелководность солеродного бассейна и существование притоков в него вод с уральской суши. Но именно эти условия садки солей в Верхнекамском бассейне являются самыми спорными, а предварительный анализ их (см. разд. 3.1) говорит об обратном. Совершенно не ясными остаются рельеф дна бассейна, объем притекающих вод (если приток был вообще), состав и характер их распределения по акватории бассейна, а также механизм распреснения рапы.

Исходя из общих соображений, можно заключить, что распреснение рапы под воздействием притока вод шло как за счет диффузии, так и за счет ветрового перемешивания. Глубину распреснения рапы солеродного бассейна h_p при ее затоплении пресными водами за счет диффузии найдем из выражения [64]:

$$h_p = 2\sqrt{\pi Dt},$$

где D – коэффициент диффузии KCl в водном растворе (при температуре $25^\circ C$ он равен $210^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$, [142]), t – время распреснения, равное полугоду (весенне-летний период) или $\approx 16 \cdot 10^6 \text{ с}$. Подставив принятые значения, получаем, что $h_p = 0,63 \text{ м}$.

Механическому (волновому) перемешиванию поступающей воды с рапой бассейна препятствовала большая разница плотностей этих двух растворов. Отсутствие механического влияния волн на состав рапы подтверждается тем, что в солях (в том числе и каменной соли зон замещений) сохраняются тончайшие прослои соляных глин.

Все это говорит о том, что распреснение рапы шло на небольшую глубину (возможно, всего на 1 м), и поэтому говорить о разнице насыщенности рапы на «буграх» и в более глубоких местах вообще не приходится, т.е. предложенный Ю.А. Третьяковым механизм не мог иметь места. Более того, этот механизм обладает рядом внутренних противоречий. Ниже рассматриваются только два важнейших из них.

Первое: наличие сквозных зон замещений на месторождении, прослеживающихся по всему разрезу калийной залежи, не совмещается с представлением о малой глубине солеродного бассейна. Если глубина его была мала (первые метры), а образование зон замещений обусловлено выпадением сильвиновых прослоев, то неизбежно с накоплением соляного осадка эти «бугры» должны вскоре исчезнуть (о чем, собственно, говорит и сам автор [280, с. 93]). Зоны замещения прослеживаются иногда через весь разрез залежи, и поэтому высота таких локальных «бугров» должна достигать нескольких десятков метров. Следовательно, тезис о мелководности солеродного бассейна (первые метры) уже не выдерживается.

Второе: автор говорит, что вследствие различия насыщенности распресняющие воды равномерным слоем растекались по поверхности рапы. Но автор не объясняет, почему разница в плотности вод на «буграх» и в местах с большей глубиной не ведет к такому же равномерному растеканию, т.е. стратификации вод по плотности. Это растекание должно уничтожать горизонтальную неоднородность воды, а следовательно, не должно быть и разницы в составе выпадающих в осадок солей.

В разд. 2.2 отмечалось, что в центральных частях многих зон замещений имеются тела галит-ангидритового состава, которые названы автором ангидритовыми ядрами. Изучая текстурно-структурные особенности этих тел, В.И. Дурникин и В.И. Копнин [87] пришли к выводу, что они имеют биогенно-хемогенную природу и по сути являются биогермами. Этому можно противопоставить следующие соображения.

1. Для образования строматолитов необходимо мелководье, что для Верхнекамского бассейна пока не доказано.
2. Образование строматолитов в водах с содержанием солей, близким к эвтонике, в принципе невозможно, поскольку «вблизи эвтоники, в стадию калийного осадкообразования, среда

в осадке, как и в наддонной рапе, почти стерильна (или стерильна вообще?); во всяком случае, жизнедеятельность органического мира в осадке становится совершенно ничтожной, близкой к нулевой» [274, с. 206]. Это подтверждается тем, что в современную эпоху строматолиты образуются в бассейнах с минерализацией не выше, чем в себхах, и не обнаружены ни в одной древней галогенной толще.

3. Если принять, что ангидриты, заполняющие пустоты между нитями водорослей, являются хемогенными (как галит и сильвин), то необходимо допустить сверхконтрастность насыщения рапы, которая на расстоянии в несколько десятков метров может одновременно продуцировать гипс, галит, сильвин и карналлит. Такая сверхконтрастность невозможна, так как она противоречит наблюдаемой вертикальной плотностной стратификации рапы.
4. Структура ангидритов, тела которых приняты за строматолитовые образования, вполне объяснима особым ходом перекристаллизации ангидрита, когда его растущие кристаллы раздвигали в стороны чуждый материал [274]. В данном случае мы имеем дело с конвергенцией признаков, которая может легко проявиться при большом разнообразии структур строматолитов [346] и ангидритовых пород зон замещения (см. разд. 2.2).

В целом первичноседиментационная гипотеза была выдвинута как альтернатива гипотезе динамометаморфизма. Если она обошла трудный вопрос «сильвинитизации давлением», то для образования пестрых сильвинитов и каменной соли зон замещений ей оказались необходимы другие, не менее экстраординарные условия (например, чрезвычайно малая глубина бассейна, горизонтальная сверхконтрастность состава его рапы и др.), которые, в общем-то, остались недоказанными. Более того, она хуже увязывается с наблюдаемыми фактами.

Флюидогеодинимическая гипотеза. В 1956 г. А.Е. Ходьков предложил новую гипотезу вторичного образования пестрых сильвинитов и каменной соли зон замещений [318], которую он развил в последующих работах [33, 321, 324 и др.]. Сущность гипотезы заключается в том, что при уплотнении толщи соляных осадков седиментационные воды нижних горизонтов, отжимаясь, попадали в верхние части разреза и взаимодействовали с калийсодержащими породами, замещая карналлитовые породы на пестрые сильвиниты, а сильвиниты (красные, полосчатые, пестрые) – на каменную соль. При этом разгрузка отжимающихся вод происходила на локальных участках (брахиантиклиналях) и «следовательно, подземные воды нижних толщ пронизывали вышележащие отложения и оказывали на них

определенное воздействие» [318, с. 328]. Эта гипотеза удачно объясняет многие сложности пространственных взаимоотношений пород продуктивных пластов месторождения. По этому поводу А.Е. Ходьков писал: «...подвижность вод, специфика самих пород, с учетом их слоистости, трещиноватости и состава, позволяют, как нам кажется, объяснить любые наблюдаемые виды и взаимоотношения карналлитов и пестрых сильвинитов, сильвинитов и галита в калийной залежи» [318, с. 330–331].

В качестве фактов, подтверждающих его гипотезу, А.Е. Ходьков приводит ряд особенностей строения калийной залежи:

1. Замещенные зоны представляют собой локальные участки, приуроченные к брахиантиклинальным структурам.
2. Участки замещения верхних пластов, как правило, находятся в контуре замещенных зон нижних.
3. Наблюдается зависимость: почти всегда большому замещению сильвинитовой пачки отвечает большая сильвинитизация карналлитовых пластов.
4. Наблюдается вертикальная и горизонтальная зональности замещения. В периферических участках зон замещенные и незамещенные породы находятся в таких сложных пространственных взаимоотношениях, которые не могут быть объяснены пестротой условий первичного осадкообразования.
5. Значительное распространение вторичных лимонно-желтых и белых (без красящих микровключений) карналлитов в карналлитовых пластах, расположенных над сильвинитизированными пластами.
6. Снижение мощности сильвинитизированных пластов на величину, соответствующую потере карналлитом $MgCl_2 \cdot 6H_2O$.
7. Наличие реликтовых структур в замещенной части годового слоя пласта $KrII$.
8. Содержание брома в пестрых сильвинитах ниже не только по сравнению с карналлитовыми породами, но и по сравнению с красными сильвинитами.
9. Более высокая газоносность пестрых сильвинитов по сравнению с красными сильвинитами.
10. Приуроченность железистых включений в сильвине пестрых сильвинитов к границам зерен.
11. Значительное количество галитовых микровключений в сильвине пестрых сильвинитов.
12. Наличие измененного (перекристаллизация, укрупнение зерен) ангидрита в зонах замещения.
13. Присутствие в разрезах некоторых скважин на месте сильвинитовых пластов красной

и сургучно-красной каменной соли, визуаль-но не отличающейся от сильвинита.

14. Зональность кристаллов (как следствие ко-лебания состава движущихся вод).

Из приведенного видно, что в качестве аргументов А.Е. Ходьков использовал ряд фактов, которые были спорными еще во времена выдвижения гипотезы и не подтвердились позднее. К таким относится, например, изложенное в п. 1. Более того, позднее стало известно, что пестрые сильвиниты и каменная соль зон замещения разви-ты широко по всей площади месторождения и не имеют тенденции приуроченности к бра-хиантиклинальным структурам. Часть фактов (пп. 6, 7 и 14) использовалась для доказательств первичноседиментационного происхождения пестрых сильвинитов и каменной соли зон за-мещения, а, значит, без их анализа они не могут быть использованы для подтверждения альтер-нативной гипотезы.

Отметим один важный факт, который не объ-ясняется флюидогеохимической гипотезой в трактовке А.Е. Ходькова, – это преимуществен-ное развитие крупных полей пестрых сильвини-тов к восточным краям залежи (см. разд. 1.2.1).

Положительный стороной предложенной ги-потезы является не только ее хорошая согласо-ванность с большинством особенностей геологическо-го строения калийной залежи, но и ее историчность. Отжатие седиментационных вод из квазиодно-родной толщи вверх и их разгрузка в пределах ло-кальных участков, вследствие распада субгоризон-тальной толщи на серию положительных структур, перемежающихся с отрицательными, является, как это четко показал А.Е. Ходьков, естественным хо-дом развития бассейна седиментации.

Раннедиагенетическая гипотеза. В 1963 г. вы-шла в свет работа А.А. Иванова, в которой автор с учетом новых закономерностей распределения пестрых сильвинитов, выявленных после 1956 г., предложил свою гипотезу. В основе гипотезы лежит новый механизм образования этих по-род. Суть его состоит в том, что сильвин пестрых сильвинитов образовался в раннюю стадию диагенеза при воздействии на карналлит хлор-натриевых рассолов, притекающих в бассейн с уральской суши. Свою точку зрения А.А. Иванов отстаивал и развивал в ряде последующих работ [106, 107]. Среди новых закономерностей рас-пределения пестрых сильвинитов А.А. Иванов приводит следующие [103]:

1. Преимущественное и резкое преобладание полей и участков с развитием пестрого сильви-нита на восточной окраине месторождения.

2. Наличие пестрого сильвинита во всех пла-стах карналлитового горизонта при более или менее закономерном сокращении полей разви-тия сильвинита вверх по разрезу.

3. Разный вертикальный диапазон развития пестрого сильвинита на отдельных участках площади месторождения при сохранении по-стоянства сильвинитового состава пластов, или при различной перемежаемости карналлитовой породы и пестрого сильвинита.

4. Отсутствие выдерживающейся закономер-ной и прямой пространственной генетической связи между участками развития каменной соли в пластах красного сильвинита и пестрого силь-винита в пластах карналлитовой породы.

5. Отсутствие пространственной и генети-ческой приуроченности проявлений пестрого сильвинита к локальным брахиантиклинальным соляным структурам и, наоборот, широкое раз-витие пестрых сильвинитов на участках любых структурных форм месторождения.

Кроме несоответствия гипотезы флюидо-геодинамики некоторым фактам, А.А. Иванов отмечает ее слабую проработку в отношении на-правления миграции и механизма разгрузки вод, отжимаемых из толщи соляных осадков. В частно-сти, он отмечал, ссылаясь на работу М.Г. Валяшко [34], что маточные растворы должны отжиматься из соляных отложений не вверх, а вниз.

Гипотеза раннедиагенетического проис-хождения пестрых сильвинитов была поддержа-на В.И. Раевским [244] и развита Л.Н. Морозовым [190–193]. В частности, Л.Н. Морозов дополнил условия раннедиагенетического transforma-ции калийных минералов малой глубиной со-леродного бассейна, существованием «бугров» в рельефе его дна и сезонным прогреванием рапы. Все это он применил для объяснения ме-ханизма образования не только пестрых силь-винитов, но и каменной соли зон замещений. По его мнению, выпавшие в осенне-зимнее вре-мя карналлит и сильвин с повышением темпера-туры рапы на мелководных участках («буграх») растворялись. Карналлит разлагался с образова-нием сильвина, а сильвин полностью растворял-ся. Таким образом, в годовом цикле на «буграх» накапливался либо только сильвинит, либо только каменная соль.

Завершением обсуждаемой гипотезы явля-ется работа, в которой А.А. Иванов приводит сведения о взаимоотношении пестрых сильви-нитов и каменной соли зон замещений внутри калийной залежи, а также объединяет процессы образования этих пород в один процесс, при со-хранении общего механизма их формирования. При этом он использует следующие дополни-тельные аргументы:

«3. Распределение в разрезе сильвинито-кар-наллитового горизонта образований пестрого сильвинита отличается той же неравномерно-стью, что и зон разубоживания во всей толще калийных солей. Наблюдается разнообразное

и незакономерное чередование (перемежае-мость) образований пестрого сильвинита, кар-наллитовой породы и каменной соли.

4. Отсутствует взаимозависимость в распре-делении в разрезе зон разубоживания и образо-ваний пестрого сильвинита. Наряду с разрезами, в которых, например, сильвинитовый горизонт полностью или в большей части (а иногда и пласт Б) представлен разубоживающей каменной со-лью, а все вышележащие пласты сложены пе-стрым сильвинитом, распространены разрезы, где при таком же большом развитии пестрого сильвинита пласты сильвинитового горизонта сохраняют нормальный состав.

5. В ряде пластов наблюдается взаимосвязь между размещением в плане полей пестро-го сильвинита и участков разубоживания. Так, в пластах Б-Е либо все, либо большин-ство участков разубоживания расположены внутри полей пестрого сильвинита. В выше-лежащих пластах Ж-К большинство участков разубоживания размещены внутри полей кар-наллитовой породы, но и здесь они нередко окружены пестрым сильвинитом или ассоци-ируются с последним.

6. Размеры отдельных участков зон разубо-живания и суммарные их площади во много раз (от нескольких до многих десятков) меньше та-ковых пестрого сильвинита» [106, с. 196].

В заключении А.А. Иванов пишет: «Таким образом, мы предполагаем, что и пестрый силь-винит, и участки разубоживания образовались в стадию раннего диагенеза. Образование пе-строго сильвинита было связано с воздействием на первичноотложенную карналлитовую породу вод и рассолов хлористого натрия, поступавших с площади стока, а также атмосферных осадков в фазу открытого бассейна. Зоны разубоживания образовались при более глубоком гидромета-морфизме калийных солей, но, по существу, тем же путем» [106, с. 198–199].

Часть аргументов А.А. Иванова не отвергают механизм, предложенный А.Е. Ходьковым. Так, аргумент об отсутствии пространственной свя-зи между зонами замещения по разрезу просто не соответствует действительности. Например, по данным Л.Н. Морозова [191], в 97% случаев над зонами замещения имеется пестрый сильвинит. К тому же сам метод выявления этой закономер-ности, примененный А.А. Ивановым, явно не ге-ологический (рассмотрена серия колонок про-странственно не связанных буровых скважин). Для утверждения тезиса об отсутствии про-странственных связей между этими образова-ниями необходимо построение и анализ геологи-ческих разрезов калийной залежи, чего не было сделано (результаты этого анализа, проведен-ного нами, приведены в разд. 2.2). И только два

факта, изложенные в пп. 1 и 5, не объясняются гипотезой А.Е. Ходькова, но и не свидетельствуют в пользу раннедиагенетической гипотезы.

Еще хуже обстоят дела у А.А. Иванова с кри-тикой теоретических построений А.Е. Ходь-кова. Как уже отмечалось, основным доводом явилась ссылка на работу М.Г. Валяшко, в кото-рой отмечено, что: «...маточные растворы, про-питывающие соляные отложения, постепенно из них отжимаются не вверх, как это принимается многими исследователями, а вниз» [34, с. 354–355]. Это заключение сделано на основе экспе-риментальных исследований по перемещению растворов разного удельного веса, проведенных группой его сотрудников еще до выхода в свет монографии М.Г. Валяшко [34], результаты ко-торых были опубликованы позднее в ряде статей (например, [35]). Авторы этих статей утвержда-ют, что маточные рассолы солеродных бассейнов вследствие их высокой плотности опускаются по вертикали сквозь толщу пород вплоть до кри-сталлического фундамента. Несостоятельность этого утверждения очевидна, и оно было под-вержено критике со стороны гидрогеологов (на-пример, [288]). Поэтому несостоятельна и кри-тика А.А. Ивановым теоретических положений флюидогеохимической гипотезы.

И, наконец, отметим, что раннедиагнети-ческой гипотезе присущи те же недостатки, что и первичноседиментационной гипотезе (отсут-ствие доказательств мелководности бассейна, неясность рельефа его дна, необходимость под-тока континентальных вод и др.).

Гипотеза сквозьсолевой миграции вод пред-ложена А.К. Вишняковым [32, 45]. Суть ее со-стоит в том, что в ходе тектонического развития Соликамской впадины над стыками блоков кри-сталлического фундамента в осадочном чехле предполагается образование сквозных зон по-вышенной трещиноватости, пронизывающих и соляную залежь. По этим зонам в соляную за-лежь внедрялись подсолевые и надсолевые воды, которые, взаимодействуя с первичными калий-ными породами, образовали зоны замещения и пестрые сильвиниты.

Из фактов, использованных А.К. Вишняко-вым для доказательства, отметим только те, ко-торые не упоминались при анализе уже рассмо-транных гипотез. К ним относятся:

1. По данным бурения с поверхности, боль-шинство зон замещения располагаются цепоч-ками, имеющими различное простирание.

2. Некоторыми скважинами (273а, 451, 534 и др.) вскрыт аномально широкий стратиграфический интервал развития шпатового галита.

3. Абсолютный возраст некоторых разностей сильвина (молочно-белый, розовый), опреде-ленный калий-аргоновым методом, меньше, чем

геохронологические рубежи пермской системы.

4. Вторичные изменения пород, вмещающих некоторые полости-трещины.

5. Широкое развитие залеченных трещин.

6. Истечение рассолов и выделение газов из многих открытых трещин.

7. Случаи фиксации повышенного содержания хлористого кальция (до 95–105 г/кг) и брома во внутрисолевых рассолах.

8. Под зонами замещения сильвинитовых пластов в подстилающей каменной соли, по данным Ю.А. Третьякова (источник А.К. Вишняков не указан), обнаружены повышенные содержания серебра, фосфора и бария, по сравнению с участками с нормальным разрезом.

9. Наличие трещин, заполненных жидкими углеводородами (нефть).

Следует отметить, что не все приведенные в качестве аргументации факты являются однозначными. Так, например, наличие в породах соляной толщи залеченных трещин (п. 5) не обязательно свидетельствует о былой миграции по ним подсолевых и надсолевых вод. Дело в том, что подавляющее большинство залеченных и открытых трещин на месторождении связано с процессами складкообразования (см. разд. 2.5). Вторичные минералы, заполняющие эти трещины, могли образоваться и при перемещении внутрисолевых рассолов под действием локального перераспределения давлений при складкообразовании. Всё это относится также к изложенному в п. 6.

Не совсем удачной является интерпретация фактов повышенного содержания хлористого кальция и брома во внутрисолевых рассолах (п. 7). Содержание хлористого кальция во внутрисолевых рассолах часто превышает 100 г/дм³ (см. разд. 1.4), тогда как максимальные наблюдаемые содержания этого компонента в водах подсолевых отложений в районе месторождения, по данным И.Н. Шестова [340], не превышают 60 г/кг (Усть-Игумская скважина). Отсюда следует, что случаи повышенного содержания хлористого кальция во внутрисолевых рассолах не обязательно объясняются проникновением подсолевых вод в соляную толщу. Аналогичные доказательства можно привести и в отношении содержаний брома. Из-за отсутствия конкретных данных (зарисовок, результатов анализа и т.п.) факты, изложенные в пп. 8 и 9, выглядят не совсем убедительно.

Не выдерживают критики и некоторые теоретические положения гипотезы. В качестве таких примеров приведем два высказывания из работы А.К. Вишнякова, не требующих комментариев: «Не нужно забывать о том, что при наличии в галогенной толще мигрирующего по трещинам флюида, последний, создавая в них внутреннее давление, будет в состоянии предотвращать смы-

кание их стенок, особенно если в подстилающих соляные породы отложениях существуют напорные или поглощающие (? – А.К.) горизонты» [45, с. 59] и «...миграция напорных подсолевых вод и рассолов возможна только при условии нахождения соленосной толщи ниже местного базиса эрозии» [45, с. 61].

Несмотря на ряд недостатков, в том числе на явно несостоятельный тезис о возможности миграции надсолевых вод сквозь соляную толщу, отметим, что гипотеза сквозной миграции вод имеет рациональное зерно. Положительной ее стороной является обоснование механизма формирования сквозсолевых зон трещиноватости и возможности миграции по ним подсолевых флюидов. К сожалению, эта сторона гипотезы не получила дальнейшего развития.

Гипотеза термодинамометаморфизма была выдвинута и развита коллективом сотрудников ВНИИГ под руководством Н.М. Джиноридзе [71–78]. Термодинамометаморфизм солей в этой гипотезе рассматривается в качестве совокупности процессов, сопровождаемых формированием региональных надвигов, наличие которых в соляной толще предполагают авторы (см. разд. 1.2.2).

«Причиной формирования зон РФСД, ТДР и ДРК является продольное сжатие слоистых литифицированных соляных толщ, механизм которого создает условия постепенного возрастания температуры (до 70–100°C), одностороннего тектонического давления» [75, с. 97]. «Повышение давления и температуры приводит к динамической перекристаллизации соляных минералов, что, в свою очередь, способствует выделению флюидной фазы, содержащейся внутри первичных кристаллов в виде твердых и газо-жидких микровключений, а также в прослоях галопелитов в виде «рыхлосвязанной воды». Односторонне направленное с востока на запад тектоническое давление (стресс) в присутствии высвобожденных и генерируемых на месте флюидов (жидкость, газ) создавало в соляной толще локальные проницаемые зоны, направленные снизу вверх и с востока на запад. Через эти зоны происходило удаление растворов, выносящих хлористый калий. Выжимаясь вверх, они должны были участвовать в образовании пестрых сильвинитов из карналлитовых пород, по гипотезе Е.Э. Разумовской (1931) и Ю.В. Морачевского (1939), что предполагает пространственную связь между зонами ТДР и областями распространения пестрых сильвинитов пласта Б» [74, с. 173].

Однако наиболее четкое определение термодинамометаморфизма применительно к ВКМС дано в одной из рукописных работ (Джиноридзе Н.М. и др. Обосновать выделение региональных надвигов в южной части Верхнекамского месторождения калийных солей.

Отчет о НИР. Л.: ВНИИГ, 1991, с. 9): «Термодинамометаморфизм соляных пород, являясь следствием тектоники сжатия, локализуется на площади месторождения вдоль тектонически интенсивно «переработанных» зон и распространяется на всю соляную толщу независимо от глубины ее погружения. В отличие от катагенеза, термодинамометаморфизм, в свою очередь, создает в соляной толще восходящие проницаемые зоны (каналы), в которых происходит коренное преобразование вещественного состава, структуры и текстуры соляных пород, сформированных на этапах седиментации и диагенеза. Преобразование включает динамическую перекристаллизацию, растворение, новообразование, замещение и вынос вещества с участием флюидов (кристаллогидраты, газ), выделившихся из соляных минералов и пород при возрастании температуры (до 100–120°C) и одностороннего давления».

Для подтверждения гипотезы приводится множество фактов, но основными из них являются:

1. Смещение в западном направлении геометрических центров зон замещения верхних пластов относительно нижних.
2. Наличие в солях локальных внутрислоевых срывов (т.е. то, что авторы называют мягкими разрывами).
3. Присутствие рыхлых солей (гранулированной, шламовидной и плитчатой каменной соли) в верхних частях соленосной толщи.
4. Общая ориентировка осей зон замещений и контуров участков развития пестрых сильвинитов в плане совпадает с направлением предполагаемых региональных надвигов и зон РФСД.
5. Зеркала скольжения в породах надсолевого комплекса.
6. Широкое развитие на участках зон замещений динамофлюидальных текстур и структур соляных пород.
7. Определенная методами термобарогеохимии минимальная температура перекристаллизации солей на участках зон замещений составляет 40–100°C.
8. Наличие в верхней части СМТ над зонами замещений ореолов с аномальным содержанием хлоридов магния и кальция.
9. Высокие давления (100–200 атм.) газовых включений в молочно-белом сильвине.

Нет сомнения, что большинство из перечисленных фактов (например, пп. 1, 2, 5–9) соответствует действительности, так как установлено посредством объективных измерений (химический анализ, исследования под микроскопом, термобарогеохимия) и непосредственных наблюдений стенок горных выработок и керн.

Исключением, может быть, является только изложенное в пп. 3 и 4.

Объяснять образование рыхлой каменной соли естественными процессами, вероятно, преждевременно по двум причинам. Первая: рыхлые соли могут быть результатом техногенного воздействия на каменную соль (процессы сдвига при подработке массива, воздействие бурового инструмента, характер проявления разгрузки породы при отделении керна от массива и т.п.). Шламовидная каменная соль, например, как по внешнему виду, так и по составу идентична буровому шламу, получаемому на отдельных интервалах разреза. На возможность техногенного образования рыхлых солей нами обращалось внимание еще во время ее первого обнаружения в скв. 5и, пройденной в месте прорыва вод в рудник [148]. В этой же работе отмечалось, что в районе блока 8 на 4-й западной панели в надсолевых породах обнаружен дезинтегрированный песчаник.

Вторая: трудно представить, что дезинтегрированная соляная порода, залегающая на глубинах 200–250 м, может остаться таковой геологически длительное время, и особенно в том случае, когда имеются все условия (плоскость надвига) для дренажа флюидов, препятствующих восстановлению структурных связей между зернами. Практика показывает, что галитовые отходы, хранящиеся на солеотвалах, приобретают значительную прочность в течение первых лет.

Не совсем убедительно выглядит аргумент, изложенный в п. 6. Дело в том, что не все зоны замещений имеют в плане вытянутую или эллипсоидную форму. Что касается контуров, ограничивающих распространение пестрых сильвинитов в пластах карналлитовой пачки, то говорить о какой-то согласованности вообще не имеет смысла, особенно при анализе региональной и локальной изменчивости минерального состава продуктивных пластов (см. разд. 1.2 и 2.2).

Но не это определяет главные недостатки гипотезы. Они заключаются в отсутствии расчетов количества энергии и веществ, принимающих участие в процессах. Ниже приведены расчеты возможного количества тепла, генерируемого при деформации пород, количества флюидов (рассолов), генерируемых в зонах РФСД, и оценка их потенциальной агрессивности по отношению к калийно-магниевым минералам.

Попытаемся сделать прямые расчеты возможного повышения температуры, которое имело место при наблюдаемых деформациях соляных пород Верхнекамского месторождения. Обозначим через ΔT прирост температуры,

который имел место при деформации элементарного объема, находящегося в адиабатических условиях, за счет перехода механической энергии A в тепловую Q , допуская, что $A = Q$. Эта величина рассчитывается по формуле:

$$\Delta T = Q / (c \cdot m),$$

где c – удельная теплоемкость, Дж/(кг·К), которая для каменной соли составляет 2557; m – масса вещества, которая для 1 м³ каменной соли составляет 2160 кг.

Механическая работа A единичного деформированного объема породы находится по формуле [293]:

$$A = \tau \cdot \varepsilon \cdot V$$

где τ – тектоническое деформирующее напряжение, Па; ε – средняя деформация по объему; V – элементарный объем, в нашем случае равный 1 м³.

Тектоническое сдвиговое напряжение (стресс), под действием которого происходила деформация соляных пород, является палеонапряжением, и поэтому оно может быть оценено только косвенно, исходя из геологических соображений, общих положений механики горных пород и результатов лабораторных исследований физико-механических свойств каменной соли. Получить истинное значение τ , вероятно, никогда не удастся, поэтому мы попытаемся ограничить его сверху, т.е. определить максимальное значение, которое возможно в наших условиях.

Самым жестким ограничением сверху является то, что τ не может превышать максимальное касательное напряжение τ_3 , которое имеет место при разрушении горной породы в соответствующих условиях, т.е. $\tau < \tau_3$.

Наиболее изученной физико-механической характеристикой соляных пород, в том числе и каменной соли, является прочность на сжатие $\sigma_{сж}$, которую используем для определения τ_3 , т.е. $\tau_3 = 0,5 \sigma_{сж}$.

По справочным данным (например, [272]), предел прочности каменной соли на сжатие при температуре 24°C и всестороннем давлении 100 бар составляет 770 бар, а при всестороннем давлении 530 бар – 830 бар. Зададимся условием, что деформация происходила на предельно возможной для Соликамской впадины глубине, равной 1000 м, где литостатическое давление составляет около 250 бар. Интерполируя, найдем, что при этом всестороннем давлении предел прочности каменной соли на сжатие составляет 790 бар (79 МПа). Однако эта величина, рассчитанная по данным кратковременных испытаний, представляет собой мгновенную прочность. Исходя из того что процесс деформирования пород в зонах формирования предполагаемых надви-

гов проходил за геологическое время, в наших расчетах мы должны принять величину длительной прочности на сжатие $\sigma_{сж}^{дл}$. Известно, что эта величина не превышает $0,75 \sigma_{сж}$, т.е. $\sigma_{сж}^{дл} < 0,75 \sigma_{сж}$. Отсюда получаем, что $\tau < 0,375 \sigma_{сж}$.

Теперь определимся с величиной ε . В зонах формирования предполагаемых надвигов локально деформация пород может достигать нескольких сот процентов. В среднем же она значительно ниже. Ограничим величину ε сверху. Известно [293], что если пласт сжат в непрерывные складки, амплитуда которых примерно равна их ширине, то деформация в целом составляет 60% или 0,6. Геологическая ситуация зон замещений свидетельствует, что средняя деформация пород значительно ниже, тем не менее примем, что $\varepsilon = 0,6$.

Принимая максимальные значения τ и ε , найдем, что в адиабатических условиях прогрев соляных пород на участке формирования предполагаемых надвигов не превышает 3,2°C. Следует отметить, что этот расчет сделан явно в сторону увеличения тепла, выделяемого при деформации. Если взять умеренные величины, так как не вся механическая работа переходит в тепловую, прочность массива несколько ниже, чем прочность образцов по данным лабораторных исследований, генерируемое тепло неизбежно рассеивается в окружающий массив (тем более что каменная соль обладает аномально высокой теплопроводностью), то очевиден вывод: рассматриваемые в гипотезе процессы не могли проходить без поступления тепла извне.

Дадим оценку потенциального количества вод, которое может выделиться при термодинамометаморфизме пород ПдКС. Основная часть воды этой толщи сосредоточена в несоляных породах (карбонатно-сульфатно-глинистые пласты и прослой глинисто-ангидритового материала), между зернами соляных пород и внутри зерен соляных минералов в виде микровключений.

Как уже отмечалось, пористость несоляных пород довольно велика и составляет 8,3%. При суммарной мощности этих пород в ПдКС 70 м (см. разд. 3.1), объем поровых растворов, содержащихся в столбе сечением 1 м², равен 5,8 м³.

Средняя пористость литифицированных соляных осадков равна 1,5% (см. разд. 3.1). Весовое содержание воды в зернах (в монокристаллах) сильвина колеблется в интервале 0,3–0,41% [132]. Учитывая теоретическую плотность сильвина (1,9865 г/см³) и минимальную плотность микровключенных растворов (1,25 г/см³), найдем, что объемное содержание рассолов в кристаллах сильвина составляет $\approx 0,65\%$. Мы можем взять эту величину и для оценки объемного содержания рассолов в кристаллах галита, поскольку это и так очень высокое значение. Обычные объемные содержания флюидов в кристаллах природных минералов составляют 0,01–0,1%. Отсюда

получаем, что суммарное объемное содержание растворов в «чистых» соляных породах (т.е. без соляных глин) составляет 2,15%. Мощность этих солей в ПдКС достигает 260 м и, следовательно, объем всех вод, содержащихся в них, оценивается в 5,6 м³ на один квадратный метр залежи.

Таким образом, возможный средний объем различных вод, выделяющихся при термодинамометаморфизме пород ПдКС, не может превысить 11,4 м³ на каждый квадратный метр этой толщи.

Для количественной оценки потенциальной выщелачивающей способности этого объема растворов используем результаты расчетов, приведенных в разд. 3.8 (табл. 3.7). Из них следует, что при $t = 15^\circ\text{C}$ один кубометр рассола, насыщенного по NaCl и не содержащего других компонентов, может растворить 0,122 т сильвина или разложить 1,549 т карналлита с выделением из него KCl в форме сильвина. Отсюда следует, что весь раствор, содержащийся в столбе пород (сечением 1 м²) от подошвы до кровли ПдКС, может растворить не более 1,4 т сильвина или разложить 17,7 т карналлита.

На ВКМС имеются сквозные зоны, где все продуктивные пласты представлены каменной солью замещения. В табл. 3.3 показано, какое количество карналлита должно разложиться, а сильвина вынестись при образовании сквозной зоны замещения (в расчете на 1 м² залежи).

Сравнение потенциальной выщелачивающей способности выделяющихся растворов (1,4 т сильвина и 17,7 т карналлита) с итоговыми цифрами (см. табл. 3.3) говорит о том, что если при термодинамометаморфизме выделится вся вода (что, конечно, невозможно), содержащая только NaCl (в действительности в ней должно

быть какое-то количество KCl и MgCl₂), то ее все равно не хватит даже для сильвинитизации карналлита. Что касается метасоматического замещения сильвина всей калийной залежи, то здесь разница почти на порядок (ее недостаточно для замещения сильвинитов одного пласта КрII). Отсюда видим, что образование сквозных зон замещения при термодинамометаморфизме невозможно. Необходимо искать другие источники агрессивных водных растворов.

Таким образом, гипотеза термодинамометаморфизма увязывает многие факты, которые не могут найти объяснения в рамках других гипотез, что является ее положительной стороной. Однако она не представляет единого целого в связи со слабой теоретической доказанностью ее основных положений.

Гипотеза полигенного образования зон замещений, автором которой является С.А. Филиппов [310, 311]. Вместо устоявшегося термина «зоны замещения» С.А. Филиппов предложил назвать их зонами разубоживания и замещения (ЗРЗ). В работе [311] приведена общая классификация этих образований, содержащая три типа и семь подтипов. Рассмотрим некоторые механизмы образования и критерии выделения типов и подтипов ЗРЗ.

Галогенетический (или фациальный) тип содержит один подтип ЗРЗ – седиментационно-фациальный. Механизм образования ЗРЗ этого типа, по С.А. Филиппову, аналогичен таковому из первичноседиментационной гипотезы в вариации В.И. Копнина, и поэтому ему присущи все недостатки, которые уже рассмотрены ранее.

Второй тип ЗРЗ (флюидогеодинамический или гидрометаморфический) С.А. Филиппов

Таблица 3.3

Продуктивность основной части разреза калийной залежи (в среднем по центральной и южной частям ВКМС)

ПЛАСТ	МОЩНОСТЬ, м	СОДЕРЖАНИЕ, %		Продуктивность, т/м ²	
		KCl	MgCl ₂	по сильвину	по карналлиту**
Е	4,72	15,1	9,69	1,7*	6,3
Д	4,27	14,4	10,40	1,8*	6,7
Г	4,96	16,8	11,30	1,8*	6,7
В	4,35	21,7	10,90	2,2*	8,2
Б	1,58	31,2	5,62	1,2*	4,5
А	1,51	37,3	—	1,2	—
КрI	1,10	33,2	—	0,8	—
КрII	4,54	30,3	—	2,9	—
Сумма	27,03	—	—	13,3	32,4

* Количество сильвина при полной сильвинитизации карналлита

** Количество исходного карналлита

делит на три подтипа. Первый из них (конседиментационно-фильтрационный) формируется на стадии раннего диагенеза по механизму, изложенному в работе [310, с. 126]: «Конседиментационно-фильтрационные ЗРЗ образуются на стадии раннего диагенеза в сформировавшемся осадке, когда после отложения одного или нескольких его слоев под действием гравитационных сил происходит отжимание захороненных седиментационных рассолов. При наличии в рельефе дна бассейна седиментации депрессий тяжелые захороненные рассолы, не насыщенные хлористым калием, отжимаются из галитовых слоев и пластов. По пути фильтрации они растворяют сильвинитовый осадок, откладывая вместо него галит, что и приводит к появлению в калийных пластах конседиментационно-фильтрационных зон замещения карналлита на галит. При этом внутри зон замещения хорошо сохраняется и прослеживается сезонная слоистость, причем замещенным прослоем сильвинита соответствуют в них вновь образовавшиеся прослои зернистого галита». Схематически этот механизм показан на рис. 3.6.

Первое, что необходимо отметить, так это невозможность такой стратификации рассолов, какая показана на рис. 3.6: насыщенный по хлористому магнию рассол не может находиться над рассолом, насыщенным только по хлористому натрию. Кроме того, к самому механизму имеется несколько принципиальных вопросов, например, таких как: за счет каких сил хлорнатриевые рассолы перемещаются в горизонтальном направлении? как влияет на направление фильтрации захороненных растворов уплотнение соляного осадка? почему синклиналь, сложенная каменной солью замещения, в последующем «выпрямляется»? Ответов на эти вопросы работа не содержит.

Следующий подтип ЗРЗ (катагенетический фильтрационно-метасоматический) образуется при воздействии на калийные породы растворов, проникающих в калийную залежь из подстилающих ее толщ по разрывным нарушениям, трещинам и другим проницаемым зонам. Этот механизм полностью соответствует ранее высказанным идеям А.К. Вишнякова.

Третий подтип (гипергенный инфильтрационный или эрозионно-карстовый) флюидогеодинемических ЗРЗ хорошо известен как гипергенный карст (см. разд. 3.5).

Третий тип ЗРЗ (галокинетический или соляно-тектонический) связывается с деформацией и перемещением пластов калийных солей при галокинезе. Первый подтип ЗРЗ этого типа (конседиментационно-подводно-оползневый) показан на рис. 3.7. На зарисовке «типичного оползня» (см. рис. 3.7а) даже ориентировочно

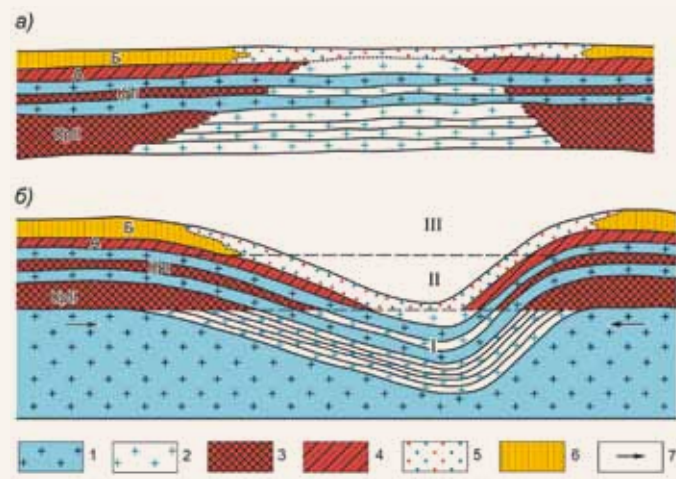


Рис. 3.6. Схема образования ЗРЗ конседиментационно-фильтрационного типа: современный профиль (а) и реконструкция (б) (по [310]). 1 – межпластовая каменная соль; 2 – каменная соль замещения; 3 – красный сильвинит; 4 – полосчатый сильвинит; 5 – пёстрый сильвинит; 6 – карналлит; 7 – пути миграции захороненных рассолов. Зоны рассолов (рапы), насыщенных по NaCl (I), KCl (II), MgCl₂ (III)

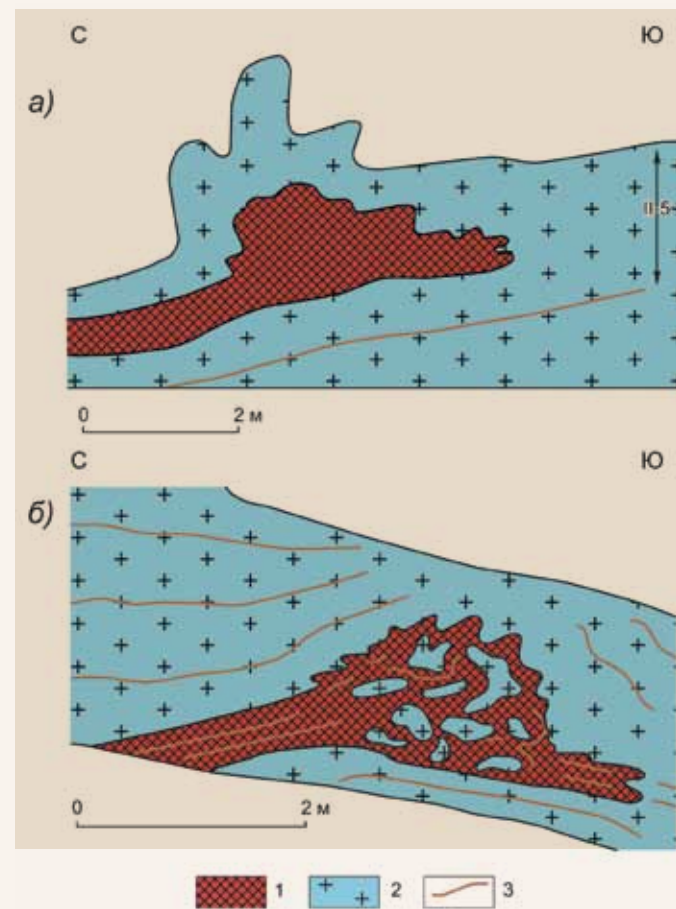


Рис. 3.7. Примеры конседиментационно-подводно-оползневых ЗРЗ на СКРУ-2: а) слой 5 пласта КрII, б) пласт КрI (по [310]): 1 – красный сильвинит; 2 – каменная соль; 3 – прослои глины

не показано положение плоскости (поверхности) скольжения, которая является неотъемлемой частью любых оползней. Здесь же отсутствуют прослои соляных глин (они необходимы хотя бы в той части, где отсутствует влияние «оползня»). Контуры части слоя 5, расположенной над «оползнем», явно не седиментационные и свидетельствуют об одновременной деформации его вместе с материалом оползня в стадию эпигенеза. Строение слоя 5, показанного на рис. 3.7а, явно не соответствует действительному. Вызывает также удивление необычайно большая мощность этого слоя, которая, согласно зарисовке, составляет не менее 2 м.

Представленная зарисовка «оползня» пласта КрI (рис. 3.7б) тоже вызывает ряд вопросов: какова природа блоков каменной соли в теле «оползня»? почему на соляном поднятии, где находится данный «оползень», мощность пласта в 2,5 раза меньше, чем в среднем по месторождению? почему «оползень» симметричен? и т.д. и т.п. И главный вопрос – почему при «частом и широком площадном развитии» таких ЗРЗ они не были обнаружены на месторождении в течение 70 лет? С учетом предыдущего можно дать лишь один ответ – соляная толща Верхнекамского месторождения не имеет признаков подводно-оползневых явлений.

Почти то же можно сказать и по поводу выделения второго подтипа галокинетических ЗРЗ (диагенетического послыного перемещения солей). Действительно, в работах Б.М. Голубева, на взгляды которого ссылается автор гипотезы, неоднократно отмечалось, что «в сильно сжатых и резко асимметричных складках 3-го порядка сильвинит (карналлит) и зернистая каменная соль бывают почти полностью выжаты из синклиналей» [61, с. 104]. Но ни в одной работе Б.М. Голубева не упоминалось, что сильвинитовые пласты и прослои были отжаты полностью. Напротив, он отмечал, что «несмотря на сложность и интенсивность внутрислоевой складчатости, последовательность наслоения калийного пласта в складках не нарушается» [56, с. 672]. Отсюда следует,

3.5. РАЗРУШЕНИЕ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ (КАРСТ)

Гипергенный карст

Соляные породы ВКМС повсеместно претерпели постседиментационные преобразования под действием инфильтрационных вод – от избирательного выщелачивания до полного растворения солей. Глинистые породы, непосредственно перекрывающие соленосную залежь, следует рассматривать как древнюю кору выветривания – палеошляпу, а не как продукт седиментогенеза.

что сокращение мощности пласта в синклиналях идет за счет сокращения мощности всех прослоев и слоев, слагающих продуктивный пласт.

И второе. Различие реологических свойств калийсодержащих минералов и галита должно как-то проявиться при образовании складок. Б.М. Голубев отмечает, что вследствие большей пластичности сильвина и карналлита по сравнению с галитом в процессе послыного течения солей своды антиклинальных складок будут обогащаться этими минералами. Отметим, что на этот счет имеется противоположная точка зрения [123]. Но если Б.М. Голубев прав, это обогащение совсем невелико – содержание хлористого калия в антиклиналях, сложенных, например, пластом А, всего на 0,16–3,66% выше, чем в смежных синклиналях. Это свидетельствует лишь о слабой тенденции, и при содержании этого компонента, равном нескольким десяткам процентов, говорить о каком-то существенном разубоживании (или замещении) нет оснований.

Не имеет смысла рассматривать последний подтип (катагенетическое перемещение соляных массивов или диапировый), так как он не имеет никакого отношения ни к проблеме зон замещения, ни к Верхнекамскому месторождению.

Таким образом, полигенная гипотеза образования зон замещений, несмотря на внешнюю стройность, представляет собой сочетание известных гипотез и не обоснованных теоретически собственных построений, не подкрепленных фактическим материалом, часто противоречащих фундаментальным законам физики.

Проведенный анализ гипотез еще раз подтвердил, что выяснение генезиса пестрых сильвинитов и каменной соли зон замещений является трудной и актуальной проблемой геологии ВКМС. Кажется, для решения этой проблемы предложены уже все возможные механизмы их формирования. К сожалению, приходится констатировать, что ни одна из гипотез не может претендовать на всеобъемлющее объяснение свойств, распределения и взаимоотношения этих образований с вмещающими породами.

Границей между карстогенными и соляными породами, не претерпевшими постседиментационных преобразований, является соляное зеркало. Абсолютные отметки соляного зеркала изменяются от –63 до +93 м, т.е. амплитуда колебаний неровностей этой поверхности несколько превышает 150 м. Наивысшая отметка соляного зеркала (+93 м), установленная на Поповском поднятии, примерно соответствует уровню дна

р. Камы, являющегося современным местным базисом дренажа.

Соляное зеркало сечет стратиграфические границы, что особенно четко видно на примере ПП. На соляных поднятиях эта пачка маломощна и представлена малым количеством пластов каменной соли, а во многих случаях соль полностью выщелочена.

Гипсометрический профиль соляного зеркала локальных карстовых зон зависит от ориентировки гидрографической сети относительно длинной оси тектонической структуры [124]. При поперечной или диагональной ориентировках поверхностного водотока к оси тектонического поднятия профиль соляного зеркала отражает поверхность соляной структуры или почти горизонтален (Поповская, Рудничная, Березниковская, Харюшинская карстовые зоны). В том случае, когда ориентировка этих элементов совпадает, соляное зеркало имеет обращенный профиль, т.е. над сводом соляной структуры формируется жёлобообразное понижение (Потыкинская карстовая зона). Глубина таких понижений изменяется от 30 до 60 м. Отношение ширины к длине достигает 1 : 3.

На месторождении выделяется два вида гипергенного карста: зоны сплошного и локального карстообразования. Карстовые зоны локального развития пространственно располагаются на сводах положительных структур. Однако развитие карста наблюдается в основном только на тех структурах, которые на поверхности сопряжены с водотоками. Так, в северной части месторождения на поднятиях отсутствуют как водотоки, так и закарстованность. Зоны сплошного развития карста расположены вблизи западной и восточной границ северной части калийной залежи. На этом участке наблюдается общее высокое залегание соляных пород, исключая районы, где соляное зеркало понижается. На поверхности хорошо развита гидрографическая сеть, местность обводнена и заболочена, а северо-восточная граница калийной залежи совпадает с долиной р. Колынвы. По-видимому, высокое гипсометрическое залегание соляной толщи, обводненность территории и совпадение границы распространения калийных солей с долиной довольно крупного водотока и являются теми благоприятными факторами для формирования зон сплошного развития соляного карста.

Карстовые процессы протекали неравномерно. На отдельных этапах в зависимости от тектонической обстановки и физико-географических условий они затухали или почти полностью останавливались. В периоды активизации карста выщелачивание солей происходило в основном на одних и тех же участках. В пределах положительных соляных структур растворение солей

имело место в течение всей последующей истории геологического развития Соликамской впадины и продолжается в настоящее время.

Активное выщелачивание солей, главным образом в сводах положительных структур, привело к растворению не только верхних горизонтов покровной каменной соли, но и значительной части калийно-магниевых солей. Так, в апикальной части Клестовского купола соляная залежь растворена вплоть до верхних горизонтов подстилающей каменной соли. На Харюшинском, Рудничном и Поповском куполах процессами выщелачивания затронута карналлитовая пачка. Мощность толщи растворенных солей на некоторых куполах (например, Клестовском, Потыкинском) достигает 80–100 м и более [171].

Г.В. Бельтюковым [16] были подсчитаны количественные характеристики химического стока и денудации для левобережных притоков р. Камы на площади Верхнекамского соленосного бассейна. Химическая денудация изменяется в широких пределах и составляет в среднем 60–65 мкм/г. Там, где в долине рек или непосредственно в русле имеются старые рассолоподъемные скважины, она достигает максимальных величин 180–190 мкм/г. Рассчитанные величины химической денудации, например, для южной части Боровицкой площади составили 95–110 мкм/г.

Вполне возможно, что процессы выщелачивания солей на гребнях валов еще не затухли. Особенно это относится к Косиковскому валу, где нефтяной скважиной 24д (отм. соляного зеркала минус 42,5 м) непосредственно на контакте соляных и надсолевых пород обнаружена зона поглощения бурового раствора. Об интенсивности поглощения бурового раствора и, следовательно, о скважности пород на этом участке соляного зеркала говорят следующие данные. В ходе ликвидации осложнения (с 7.04 по 1.06.78 г.) было затрачено: цемента – 401 т, магнезита – 100 т, хлористого магния – 410 т, хлористого кальция – 220 т, палыгорскита – 28 т, бентонита – 142 т, соды, полиакриламида, поролон, резиновой крошки, крахмала, опила, пихтовой ветки, ортофосфорной кислоты, кошмы – общим весом около 47 т. Суммарный вес материалов вместе с технической водой, использованных при этом, составил более 17 тыс. т.

Сильвинитовые шляпы формируются за счет неполного (инконгруэнтного) растворения карналлита пластов карналлитовой пачки. Они образуются, как правило, в сводовых частях и на крыльях соляных куполов. На всех участках развития сильвинитовых шляп ПКС имеет небольшую мощность и нередко совсем отсутствует. В последнем случае над сильвинитовой шляпой непосредственно залегают породы

СМТ, нижняя часть которой обычно обогащена гипсом и представляет собой гипсовую шляпу. Один из примеров сильвинитовой шляпы приведен на рис. 3.8.

Масштабы имевших место в прошлом карстовых процессов в зоне гипергенеза могут быть восстановлены по мощности карстогенных пород. На ВКМС мощность гипсово-глинистых шляп в среднем составляет 10–15 м, в северной части месторождения достигает 75 м и более.

В большинстве случаев гипсово-глинистая шляпа сложена темно-серыми брекчированными глинами с пропластками, линзами и включениями прозрачных и буровато-красных зерен гипса. Характерной особенностью этих образований является наличие в них пленок, включений, линзочек и прослоек красного, красновато-оранжевого и оранжево-желтого вещества, представляющего остаток после растворения калийно-магниевых солей. При полном выщелачивании красных сильвинитов остается красящее вещество вишнево- или темно-красного цвета, а при выщелачивании карналлитовых пород – красновато-оранжевого, оранжево-желтого и бурого цветов с характерным металлическим

блеском, иногда с шелковистым отливом [19].

Красящее вещество распределено в породе неравномерно и обогащает отдельные прослои мощностью от нескольких миллиметров до 5–25 см, образуя так называемые гематитовые прослои. Общая мощность интервалов с красящим веществом колеблется от 0,05 до 2–5 м. При анализе распределения этих примесей в колонках скважин и сопоставлении этих колонок с нормальным стратиграфическим разрезом калийной залежи, а также с разрезами скважин, в которых выщелочено только несколько верхних карналлитовых пластов, установлено, что количество прослоев с красящим веществом примерно соответствует количеству выщелоченных пластов калийно-магниевых солей [17]. Таким образом, по наличию прослоев с остаточными продуктами выщелачивания калийно-магниевых солей можно установить те площади, на которых эти соли были развиты (рис. 3.9).

В сильвинитовых шляпах, образующихся при выщелачивании карналлитовых пород, на изученной территории бурением выявлено несколько форм гипергенного сильвина и сильвинита: вкрапленность, гнезда, маломощные прослои и пропластки, слои и пласты.

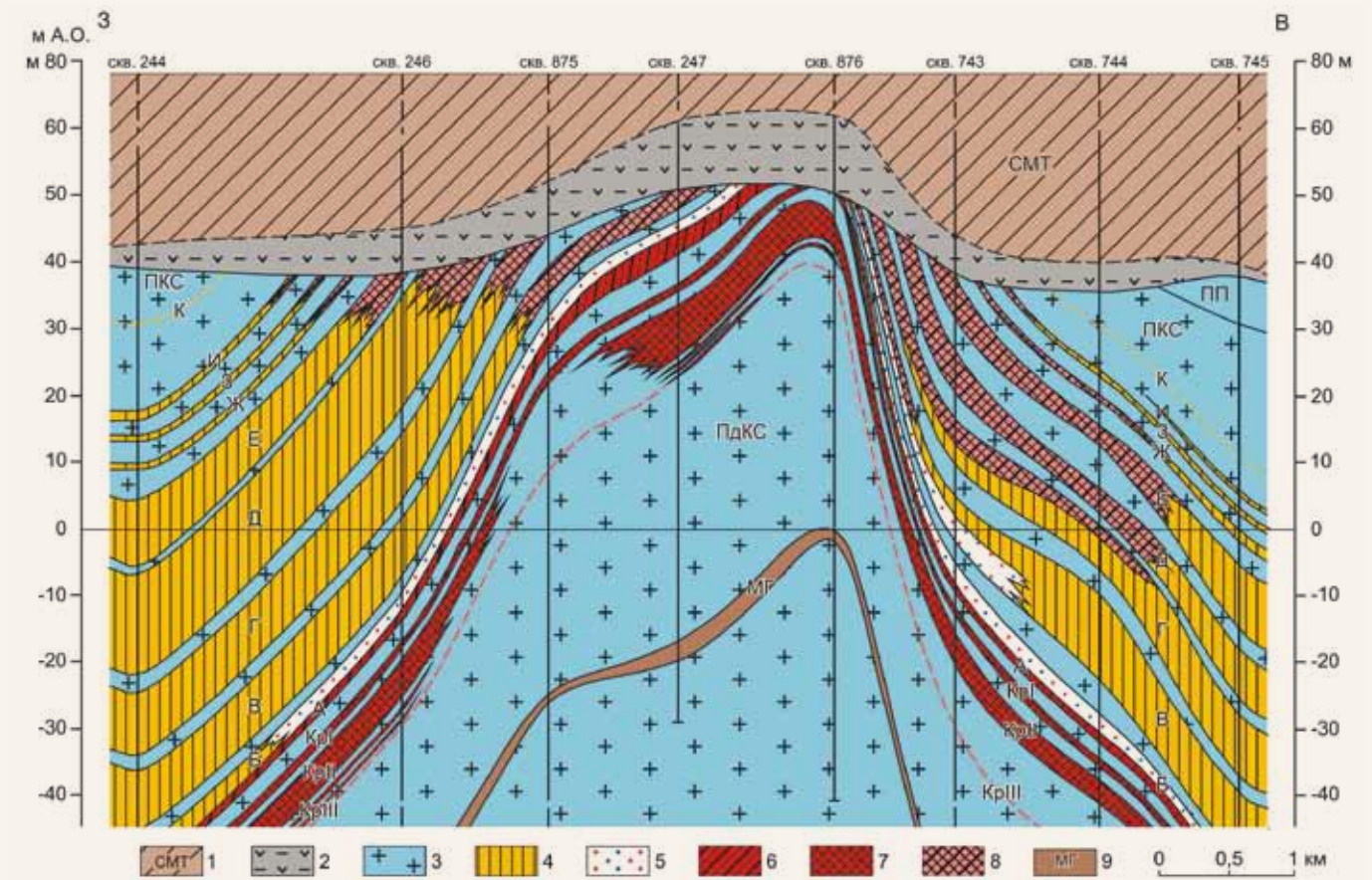


Рис. 3.8. Геологический разрез верхней части соляной толщи на Харюшинском поднятии: 1 – породы соляно-мергельной толщи; 2 – породы гипсово-глинистой шляпы; 3 – каменная соль; 4 – карналлитовая порода; 5 – сильвинит пестрый; 6 – сильвинит полосчатый; 7 – сильвинит красный; 8 – сильвинит гипергенный; 9 – глинистые отложения пласта МГ

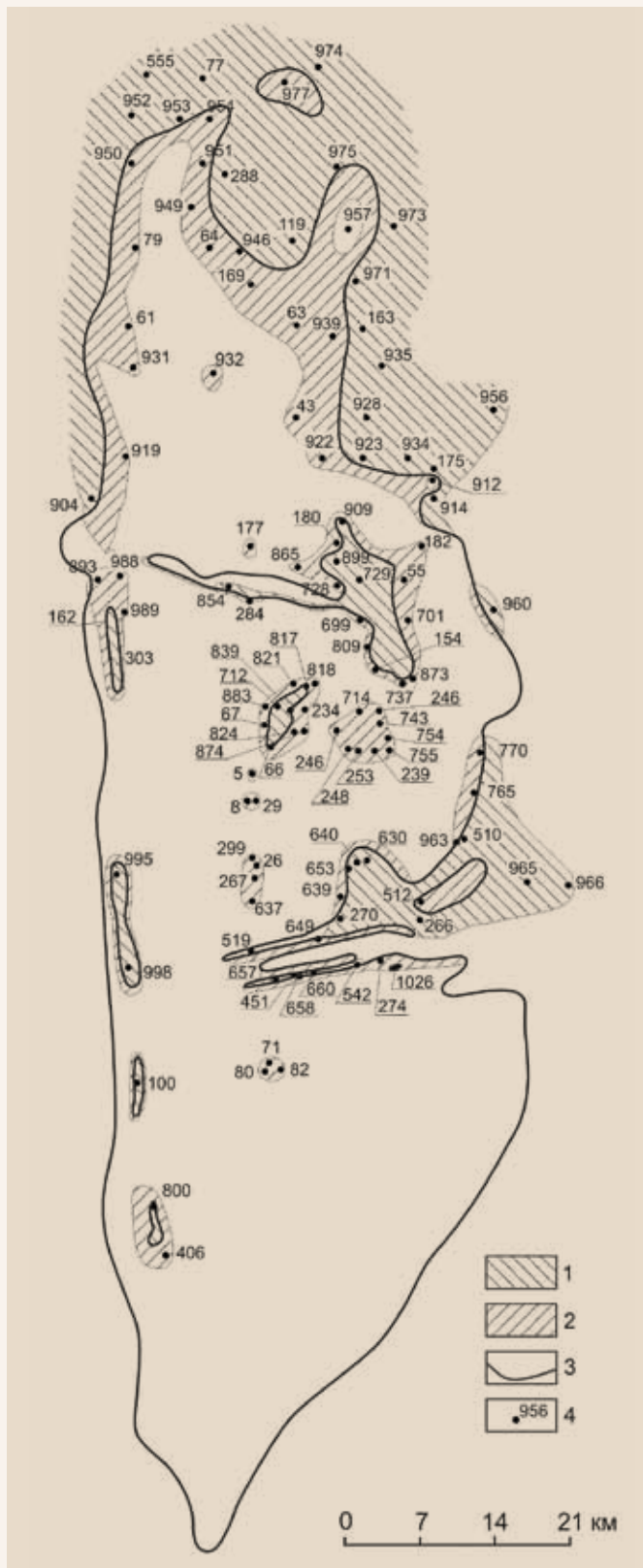


Рис. 3.9. Площади развития гипергенного карста калийной залежи ВКМС: 1 – площади полного выщелачивания калийных солей; 2 – площади частичного выщелачивания калийных солей; 3 – контур калийной залежи; 4 – скважины, вскрывшие гипсово-ангидритовую шляпу с «гематитовыми» прослоями, и их номера

Вкрапленность гипергенного сальвина сургучно-красного и буровато-красного цвета широко распространена в каменной соли междупластий в верхней части карналлитовой пачки, а иногда в нижней половине ПКС. Этот сальвин в виде разрозненных зерен встречается и в каменной соли замещения, слагающей аналоги продуктивных пластов.

Гнезда, прослои и пропластки гипергенного сальвинита мощностью до 20 см часто встречаются в межпластовой каменной соли верхней части карналлитовой пачки. Цвет сальвинита, слагающего эти тела, – бурый с серым, рыжим и красным тонами. Эти образования должны считаться неотъемлемой частью сальвинитовых шляп и, несомненно, заслуживают самого пристального внимания геологов. Во всяком случае, наличие этой формы гипергенных сальвинитов может служить признаком встречи (близкого присутствия) более крупных тел этой породы в продуктивных пластах.

Слои и пласты гипергенных сальвинитов – основной признак сальвинитовых шляп и, наряду с гипсово-глинистыми шляпами, являются основным объектом исследования гипергенеза солей ВКМС. Мощность этих тел может достигать нескольких метров, но в среднем она составляет примерно половину мощности пласта исходной карналлитовой породы.

А.А. Протопопов с соавторами [241] выделил две генетические разновидности гипергенных сальвинитов. Одна из них представлена буровато-серыми или буровато-ржавыми сальвинитами, образованными в результате неполного выщелачивания карналлита. Другая разновидность формируется за счет пестрых сальвинитов, имеет серую или пятнистую окраску и иногда содержит синий галит.

Действительно, пестрые сальвиниты, попадая в зону гипергенеза, вместе с другими породами входят в состав сальвинитовых шляп. Однако не каждый сальвинит, находящийся в сальвинитовой шляпе, является гипергенным. В пестром сальвините сальвин образовался на стадии диагенеза и катагенеза в результате реагирования карналлита с агрессивными подземными водами иного происхождения, нежели инфильтрационные. В зоне гипергенеза пестрый сальвинит изменялся, преобразовывался в процессах перекристаллизации, частичного растворения сальвина и галита, а также аутигенного минералообразования неаутигенной составляющей породы, но здесь не происходило образования сальвина. Такой сальвинит следует назвать гипергенно измененным пестрым сальвинитом, но не гипергенным. В противном случае можно было бы говорить еще о двух типах гипергенных сальвинитов, когда в зону гипергенеза попадают красные и полосчатые сальвиниты (это, кстати, имеет место на Клецовском поднятии).

Таким образом, далее нами рассматриваются только «классические» гипергенные (верхние)

сальвиниты, залегающие в продуктивных пластах карналлитовой пачки.

Мощность сальвинитовой шляпы на ВКМС может превышать 45 м.

Интересно отметить, что глубина залегания кровли зоны сальвинитизации под уровнем соляного зеркала может достигать нескольких десятков метров. Так, в скв. 888 (юго-западный склон Клецовского поднятия) кровля сальвинитов встречена на 83 м ниже соляного зеркала. Отсюда следует, что в прошлые геологические эпохи нынешняя ВЗТ (водозащитная толща!), во всяком случае ее значительная часть, была проницаема для инфильтрационных вод.

Огромен диапазон абсолютных отметок кровли и подошвы зоны гипергенных сальвинитов – от минус 155 до плюс 92 м. Самая низкая отметка подошвы зоны сальвинитизации обнаружена скважиной 888, где она составляет минус 154,72 м. Это на 100 м ниже отметки соляного зеркала в самой низкой части Тверитинской мульды! Даже если считать, что группа скважин на юго-западе Клецовского поднятия (718, 840–842, 846, 886–889) находится в какой-то аномальной зоне и пестрые сальвиниты, вскрытые ими, ошибочно приняты за гипергенные, все равно, отметка подошвы сальвинитовой шляпы, составляющая минус 61,16 м (скв. 1034, юго-восточный склон Клецовского купола), ниже отметок соляного зеркала в центральной части днища Тверитинской мульды.

Глубинный карст

Согласно существующим гипотезам, по совокупности процессов происхождения субширотных структур месторождения относительно времени соленакопления может быть конседиментационным, конседиментационно-эпигенетическим и эпигенетическим.

Конседиментационная гипотеза была предложена Я.Я. Яржемским и Ю.А. Третьяковым, согласно которой «...формирование Дуринского участка происходило в то же самое время и на общем фоне кунгурской депрессии, тектоническая и физико-географическая обстановка накопления осадков в которой привела к формированию всего Верхнекамского калийного месторождения» [352 с. 106]. Следует отметить, что эта гипотеза не нашла поддержки геологов, изучавших генезис структур Дуринской площади.

Гипотезы, в которых образование рассматриваемых структур оценивается как конседиментационно-эпигенетическое, различаются друг от друга перечнем геологических процессов и механизмов их формирования. Так, А.А. Иванов значительную роль в образовании Дуринского «прогиба» отводил региональной пликативной тектонике. В частности, он писал: «...современный тектонический план всего участка Дуринской площади, характеризующийся комплек-

сом положительных и отрицательных структур, сформирован главным образом конседиментационными и постседиментационными тектоническими движениями» [105, с. 87]. Для образования отрицательных структур А.А. Иванов привлек и эрозионную деятельность вод, текущих с Уральской суши: «К одному из участков, на которых особенно интенсивно проявилась эрозионная деятельность водного потока... относится Дуринская площадь» [106, с. 169].

В 1966 г., почти вслед за статьей А.А. Иванова, появилась публикация В.И. Копнина и В.П. Наборщикова. По мнению авторов этой статьи, «... во время накопления соляных отложений участок прогиба совпадал с местом втока пресных вод с Уральского континента. Это явилось причиной как отсутствия калийных солей, так и общего отставания соленакопления. В результате, к концу формирования соляной толщи образовался седиментационный широтный прогиб глубиной около 50 м. Водоток с Уральской суши сохранялся здесь и во время отложения терригенно-карбонатной и пестроцветной толщ. Он, размыв часть соликамских и шешминских отложений и проникнув к соляной толще, образовал эрозионный врез до подстилающей каменной соли» [133, с. 172]. Почти такого же мнения придерживается и Б.М. Голубев [55].

Совершенно иной механизм формирования структур Дуринской площади был предложен в 1971 г. А.Е. Ходьковым, который считал, что их образование обусловлено разгрузкой подсолевых вод: «Вымывание солей толщи происходило массами разгружающихся вод, поступающих из нижних частей осадочной оболочки. ...По-видимому, периоду активного прорыва предшествовала подготовительная фаза, выразившаяся в образовании антиклинальной складки; эта фаза могла начаться еще во время образования соляной и глинисто-мергелистой толщ и проявиться в уменьшении мощности осадков и выпадения из разреза известняково-мергелистой и известняково-песчаниковой толщ» [320, с. 50]. По времени действия комплекса механизмов формирования структур эта гипотеза также может быть названа как конседиментационно-эпигенетическая. Позднее в работе [323] А.Е. Ходьков еще раз подтвердил свою точку зрения.

Гипотеза об эпигенетическом (наложенном) происхождении соляных структур Дуринской площади появилась в 1981 г. и изложена в двух одновременно вышедших статьях (Б.И. Сапегин, В.Н. Янин [257]; А.К. Вишняков [45]). По мнению Б.И. Сапегина и В.Н. Янина, в конце соликамского времени в результате блоковых перемещений в кристаллическом фундаменте сформировались ряды антиклинальных поднятий и сопряженных с ними синклиналей, ориентированных

по простирацию современных структур. В шешминское время в понижениях рельефа накапливались пестроцветные отложения. В сводах, выступавших в виде островов над поверхностью бассейна, происходил размыв, затрагивающий местами соляные отложения. Вследствие неравномерной нагрузки соляные массы отжимались из отрицательных структур в стороны.

А.К. Вишняков считает, что соляная толща месторождения в послекунгурское время была вовлечена в общее поднятие. В местах проявления на земной поверхности ослабленных зон происходило врезание эрозионных долин постоянных и временных потоков. Эти потоки способствовали выщелачиванию солей: «...в результате постепенного растворения верхних слоев соленосной толщи происходило чаще всего плавное опускание отложений верхней перми...» [45, с. 66]. Он также допускает, что при достаточно низком положении базиса эрозии грунтовые воды по трещинам могли мигрировать сквозь соляную толщу сверху вниз.

Вероятно, самыми последними работами, в которых рассматривается генезис структур Дуринской и Боровицкой площадей Верхнекамского месторождения, являются публикации Г.В. Бельтюкова [18] и Ю.А. Плотникова [219]. По Г.В. Бельтюкову, «...формирование Дуринского прогиба происходило в основном в уфимский век и завершилось к концу пермского периода», при этом «...ведущая роль принадлежит эрозионным и карстовым процессам» [18, с. 208]. Ю.А. Плотников считает, что происхождение Дуринского и Боровицкого «прогибов» обязано сдвигу надвиговой тектонике, имевшей место после образования соляной толщи месторождения.

Вся совокупность особенностей геологического строения субширотных структур месторождения (см. разд. 2.4) может быть объяснена разгрузкой подсолевых вод сквозь его соляную толщу. Последовательность процессов и механизмов их образования может быть представлена следующим образом (рис. 3.10).

Наиболее интенсивные смещения блоков кристаллического фундамента Предуральского прогиба произошли в завершающую стадию герцинского тектонического цикла на границе перми и триаса. В это же время оживились Боровицкий и Дуринский глубинные разломы. Вследствие различия физико-механических свойств пород соляной и подсолевой толщ, формирование разрывных нарушений в них имело различный характер. Началу развития дизъюнктивных нарушений в соляной толще предшествовало образование пликвативных дислокаций (см. рис. 3.10б). Оно проявилось в формировании антиклинальных складок (Косиковский и Ереминский валы).

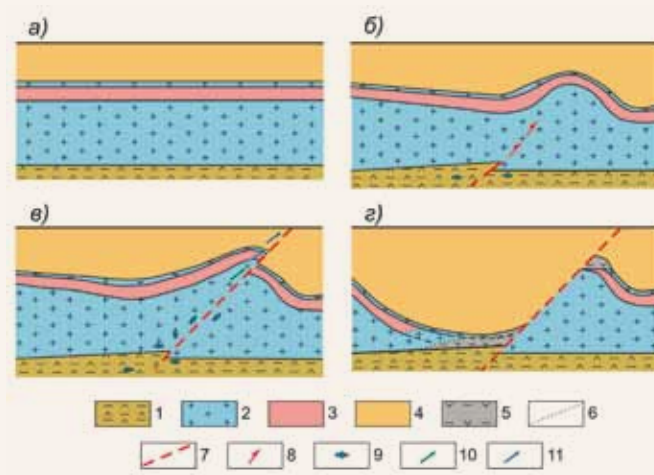


Рис. 3.10. Схема образования субширотных структур ВКМС (пояснения в тексте): 1 – породы ГАТ; 2 – каменная соль; 3 – калийная залежь; 4 – породы надсолевого комплекса; 5 – породы гипсово-глинистых шлям; 6 – граница между стратиграфическими аналогами; 7 – разрывное нарушение; 8 – направление тектонических движений; 9 – направление движения подсолевых вод; 10 – направление движения вод, насыщенных по NaCl; 11 – направление движения вод, насыщенных по NaCl и KCl

С наступлением некоторого предела деформирования разрывные нарушения возникли и в соляной толще (см. рис. 3.10в). Разрыв соляной толщи, являющейся мощным флюидоупором, обусловил интенсивную разгрузку подсолевых подземных вод.

Состав разгружающихся подземных вод не был постоянным, а эволюционировал во времени. На первом этапе разгрузки преобладали наименее насыщенные по солям элизионные воды ГАТ (поровые воды глин и воды дегидратации гипса). Подземные воды более глубоких горизонтов были менее агрессивны по отношению к солям. Истинные значения минерализации и состава вод нижних частей осадочной оболочки на период их миграции сквозь соляную толщу, видимо, останутся неизвестными. В пределах Дуринской площади минерализация вод в породах сакмарского яруса нижней перми на глубине 1475–1600 м (скв. 26) составляет 211,4 г/дм³ [340]. Известно также, что в 1 л воды при 0°С может раствориться 355 г галита [271]. С учетом этих данных рассчитано, что каждый литр подземных вод нижнепермских горизонтов мог растворить до 0,14 кг галита.

Естественно, что в местах разгрузки в первую очередь растворялась ПдКС, а затем и более высокие горизонты соляной толщи. Линейность и субпараллельность разрывных нарушений, по которым шла разгрузка подсолевых вод, предопределили подобные же характеристики рассматриваемых прогибов кровли соляной толщи.

Исходя из размеров Гулинского прогиба, можно подсчитать, что дефицит солей, необходимый для его образования, составляет $2,4 \cdot 10^{10}$ м³ (или $5 \cdot 10^{10}$ т), а средний резерв растворяющей способности подсолевых вод – около 0,14 кг/дм³. Следовательно, необходимый объем разгружившихся подсолевых вод составляет $3,6 \cdot 10^{11}$ м³.

Ориентировочный объем подземных вод в подсолевых отложениях на Дуринской площади размером 50 × 40 км (возможная площадь дренирования) и на глубину 5 км при средней пористости 10% составляет $1 \cdot 10^{12}$ м³. Следовательно, для образования Гулинского прогиба необходим дренаж (разгрузка) ≈ 25% всего количества подземных вод этого объема недр. С учетом объема выщелоченных соляных пород Усовского прогиба такая степень дренажа является весьма и весьма высокой. Отсюда следует, что здесь, скорее всего, разгружались воды и более глубоких горизонтов, т.е. гидротермы. Подтверждением этому являются образования, нехарактерные для первичноосадочных и гипергенных процессов (жилы арагонита в глинисто-ангидритовой породе ПП, жилы с гипогенным парагенезисом минералов в породах ТКТ, вкрапленность халькопирита в конгломерате ПЦТ и др.) (см. разд. 2.4).

Интенсивность растворения соляных пород зависела как от их состава, так и от их положения относительно путей миграции агрессивных растворов. Выщелачивание и, следовательно, уменьшение объема соляных пород сопровождалось практически одновременным плавным опусканием сохранившейся части соляной толщи и всего надсолевого комплекса пород (см. рис. 3.10г). Именно поэтому положение предполагаемых разрывных нарушений на кровле ГАТ в плане совпадает с тальвегами рассматриваемых прогибов. Длительная и мощная разгрузка подсолевых вод является причиной полного отсутствия солей в центральной части Гулинского прогиба.

Таким образом, субширотные отрицательные структуры месторождения образовались при выщелачивании соляных пород подземными водами нижнего гидрогеологического этажа Соликамской впадины, разгружающимися в местах развития разрывных нарушений, секущих соляную толщу.

Наличие разрывных нарушений в пределах южных бортов отрицательных структур обусловило выщелачивание внутренних и внешних частей разреза соляной толщи мигрирующими по этим нарушениям подсолевыми водами. Асимметричность поперечных сечений субширотных прогибов обусловлена асимметричным расположением участков выщелачивания соляных масс по отношению к линии выхода разрывных нарушений в кровле ГАТ.

Выщелачивание солей в пределах южных бортов прогибов приводило здесь к большему оседанию надсолевых толщ, чем в пределах северных бортов. Большое оседание, в свою очередь, обеспечивало и большую нагрузку на оставшуюся часть солей, которые испытали значительную деформацию по вертикали. Показательным в этом отношении является мощность калийной залежи, вскрытой скв. 302. Здесь калийная залежь представлена всеми продуктивными пластами, но имеет вертикальную мощность всего 46,8 м. С учетом крутого залегания (около 30°) нормальная ее мощность равна 40,5 м, т.е. вдвое меньше обычной.

Аналогичное соотношение мощностей, но только уже для сильвинитовой пачки имеем по результатам бурения скв. 689 (13,8 м против 20). Для сравнения приведем нормальную мощность калийной залежи в пределах северного борта Гулинского прогиба, вскрытой, например, скв. 690. Здесь истинная мощность калийной залежи даже при полном замещении карналлитов пестрыми сильвинитами (а местами сильвинитов каменной солью) составляет 49,5 м.

Выщелачивание солей и образование просадочной структуры по кровле соляной толщи является главной, но не единственной стороной геологической роли разгружавшихся подсолевых вод. Их миграция приводила к преобразованию состава солей (метасоматоз) и пород надсолевой толщи, а также к формированию инъективных тел пестрых сильвинитов и сульфатных пород.

Воздействие разгружающихся вод на соляную толщу не ограничилось пространством, примыкающим непосредственно к месту поступления вод в соляную толщу и путям их миграции по разрывным нарушениям. Расширение объема воздействия агрессивных растворов на соли было вызвано вскрытием и появлением новых путей миграции. Проседание толщ осадочных пород над основным местом выщелачивания сопровождалось образованием систем трещин, секущих соляную толщу. Новые системы трещин вместе с пересекаемыми ими пластами и пачками несоляных пород соляной толщи давали возможность для химического взаимодействия агрессивных растворов с породами, расположенными как в стороне от разрывного нарушения, так и в верхних частях разреза.

При взаимодействии мигрирующих и уже насыщенных по NaCl рассолов с калийными солями последние метасоматически замещались в следующем порядке: карналлитовые породы на пестрый сильвинит, сильвиниты (пестрые, красные, полосчатые) на каменную соль. С удалением от места поступления вод в соляную толщу метасоматическое воздействие растворов на калийные соли уменьшалось. Расстояние, на котором

ощущалось это воздействие, достигает нескольких километров (особенно в пределах северного борта Усовского прогиба).

С учетом участка отсутствия солей в пределах Гулинского прогиба в соляной толще по латерали выделяются следующие зоны (от центра к периферии): зона отсутствия солей (по-видимому, с остатками негалогенных составляющих солей) → зона реликтовой сильно глинизированной каменной соли, не содержащей признаков какой-либо части разреза → зона соляной толщи, где калийная залежь представлена замещенным аналогом → зона развития калийных солей. Внутри последней зоны могут выделяться дополнительные подзоны, характеризующие степень замещения калийной залежи.

Механизмом миграции водных растворов и переотложением ими вещества можно объяснить как выпадение некоторых элементов разреза надсоляных толщ, так и появление новых (например, пласты сульфатных пород в ТКТ). Выщелачиванию карбонатов и сульфатов из надсоляного

комплекса способствовали два обстоятельства: длительность существования очагов разгрузки агрессивных растворов и солевой эффект. Сущность последнего заключается в том, что в некоторых случаях растворимость одних солей повышается за счет появления в растворе других солей, но с другим ионом. В нашем случае растворимость карбоната кальция в растворах NaCl может в 3–4 раза превышать растворимость этой соли в чистой воде (табл. 3.4).

Глинистая составляющая мергелей, входящих в состав пород СМТ и ТКТ, в виде взвесей выносились теми же выщелачивающими растворами. В местах наиболее интенсивной миграции растворов (южные борта прогибов) мигрирующими растворами были уничтожены целые толщи (СМТ и ТКТ).

При выщелачивании соляной толщи воды, разгружающиеся вдоль разрывных нарушений, входили в непосредственный контакт с калийными породами. При этом они могли достичь насыщения не только по NaCl, но и по KCl. Мигрируя далее по соляной толще (или вне ее) в условиях снижения давления и температуры, эти воды сбрасывали часть растворенных компонентов, образуя пласты и прослои вторичных (переотложенных) сильвинитов. Возможность образования вторичных соляных пород путем их переотложения в верхних горизонтах соляной толщи подтверждается наличием не только новообразований сильвинитов и сильвина, но и голубого галита. Ярким доказательством вторичного происхождения (переотложения) сильвинитов в ПП является необычайно высокое содержание в них хлористого калия, достигающее 73,3% (скв. 272) [106]. Напомним, что содержание KCl в наиболее богатом сильвинитовом пласте А не превышает 60%.

Пласты вторичных (переотложенных) сильвинитов по генезису являются типичными инъективными телами. Образование инъективных тел пестрых сильвинитов могло происходить при длительной миграции растворов, насыщенных по NaCl и KCl, по отслоениям и согласным трещинам гидроразрыва. Только таким механизмом можно объяснить присутствие пластов сильвинитов ниже пласта МГ (в скв. 689 и 655) и в переходной пачке (скв. 272, 266 и др.).

Значительно чаще переотложение солей мигрирующими растворами наблюдается внутри калийной залежи. Малые инъективные тела обычно приурочены к «коржам» продуктивных пластов (рис. 3.11).

Таким образом, генезис отрицательных субширотных структур Верхнекамского месторождения может быть определен как тектоно-карстовый. Более поздние наложенные процессы (гипергенный карст, галокинез) имели резко подчиненное значение.

3.6. ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМАЦИИ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ

Широкое развитие характерных соляных структур в районах древнего соленакопления, а также сложность их внутреннего строения не вызывают сомнений в том, что соли могут течь. Можно даже отметить, что соляная тектоника как феномен, вследствие нефтегазоносности многих солянокупольных структур, изучена довольно хорошо. Тем не менее и здесь имеется ряд нерешенных проблем. Но мы остановимся только на двух. Первая проблема заключается в том, что в настоящее время отсутствуют критерии отличия начальных стадий галокинеза от деформации солей под действием других сил. Или иначе: какова природа сил, обусловивших проявление соляной тектоники в пределах конкретного соленосного бассейна? Вторая проблема – неясность механизма течения солей. Эти общие для соляной тектоники проблемы имеют прямое отношение к вопросам образования пликативных структур Верхнекамского месторождения. Наиболее остро обсуждается вопрос о природе сил. По этому поводу имеется несколько точек зрения. Так, А. А. Иванов считает, что соляная тектоника Верхнекамского месторождения обусловлена действием региональных тектонических сил как проявлением складкообразовательных движений, происходивших на Урале. Подтверждением этому является субмеридиональная ориентировка осей складок любого масштаба и наклон их осевых плоскостей в западном направлении. Он утверждает, что «на территории Соликамской впадины отсутствуют солянокупольные структуры» [106, с. 180].

Другой точки зрения придерживается В.И. Копнин. По его мнению, соляная тектоника этого месторождения обусловлена раздувом мощности среднего горизонта подстилающей каменной соли вследствие течения солей, вызванного неодинаковыми нагрузками надсолевой толщи. Первичными возмущающими элементами этой тектоники явились, по его мнению, конседиментационные поднятия, названные им соляными банками [123]. Таким образом, согласно В.И. Копнину, течение солей в Соликамской впадине обусловлено гравитационной энергией перекрывающих пород, т.е. является галокинезом.

А.Е. Ходьков предложил другой механизм [33, 316], суть которого состоит в том, что все внутрисолевые пликативные структуры образовались в диагенетическую стадию, когда соляной еще не консолидированный осадок представлял собой легкоподвижную среду. Тангенциальные силы появлялись за счет неравномерного уплотнения соляного осадка. Не исключено, что этот механизм действовал в стадию диагенеза солей,

но, судя по широко развитым трещинам складок (см. разд. 2.5), основная деформация происходила уже после их консолидации.

Б.М. Голубев на основе изучения внутренней структуры соляной толщи пришел к выводу, что «гравитационное течение солей по склону подсоляного ложа (по восточному крылу Соликамской впадины к ее приосевой части) – основная причина развития соляной тектоники на преобладающей площади Верхнекамского месторождения» [58, с. 244]. Позднее эту точку зрения поддержал И.И. Чайковский [328]. Однако и этот механизм, по нашему мнению, маловероятен и мог действовать только в стадию открытого бассейна. После отложения надсолевого комплекса пород складкообразование по этому механизму невозможно, так как легкие породы (соли) должны вытеснять (поднимать вверх) более плотные породы именно в том месте, где они имеют наибольшую мощность, т.е. в осевой части Соликамской впадины.

И, наконец, пятая гипотеза механизма формирования структур месторождения принадлежит Н.М. Джиноридзе [73–75]. Согласно этой гипотезе, пликативные деформации в соляной толще месторождения сосредоточены в зонах региональных надвигов или зонах разрывных и флексурно-складчатых дислокаций (РФСД). «Причиной формирования зон РФСД... является продольное сжатие слоистых литифицированных соляных толщ, механизм которого создает условия постепенного возрастания температуры (до 70–100°C) и одностороннего тектонического давления. Этот механизм обеспечивает формирование линейных, асимметричных и флексурных складок единой западной вергентности...» [74, с. 97]. В разд. 3.4 было показано, что термодинамометаморфизм в условиях Верхнекамского месторождения не имел места, и, следовательно, не имел места предложенный Н.М. Джиноридзе механизм формирования соляных дислокаций.

Нет единого мнения и в отношении механизмов течения (деформации) солей. Одни считают, что галит (основной минерал соляных толщ) деформируется пластически. Причем в начальный этап исследований этого вопроса предполагалось, что течение солей вызывается условиями напряженного состояния. Поэтому были предприняты попытки экспериментального определения условий начала пластичности галита путем определения давления истечения этого минерала через отверстия, т.е. так же, как это делал А. Треска при исследовании течения металлов. Согласно исследованиям, проведенным Н.С. Курнаковым и С.Ф. Жемчужным в 1913 г. [162], дав-

Таблица 3.4

Проявление солевого эффекта в бинарных растворах (t = +25°C) г/дм³

табл. 3739 в [271]		табл. 3751 в [271]	
NaCl,	CaCO ₃ ,	NaCl,	CaSO ₄ ,
0	0,0174	0	2,083
0,182	0,0241	10,072	3,405
0,729	0,052	50,035	6,003
10	0,113	86,100	6,865
40	0,140*	119,87	7,216
80	0,137	138,76	7,236*
100	0,134	152,13	7,230
150	0,119	168,20	7,161

* максимальные значения растворимости солей кальция



Рис. 3.11. Гигантокристаллический агрегат сильвина (белое) и галита (голубое) во вторичном залежании над кровлей пласта В. Рудник БКПРУ-4

ление истечения галита из отверстия диаметром 2,81 мм (диаметр сосуда – 8,66 мм) при температуре 15–20°C составило 7200 кг/см² (0,7 ГПа), а сильвина, при тех же условиях, – 3330 кг/см² (0,3 ГПа). Примерно такой же порядок величин был получен ранее А. Геллером [354]. Огромные значения дифференциальных давлений, полученных при этих экспериментах, говорят, скорее всего, о том, что пластическое состояние пород в условиях земной коры не может быть достигнуто никаким сочетанием механических напряжений. Ошибка такого подхода в том, что изучалась деформация сухих пород и без учета геологического времени.

Исследование реологии горных пород показало, что их течение представляет собой диффузионную ползучесть Кобле [242]. Механизм этой ползучести известен в геологии как растворение под давлением [242, 359] или перекристаллизация по принципу Рикке [69, 90 и др.]. В основе этого механизма ползучести лежит разность химических потенциалов между участками зерна, находящимися под различными механическим напряжением. Вещество (зерно) растворяется в местах с повышенным давлением, диффундирует по межзерновой пленке воды и отлагается на участках с меньшим давлением. Суммарное изменение формы зерен есть общая деформация некоторого объема породы. Именно такой механизм имел в виду М.П. Фивег, когда описывал флюидальные текстуры подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения [304].

По мнению Н.М. Джиноридзе [75], наблюдаемые флюидальные текстуры соляных пород месторождения есть результат термодинамометаморфизма, т.е. течение солей обеспечивается механизмом динамической перекристаллизации пород в условиях стресса и повышения температуры при переходе механической энергии в тепловую. Дополнительным механизмом деформации соляных кристаллов является скалывание, в ходе которого образуются шламвидная, гранулированная и плитчатая разновидности каменной соли.

Особой точки зрения придерживается Т.А. Ошакпаев [212], считая, что галит в естественных условиях деформируется только катакластически, т.е. грануляцией за счет хрупкого скалывания.

Из приведенного следует, что высказывание Б.М. Голубева: «...проблема внутрисоляных деформаций Верхнекамского месторождения в настоящее время, можно сказать, уже решена...» [58, с. 173] явно преждевременно.

Основным объектом предыдущих исследований при выявлении закономерностей соляной тектоники Верхнекамского месторождения, на основе которых устанавливались причины деформации солей, являлись пласты, сложенные

калийно-магниевыми породами и каменной солью. В меньшей степени и явно недостаточно изучены деформации пласта маркирующей глины. Изложенные в разд. 2.5 сведения о деформации пласта МГ и относительно мощных прослоев глинисто-ангидритового материала позволяют утверждать следующее:

- в пределах крупных поднятий деформация пласта МГ, а следовательно, и вмещающих их солей происходила в условиях горизонтального сжатия;
- будинирование пласта и прослоев глинисто-ангидритовых пород в пределах крупных отрицательных структур свидетельствует о растягивающих напряжениях;
- породы пласта МГ и глинисто-ангидритовые пачки деформировались главным образом хрупко, в то время как вмещающая их каменная соль деформировалась без нарушения сплошности, т.е. текла;
- соляная толща Верхнекамского месторождения несет явные следы галокинеза: соли выжимались из крупных отрицательных структур в сторону окружающих их соляных поднятий.

Рассмотрим некоторые особенности текстур и структур деформированных соляных пород. Для внутрислоевой и внутрислойной складчатости характерна мелкая прихотливая пloidчатость, которая приурочена в основном к внутренним частям антиклинальных складок и локальным раздувам. При этом Б.М. Голубевым выявлено, что внутренние части антиклиналей характеризуются широким развитием зернистого галита и крупнозернистого сильвина с гранобластовой структурой [62]. Для синклиналиных складок отмечается преобладание серого перистого галита и красного сильвина. Структура сильвина здесь мелкозернистая, зерна вытянуты вдоль слоистости.

Позднее С.В. Ходьковой были получены результаты, подтверждающие эту закономерность. Она отмечала: «...морфология прослоев зернистого галита и характер взаимоотношений его с вмещающими прослоями указывают на то, что именно с ним связана наибольшая мобильность, текучесть и в целом деформированность пород месторождения» [33, с. 119–120]. Места распространения оранжево-розового сильвина характеризуются тем, что «...микроскладки имеют петлеобразную и иную весьма прихотливую форму, отображающую пloidчато-турбулизированное, с завихрениями перемещение массы подвижного вещества. Прослой оранжево-розового сильвина, подобно прослоям зернистого галита, представляли собой плоскости (правильнее поверхности. – А.К.), по которым осуществлялось смещение пачек пород, обусловившее формирование дисгармоничной складчатости» [там же, с. 121].

Из приведенного следует, что предшественниками была подмечена связь между морфологией складок малого плана и структурой слагающих их пород. Рассмотренные в разд. 2.5 примеры позволяют сделать ряд выводов, наиболее важными из которых являются следующие:

- при ярко выраженной флюидальной текстуре деформированные породы характеризуются гранобластовой структурой, что не соответствует механизму ползучести солей по принципу Рикке;
 - наиболее сложная складчатость характерна для пластов с четко выдержанной слоистой текстурой;
 - породы, слагающие сложнорасчлененные участки калийной залежи, имеют четкие признаки вторичного преобразования (перекристаллизация, осветление, иногда локальное замещение);
 - наиболее текучими минералами при деформации пород являются светло-красный и розовый сильвин и зернистый галит.
- Многие отмеченные закономерности характерны не только для пород продуктивных пластов, но и для каменной соли (рис. 3.12).

Механизмы течения солей. Выше уже отмечалось, что основная масса солей месторождения деформировалась по механизму диффузионной ползучести Кобле (принцип Рикке). Скорость этой деформации, как известно [242], прямо пропорциональна толщине межзерновой адсорбированной пленки воды и резко возрастает (при прочих равных условиях), когда в межзерновом пространстве появляется свободная вода. Это происходит потому, что диффузионный массоперенос химических компонентов в объеме свободной воды в 10⁵ раз интенсивнее диффузии вещества в пленках адсорбированной воды [359].



Рис. 3.12. Гофрировка каменной соли пласта В-Г с заполнением отслоений оранжевым зернистым галитом

Таким образом, появление дополнительной воды в солях ведет к резкому снижению их вязкости, что означает увеличение текучести. В целом идея о влиянии воды на снижение вязкости горных пород в геологии не нова [293, 296 и др.], однако при выяснении механизмов течения солей месторождения это почему-то не учитывалось.

Отчетливая связь между интенсивностью деформации солей и их вторичными преобразованиями (осветление, перекристаллизация, частичное замещение) логичнее всего объясняется влиянием дополнительных объемов водных растворов.

В одних случаях конкретным источником растворов являются пачки глинисто-ангидритовых пород. Образование трещин в теле глинисто-ангидритовых пород влечет за собой некоторую депрессию давления поровых растворов, в результате чего образовавшееся пространство заполняется раствором, отжимаемым из разорванных пачек соляных глин. Однако с самого начала трещины залечиваются волокнистым галитом (реже сильвином). Если расширение трещины небольшое или скорость расширения мала, то рост шестоватого минерала успевает заполнить все образующееся пространство, т.е. здесь существует динамическое равновесие двух видов: создание депрессии давления флюидов – подток новых объемов растворов из пласта (пачки) глинисто-ангидритовых пород и образование нового объема полости трещины – увеличение объема жилы волокнистых минералов. При нарушении второго равновесия вновь образующегося объема волокнистого галита недостаточно для заполнения зияния между блоками глинисто-ангидритовых пород. В образующемся пространстве формируются «галитовые мостики», которые при еще большем расхождении прерываются (см. рис. 2.83). В этом случае полость заполняется вмещающими соляными породами. Повышенное содержание растворов на участке разрыва глинисто-ангидритовых тел снижает эффективную вязкость соляных пород, и они затекают в отрыв. Течение соляных пород идет именно за счет перекристаллизации, а не пластической деформации, т.к. на отрывах пласта МГ и пачек галопелитов сохраняются прямые и острые углы. Перекристаллизация соляных пород в данном случае не меняет своего характера – это диффузионная ползучесть Кобле (принцип Рикке). Однако участие дополнительных растворов вполне очевидно (осветление минералов, реже появление зернистого галита).

В других случаях источником растворов, как уже отмечалось, являются подсолевые толщи. В этом случае проникающие в соляную толщу растворы характеризуются высоким давлением. Это давление снижает напряжение, существую-

щее в минеральном скелете пород, что создает совершенно новые условия их перекристаллизации. Во-первых, снижается разница давлений на различных границах минеральных зерен (т.е. снижается разница химических потенциалов), а в случае $p_f = q_r$ эта величина равна нулю. Во-вторых, резко увеличивается толщина межзеренной пленки воды, что увеличивает скорость массопереноса при перекристаллизации. В этих условиях имеет место перекристаллизация по принципу Кюри, в основе которого лежит стремление кристалла (или зерна) приобрести форму, соответствующую минимуму поверхностной энергии [69]. При перекристаллизации мономинеральной породы наиболее энергетически выгодной формой кристалла является изометричная форма, близкая к неправильному додекаэдру. Только так можно объяснить наблюдаемое интенсивное развитие гранобластовых структур пород в местах их наибольшей деформации. Для материалов, обладающих гранобластовыми структурами, характерным механизмом деформации является скольжение по границам зерен. Более того, присутствие равновесных зерен, что является свойством гранобластовых структур, на участках больших деформаций есть признак сверхпластического течения по механизму скольжения по границам зерен [242]. В нашем случае сверхпластическое течение солей подтверждается наличием участков, где деформация близка к 1000% (см. рис. 2.92 и 2.93).

Не требует доказательств, что интенсивность массопереноса при перекристаллизации еще более возрастет, если водная среда будет находиться в движении, т.е. фильтроваться сквозь деформируемый породный массив. Вторичные процессы на участках интенсивной деформации соляных пород говорят о том, что фильтрация имела место. Движение растворов происходило не только по тем флюидопроводникам, которые изначально имелись в породе, но и по поровому пространству, формирующемуся в ходе сверхпластического течения солей, т.е. по зернограницной пористости. Установлено [98, 160 и др.], что в подавляющем большинстве случаев сверхпластическое течение требует наличия свободного объема зерногра-

ничной пористости, обеспечивающей оптимальные условия перемещения зерен относительно друг друга. Таким образом, наличие разноразмерной пористости дает возможность фильтрующемуся раствору взаимодействовать со всем объемом деформируемой породы. Прослойки пород, сложенные иной структурой, деформировались по механизму диффузионной ползучести Кобле.

Проникающие в соляную толщу растворы распределялись в массиве неравномерно. Где-то они смачивали весь объем, в других местах этот процесс шел фрагментарно. Естественно, что какие-то участки массива в месте внедрения растворов по каким-то причинам вообще не меняли свое влагосодержание, и, следовательно, не менялась вязкость соляных пород. Тем не менее область внедрения растворов в целом характеризовалась снижением средней эффективной вязкости пород, и, следовательно, здесь деформация солей происходила более интенсивно, чем на соседних «сухих» участках.

Участки внедрения подсолевых вод в соляной массив распределены независимо от общей тектонической структуры месторождения. Поэтому интенсивная дислокация солей в виде одиночных раздувов пластов, мелких и крупных антиклинальных складок, характеризующихся широким развитием плейчатости, встречается как на поднятиях, так и в пределах крупных отрицательных структур.

Следует отметить еще один важный момент: если место интенсивной деформации солей с широким развитием дисгармоничной микроскладчатости (гофрировки) прослоев соляных пород всегда сопровождается вторичными изменениями, то обратной закономерности не существует. На месторождении имеется множество участков со следами миграции растворов, но залегание пластов и слоев здесь очень спокойное. Это можно объяснить лишь тем, что действие субгоризонтальных тектонических сил на соляную толщу было периодическим. Если время миграции растворов сквозь соляную толщу не совпадало с периодами активизации региональной тектонической активности, то складки не образовывались.

3.7. ПРИРОДА ВНЕЗАПНЫХ ВЫБРОСОВ СОЛИ И ГАЗА

Большинство исследователей считает [175, 235, 357, 358 и др.], что основным естественным условием внезапных выбросов соли и газа (ВВСГ) является наличие в массиве зон повышенной газоносности и пониженной прочности пород. По существу, проблема природы ВВСГ заключается в выявлении механизма формирования зон пород, характеризующихся этими двумя особенностями.

Первые результаты исследований природы ВВСГ принадлежат О. Оельснеру и П. Марграфу [357, 357]. По их мнению, очаги ВВСГ образуются под воздействием газонасыщенных растворов. М.П. Фивег [303] полагал, что эти очаги возникают путем освобождения микровключенных газов при деформации соляной породы, их последующей миграции и аккумуляции в благоприятных струк-

турных ловушках. По Ю.Ф. Макогону [173], скопления газов в выбросоопасных очагах представлены газогидратами, которые образовались при охлаждении верхней зоны земной коры ледником. Высказано даже предположение [179], что мульды погружения в солях Старобинского месторождения, с которыми связано большинство очагов ВВСГ, образовались в результате метеоритных ударов. А.Е. Ходьковым неоднократно высказывалось мнение (например, [317]), что очаги ВВСГ на Старобинском и Верхнекамском месторождениях образовались при разгрузке постседиментационных вод.

Однако ни одна из существующих гипотез происхождения очагов ВВСГ не является общепризнанной, поскольку они либо слабо разработаны, либо объясняют одну из отмеченных выше особенностей выбросоопасных зон. Рассмотрим некоторые черты геологического строения мест ВВСГ ряда месторождений.

На Старобинском месторождении (Беларусь) около 80% внезапных выбросов приурочено к тектоническим трещинам и мульдам погружения. Сильвинитовые слои от края мульды к центру постепенно замещаются каменной солью. Ядро мульды обычно сложено каменной солью с глиной или глинисто-карналлитовыми породами [235, 239 и др.].

Основное количество ВВСГ на Индерском месторождении (Казахстан) приурочено к зонам повышенной тектонической нарушенности (брекчирование каменной соли, трещины, заполнение битумом), а также к зонам вторичной минерализации (наличие боратов в каменной соли или в карналлит-кизеритовой породе) [284].

Для участков ВВСГ районов Верра и Гарца (Германия) характерно наличие перекристаллизованных гигантозернистых пород; зияющих, но чаще выполненных вторичными соляными минералами или базальтами трещин; переходов от карналлитовой породы к сильвинитам и сильно газоносных пород [357, 358]. ВВСГ на месторождении Кяви (Польша) локализируются чаще всего в зонах тектонических нарушений с интенсивным вторичным преобразованием калийных пород [361].

Анализ особенностей геологического строения мест проявления ВВСГ приводит к выводу, что очаги ВВСГ приурочены к путям миграции различных по природе флюидов (водно-солевые растворы, нефть, магма и др.).

Путями миграции флюидов в солях, как показано выше, являлись тектонические трещины, трещины гидроразрыва, полости отслоения, межзерновая трещиноватость, поровое пространство соляных глин и пустоты выщелачивания калийных минералов. При проникновении флюидов в соляную толщу их движение осуществлялось по путям миграции, которые представляли собой единую гидравлически связанную си-

стему макро- и микрополостей. По прекращении движения флюидов единая система распадалась на части, образуя серию квазиизолированных более мелких систем пустот, заполненных остаточным флюидом. В зависимости от конкретных условий эти системы исчезали или сохранялись неопределенно долгое время. Главным условием сохранения этих систем является величина градиента давления флюида на их периферии. Если градиент давления превышал начальный градиент фильтрации, то флюид рассеивался в окружающем массиве. При обратном соотношении этих величин флюид, обладая высоким остаточным давлением, препятствует восстановлению структурных связей между зернами. В результате низкая прочность пород, приобретенная при тектоническом дроблении массива или выщелачивании калийных минералов, может сохраняться очень длительное время. Если остаточный флюид был представлен газом или содержал газ, то такие изолированные системы, вместе с вмещающими их породами, являлись не чем иным, как очагами внезапных выбросов.

В общем случае миграция растворов проходила в субвертикальном направлении (снизу вверх). Однако, вследствие ярко выраженной анизотропии фильтрационных свойств соляной толщи, латеральное направление миграции водных растворов преобладало над вертикальным. Это, например, четко прослеживается по характеру распределения первичных и вторичных пород пласта Б в пределах Дурыманского прогиба. Есть основания полагать, что направление миграции водных растворов внутри соляной толщи накладывало свои особенности не только на распределение первичных и вторичных пород, но и на положение газовых скоплений.

При сильвинитизации карналлитов миграция агрессивных растворов происходила в направлении от пестрого сильвинита в сторону развития карналлитовых пород (рис. 3.13).

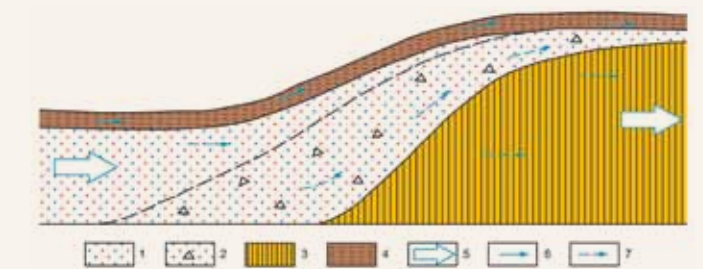


Рис. 3.13. Схема, поясняющая смещение очагов ВВСГ относительно границы развития карналлитовых пород. 1 – пестрый сильвинит с восстановленными структурными связями; 2 – пестрый сильвинит с повышенной пористостью; 3 – карналлитовая порода; 4 – глинисто-ангидритовый материал; 5 – общее направление движения растворов; 6 – направление движения растворов в прослоях

Вследствие высокой проницаемости глинисто-ангидритовых прослоев, агрессивные растворы проникали в первую очередь по соленосным глинам, и, следовательно, сильвинитизация карналлитовых пород начиналась сверху. Разложение карналлита сопровождалось дефицитом твердой фазы (см. табл. 3.7), в результате чего вновь образованная порода (пестрый сильвинит) вблизи контакта с карналлитовой породой обладала повышенной пористостью. На участках полного разложения карналлита структурные связи между зернами минералов под воздействием давления и продолжающейся миграции растворов восстанавливались, и порода становилась монолитной, практически лишенной крупных пор. По мере продвижения фронта сильвинитизации зоны с различной пористостью перемещались в том же направлении, что и мигрирующие растворы. Наибольшее количество очагов ВВСГ образовывалось на участках развития более пористых пород, т.е. вблизи контакта пестрого сильвинита с карналлитовой породой. Этим объясняется смещение максимума частоты внезапных выбросов соли и газа в сторону карналлитовых пород.

3.8. РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЭПИГЕНЕЗЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В разд. 3.2 показано, что наиболее мощным фактором эпигенеза соляных толщ, сложенных хлоридами, является химическое воздействие подземных вод. Среди последних в Соликамской впадине различают надсолевые, внутрисолевые и подсолевые воды (см. разд. 3.3). Надсолевые воды являются инфильтрационными, т.е. практически пресными, и по отношению к соляным породам весьма агрессивны. Воздействие этих вод на соляную толщу определяется только их динамикой. Количество внутрисолевых вод в современной соляной залежи весьма невелико, а сами воды находятся в физико-химическом равновесии с составом вмещающего субстрата. Однако в раннем диагенезе количество межкристаллической рапы было большим, и при своей миграции они могли воздействовать на соляные минералы, неравновесные их составу. Что касается подсолевых вод, которые при определенных условиях могли войти в контакт с солями, то их источники, состав и механизмы проникновения внутрь соляной толщи остаются неизвестными.

Таким образом, оценка роли подземных вод в эпигенезе солей Верхнекамского месторождения (кроме карста) заключается в освещении их источников, состава, механизмов проникновения в соляную залежь, путей миграции, процессов взаимодействия с солями и геологических результатов этого взаимодействия.

Конкретное положение очагов ВВСГ зависит от многих условий, основным из которых является наличие геологических нарушений (микроскладки, раздувы, пережимы пластов, скопления глинистого материала, отслоения, локальная раздробленность пласта, одиночные полые трещины и их серии и т.п.). Эти нарушения могут быть не только в том пласте, где идет сильвинитизация, но и в соседних. Газ проникает и заполняет их, используя самые разнообразные пути: скопления глинистого материала, межзерновое пространство, трещины, сопутствующие складкообразованию и др.

Решение проблемы прогнозирования ВВСГ при разработке ВКМС. Из всех применяемых на этом месторождении способов прогнозирования внезапных выбросов соли и газа наиболее эффективным в настоящее время является способ, в основу которого положены различия в статистических характеристиках геолого-геохимических показателей в пределах выбросоопасных и невыбросоопасных зон [48]. Однако и этот способ, ввиду его статистической сущности, не является совершенным, и поэтому требуется разработка новых методов прогнозирования этих опасных явлений.

Источники вод

Процесс литификации (уплотнения) всех осадков, в том числе и соляных, ведет к уменьшению их пористости и, как следствие, к вытеснению содержащихся в них поровых растворов. Объем поровых растворов, отжатых из столба соляного осадка сечением в 1 м^2 , сформировавшего толщу ПдКС, равен общему объему пор осадка за исключением объема остаточных пор образовавшейся породы. В разд. 3.1 было показано, что общий объем рапы, размещавшейся в толще соляных осадков к началу садки калийных солей, составлял $38,7 \text{ м}^3$. Общий объем остаточных пор, с учетом средней мощности (330 м) и пористости (1,5%) консолидированных солей ПдКС, составляет около 5 м^3 . Следовательно, из толщи соляных осадков, подстилающих калийную залежь, в период диагенеза было отжато около $34 \text{ м}^3/\text{м}^2$ поровых растворов.

В позднем диагенезе и катагенезе происходило основное отжатие поровых вод из несоляных осадков (главным образом глинисто-ангидритовых прослоев), уплотнение которых происходит значительно медленнее, чем солей [319]. Общая мощность соленосных глин ПдКС месторождения составляет около 70 м (см. разд. 3.1). Современная их пористость, как уже отмечалось, равна 8,3%. Из-за отсутствия каких-либо

данных предположим, что их пористость после консолидации солей составляла около 30%. Следовательно, объем отжатой из соленосных глин ПдКС воды оценивается в 22 м^3 на каждый квадратный метр площади соляной залежи.

Мощным источником агрессивных вод является процесс дегидратации гипса с образованием ангидрита. В ходе экспериментов по выпариванию морской воды на всех стадиях солеотложения, вплоть до эвтоники, сульфат кальция выпадает только в форме гипса [34 и др.]. Более того, изучение минерального состава современных осадков показало, что «садка сульфатов из современных соляных озер в интервале минерализации 15–27%, отвечающем древнему сульфатообразованию, происходит только и исключительно в виде гипса; ангидрит в сколько-нибудь уловимых количествах отсутствует» [274, с. 443]. При погружении осадков на глубины 200–400 м гипс переходит в ангидрит, при образовании 1 м^3 которого выделяется $0,783 \text{ м}^3$ воды. В разрезе ГАТ Верхнекамского месторождения имеется $\approx 120 \text{ м}$ ангидрита (см. разд. 3.1). Следовательно, при его образовании выделилось около 95 м^3 практически пресной воды на каждый квадратный метр соляной залежи.

Выше уже отмечалось, что суммарная мощность глинистых пород в разрезе ГАТ составляет около 110 м. Принимая те же оценки пористости, что и для соленосных глин, находим, что после диагенеза солей из глин ГАТ было отжато $\approx 35 \text{ м}^3$ иловых вод на каждый квадратный метр соляной залежи.

Таким образом, в период катагенеза соляных пород на каждый квадратный метр площади соляной залежи из глин и сульфатных пород ГАТ выделилось около 140 м^3 воды. При этом подавляющая часть этой воды была практически пресной.

Механизмы проникновения вод внутрь соляной толщи

Несмотря на то что многие особенности геологического строения ВКМС прямо свидетельствуют о проникновении различных флюидов внутрь соляной толщи (элизийные воды, гидротермы, нефть и др.), механизмы этого проникновения до сих пор остаются невыясненными. Дело в том, что в солях месторождения нет явных признаков разломов, по которым могли бы проникать в соляную залежь воды различного генезиса, как это, например, имело место на Старобинском и некоторых других месторождениях солей.

Вскрытие скважинами сильвинитовых шляп, развитых в пределах крупных положительных структур ВКМС, показало, что вторичные (верхние) сильвиниты иногда встречаются на 30–70 м ниже соляного зеркала (скв. 4 – 75 м; скв. 12 – 33 м; скв. 253 – 30 м [106]). Кроме того, в разре-

зе этих шляп пласты вторичных сильвинитов иногда чередуются с пластами неизмененных карналлитовых пород. Все это говорит о том, что развитие карста в отдельных случаях шло не сплошным фронтом, параллельно соляному зеркалу, а осложнялось «языками», глубоко проникающими внутрь соляной залежи по каким-то флюидопроводникам.

Наиболее благоприятными путями проникновения инфильтрационных вод внутрь соляной толщи являются, по нашему мнению, относительно мощные прослои глинисто-ангидритового материала, выходящие на соляное зеркало. Разгрузка вод, проникающих таким образом внутрь соляной толщи, осуществлялась, скорее всего, через зоны повышенной трещиноватости, выходы которых на соляное зеркало расположены ниже, чем головы глинисто-ангидритовых прослоев (рис. 3.14). Не исключено, что значительное смещение на запад восточной границы пласта Б относительно границы подстилающего его пласта А обусловлено именно этим механизмом.

Воздействие агрессивных инфильтрационных вод, мигрирующих по слоям глинисто-ангидритового материала, на калийные породы установлено и в других районах. Так, образование «сильвинитовой шляпы» в зоне гипергенеза Эльтонского соляного купола обусловлено миграцией инфильтрационных вод по пласту несоляных пород, расположенному вблизи слоя карналлитовой породы [258].

Рассмотрим один из возможных механизмов поступления подсолевых элизийных вод внутрь соляной залежи месторождения. Условиями реализации этого механизма являются три обстоятельства.

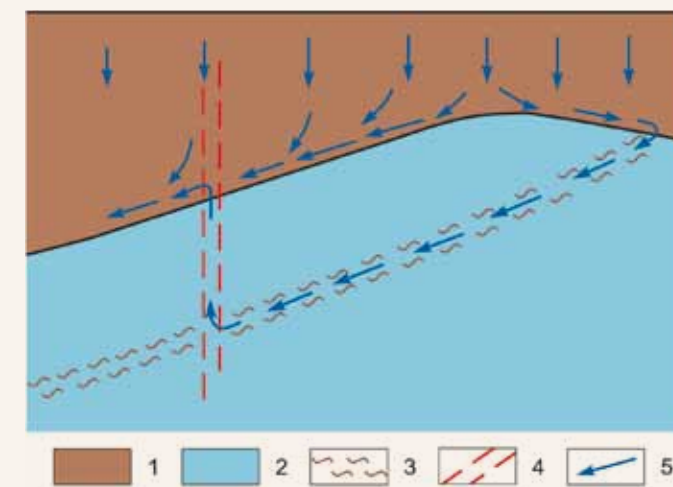


Рис. 3.14. Принципиальная схема проникновения инфильтрационных вод внутрь соляной толщи. 1 – породы надсолевого комплекса; 2 – соляная толща; 3 – прослой глинисто-ангидритового материала; 4 – разрывное нарушение; 5 – направления движения вод

Первое: в соляной залежи существовали сублатеральные тектонические движения в направлении восток-запад, о чем свидетельствует западное опрокидывание складок всех порядков.

Второе: кристаллический фундамент Соликамской впадины и отложения, залегающие непосредственно под соляной толщей, разбиты серией субвертикальных разрывных нарушений, по которым в послепермское время происходило перемещение блоков относительно друг друга.

Третье: подсолевые отложения насыщены водами, давление которых, особенно на элизионном этапе формирования бассейна, могло приближаться к литостатическому.

Результаты обобщения и анализа сейсморазведочных материалов на площади Верхнекамского месторождения солей показали наличие осложнений волновой картины в основании подошвы соляной толщи [256], которые по ряду признаков соответствуют зонам разрывных нарушений [168]. Эти осложнения встречаются в основном над стыками блоков фундамента и на крыльях структур облекания девонско-турнейских рифов.

В периоды тектонической активизации в низах соляной толщи над стыками блоков подсолевого ложа, вследствие меньшей жесткости солей (перемещение блоков происходило относительно быстро, но не мгновенно), формировались портьерные складки с многочисленными трещинами, часто образующими структуру типа конского хвоста (рис. 3.15). В общем случае можно утверждать, что на участке входа разрывного нарушения в соляную толщу формировался веер разноориентированных трещин, заполненных подсолевыми водами. Далее трещины в солях развивались под совместным действием давления флюидов и субгоризонтальных тектонических движений.

Можно полагать, что скорость развития трещин разной ориентировки была различной. Наиболее благоприятным направлением для роста трещин, очевидно, было то, которое отражается в ориентировке контактов каменной соли зон замещения с вмещающими породами, а именно контакты выдвигаются в западном направлении и составляют со слоистостью пород угол 10–20° (см. разд. 2.2).

Для определения возможного направления развития иницирующих трещин был выполнен геомеханический анализ условий их образования для различных геологических моделей, отличающихся тектоническими обстановками (расчеты проведены профессором А.А. Баряхом, ГИ УрО РАН). Численная реализация геомеханических расчетов проводилась методом граничных элементов в варианте «разрывных смещений» [143]. Критериальная оценка условий образования и развития трещин осуществлялась по скорости вы-

свобождения энергии при их росте. Количественно величину скорости высвобождения энергии G определяли, сравнивая значение энергии системы для двух ее состояний (W_1 и W_2), имеющих незначительно различающиеся длины трещин (L_1 и L_2):

$$G = (W_2 - W_1) / (L_2 - L_1).$$

В качестве наиболее вероятного направления роста трещин принимается такая ориентация, для которой величина G имеет максимальное значение. Расчет проведен для следующих геологических моделей.

Модель I. Подошва соляной толщи жестко связана с подстилающим, а кровля солей – с перекрывающим комплексом пород. Надсолевая толща двигалась с востока на запад, передавая соляной толще некоторое касательное напряжение τ_s . Результаты расчетов при различных τ_s и давлениях флюидов, заполняющих трещины p_f , приведены на рис. 3.16. На этом рисунке видно, что в соляном

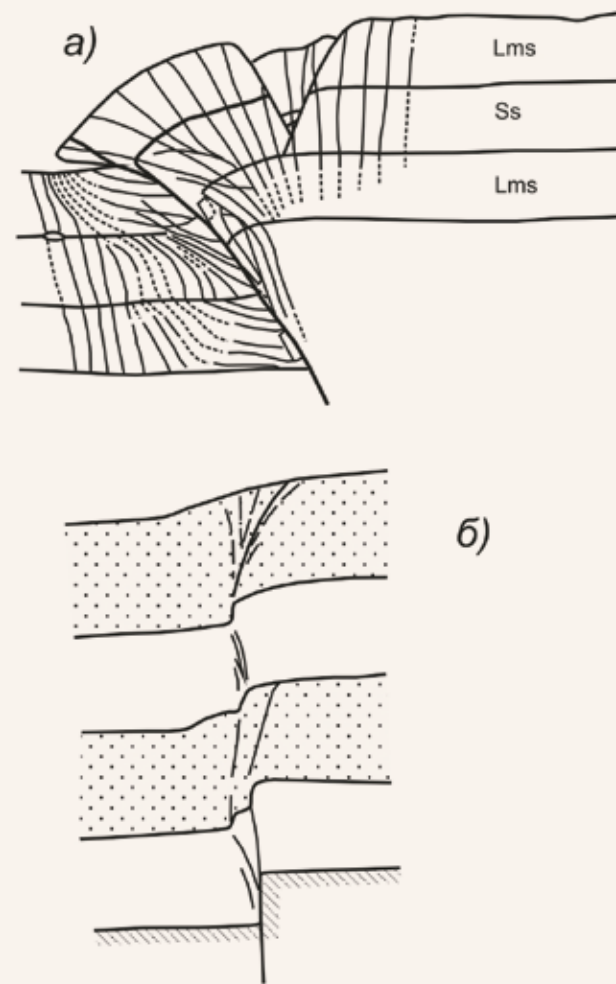


Рис. 3.15. Системы трещин портьерной (а) и флексурной (б) складок, образующихся при движении блоков жесткого фундамента (по Фрейдману и Вундерлиху)

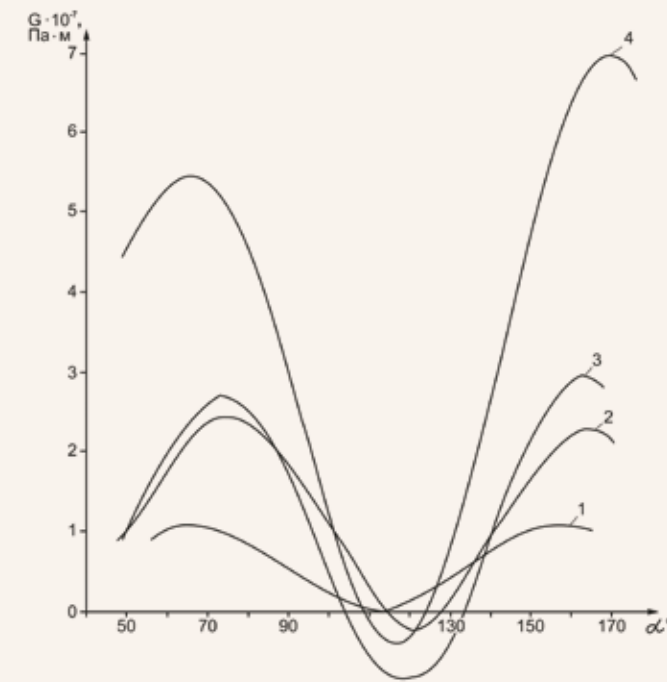


Рис. 3.16. Графики скоростей высвобождения энергии, рассчитанные по модели I: 1 – $\tau_s = 0,075$ Н, $p_f = 0$; 2 – $\tau_s = 0,15$ Н, $p_f = 0$; 3 – $\tau_s = 0,15$ Н, $p_f = H$; 4 – $\tau_s = 0,15$ Н, $p_f = 1,4$ Н

массиве могут возникать две взаимно перпендикулярные системы развивающихся трещин, ориентировка которых, в зависимости от напряжения τ_s , колеблется в следующих диапазонах: 1-я система – 45–90°, 2-я система – 135–180°. Такие направления не охватывают искомым диапазон углов (10–20°), и, следовательно, рассматриваемая геологическая модель должна быть отвергнута.

Модель II, в которой тектонические движения обуславливают механические напряжения в соляной толще не через надсолевой комплекс пород, а непосредственно воздействуя на соляную толщу. В этом случае при превышении некоторого критического значения напряжения (это значение нами не определялось) возникает возможность движения подошвы соляной толщи по подсолевому ложу или по внутриформационным границам (поверхностям).

Это допущение не является априорным. Вопервых, теоретический анализ взаимодействия высоконапорных подземных вод с нижней частью соляной толщи говорит о возможности такого перемещения. Дело в том, что высоконапорные воды, проникая по первоначальным трещинам в соляную толщу, двигаются в латеральном направлении по пластам и слоям несоляных пород на достаточно большие расстояния. Большое давление проникающих вод снижает эффективное напряжение в минеральном скелете пород, тем самым снижая сцепление между частицами породы, что, в свою очередь, уменьшает прочность пород на сдвиг.

Теоретически, при $p_f > q_c$, давление поровых вод может полностью компенсировать нагрузку вышележащих осадков, и соляная толща вместе с надсолевым комплексом может оказаться как бы в подвешенном состоянии. В действительности, и особенно на малых глубинах, этого не происходит, так как всегда имеются условия для сброса давления в вышележащие горизонты (перетоки вод по трещинам гидроразрыва). Перемещению подошвы солей в латеральном направлении препятствуют также многочисленные неровности различных масштабов (от шероховатости стенок согласных трещин срыва до мелких и крупных складок пластов солей). Тем не менее сцепление с подстилающими породами или частями низов самой соляной толщи вследствие повышения давления флюидов может быть снижено на порядок и более [277, 293, 355 и др.].

Во-вторых, признаки горизонтального проскальзывания слоев относительно друг друга под воздействием тектонических напряжений просматриваются в некоторых элементах геологического строения внутренних частей соляной толщи. Например, не допуская возможности латерального смещения, трудно объяснить случаи дисгармоничной складчатости двух соседних слоев (рис. 3.17).

Расчеты, проведенные по схеме, соответствующей тектонической модели II, показали (рис. 3.18), что здесь также имеется два благоприятных направления, одно из которых входит в интервал, характеризующий падение контактов зон замещения.

Модель III представляет собой комбинацию двух первых моделей. Она учитывает как непосредственно боковое тектоническое давление, так и касательное напряжение, передаваемое надсолевой толщей. Расчеты показали (см. рис. 3.18), что и в этом случае имеется принципиальная возможность зарождения и развития трещин по направлению, которое входит в интервал углов падения контактов зон замещения.

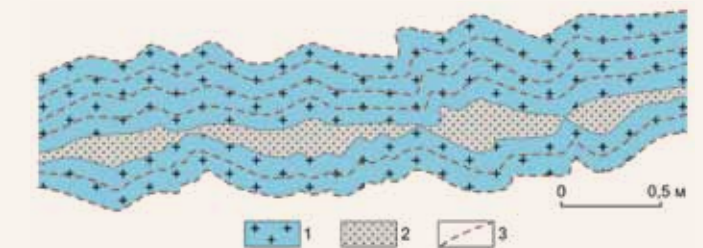


Рис. 3.17. Фрагмент внутриформационного срыва в каменной соли пласта А-КрI (рудник ВКПРУ-4): 1 – каменная соль; 2 – кристаллический галит; 3 – глинисто-ангидритовые прослои

Модель IV является наиболее вероятной моделью, так как в ней учитываются все компоненты механического воздействия, в том числе литостатическое давление. Результат расчетов аналогичен предыдущему: значение α , равное 19° (см. рис. 3.18), находится в интервале наклона осей зон замещения.

Проведенные исследования показывают, что в принципе существует механизм образования флюидопроводников внутри соляной толщи, при котором не требуется формирования какого-то сквозного разрывного нарушения типа надвига. Принятые в расчетах модели по известным причинам весьма просты и не отражают всей сложности тектонических условий. «И все же, – отмечает С. Уеда? – отвергать любые попытки строить простые модели, заявляя, что никто и никогда не сможет постичь даже физические принципы таких явно сложенных моделей, – значит отгораживаться от насущных задач, проявляя тем самым упрямство и неблагоразумие» [287, с. 178].

Пути и направления миграции вод

Вопрос о путях миграции растворов в соляной толще месторождения имеет принципиальное значение, поскольку именно они в конечном счете определяют конкретное положение эпигенетических преобразований состава и структуры солей. Рассмотрим пути миграции рассолов в уплотняющейся толще соляных осадков,

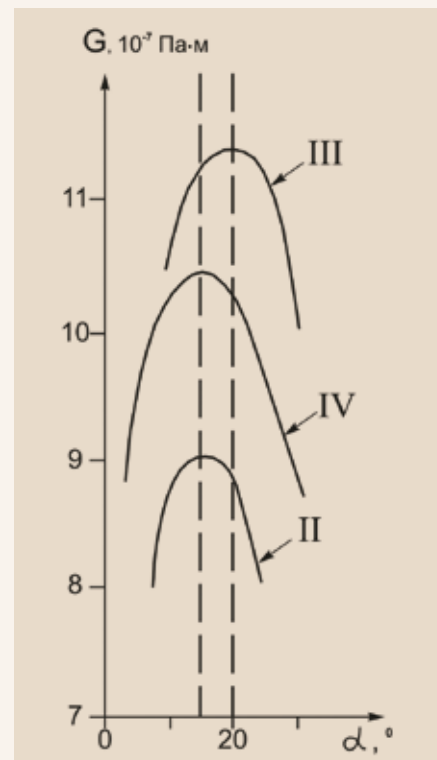


Рис. 3.18. Кривые скорости высвобождения энергии для расчетных моделей (цифры у кривых – номера моделей)

которая в отношении проводимости представляла собой неоднородную среду. Эта неоднородность проявлялась на двух уровнях. Первый из них обусловлен различием проницаемости соляного осадка и пластов слабоуплотненных карбонатно-ангидрит-глинистых отложений. Второй уровень проявлялся в чередовании относительно чистых соляных прослоек и глинистых илов. Различие проницаемости обоих уровней обусловлено одной и той же причиной – размерами сообщающихся пор.

В слабоуплотненном соляном осадке поры крупные (2–3 мм [37]) и имеют хорошее сообщение между собой. Проницаемость таких отложений огромна и часто превышает 2000 м/сут (т.е. 1700 дарси) [80]. Прослойки и пласты несоляных отложений на стадии диагенеза тоже представляют собой сильно обводненный осадок, однако, вследствие малых размеров глинистых частиц, поры этого осадка малы, что и предопределило его низкую, относительно соляного осадка, проницаемость. Так, например, коэффициент фильтрации илов, залегающих на глубине 3–5 м, составляет $8,6 \cdot 10^{-4}$ м/сут. (76 мд) [80], т.е. в 2,5 миллиона раз меньше, чем соляного осадка в этих же условиях. В целом же в уплотняющейся толще солей не было сколько-нибудь выраженных флюидопроводников, и миграция отжимающихся рассолов происходила в форме сплошной фильтрации по системе сообщающихся пор.

По мере погружения соляных толщ пористость и сообщаемость пор в осадке уменьшалась и, при достижении определенной глубины пористость солей сокращается до 1–2%, а проницаемость, вследствие изолированности пор, снижается практически до нуля [175]. Однако скорости снижения проницаемости различных осадков неодинаковы.

Глины, вследствие отставания уплотнения, сохраняют еще значительную пористость (8,6% [202]). Дело в том, что при достижении солями практически нулевой проницаемости уплотнение глин почти останавливается. Содержащиеся в тонких прослоях и пластах соленосных глин поровые воды, вследствие малого градиента давления, не могут переместиться к краевым частям соленосной толщи, т.е. к местам их возможной разгрузки. Таким образом, из-за разницы скоростей уплотнения различных типов осадков в консолидированной толще солей формируется система субпараллельных? близко расположенных флюидопроводников, представляющих собой тонкие тела соленосных глин. В связи с этим говорить о практически нулевой проницаемости соляных пород можно только тогда, когда проницаемость замерялась на образцах, не имеющих прослоев соляных глин, или поперек слоистости породы.

Несмотря на то что при уплотнении проницаемость глинистых прослоев снижалась, тем не менее по отношению к проницаемости уплотненных солей она остается большой. Проницаемость соленосных глин остается высокой и в абсолютном смысле, если сравнивать ее с проницаемостью обычных глин. Этому способствует сильная концентрация солей в поровых растворах соленосных глин, поскольку из-за высокого содержания электролитов толщина пленки рыхлосвязанной воды вокруг глинистых частиц значительно меньше, чем в случае, когда флюид представлен пресной водой. Разница проницаемости глин по рассолу и по пресным водам может достигать 100 раз [65, 290]. Относительно высокая проницаемость глин в толще Верхнекамского месторождения подтверждается часто наблюдаемым истечением рассолов и увлажнением стенок горных выработок.

В конечном итоге вышеприведенные рассуждения о формировании и наличии множества тонких флюидопроводников, представленных прослойками и прослойками соленосных глин, понижающих по латерали всю соляную толщу, есть лишь констатация факта. Однако ввиду особой важности эта констатация была необходима.

Флюидопроводниками другого порядка являются межзеренные границы и микротрещины, которые всегда присутствуют в любой породе. Минимальная ширина микротрещин, при которой еще возможна фильтрация флюидов, составляет 0,15 мкм [46]. Наличие микротрещин в солях Верхнекамского месторождения не вызывает сомнений, особенно в отношении карналлитовых пород [42, 341]. Перенос вещества по очень тонким трещинам и межзерновым границам происходит за счет диффузии. Однако эти расстояния невелики и составляют не более $3 \cdot 10^{-4}$ см. Геологические процессы характеризуются очень большим физическим временем, которого вполне достаточно для достижения физико-химического равновесия за счет диффузии в пределах микроцикла солей. Отсюда следует, что наличие флюидопроводников рассмотренных масштабов (прослойки соленосных глин, микротрещиноватость и границы зерен) предопределяет принципиальную возможность взаимодействия агрессивных растворов с любым объемом соляных пород даже на стадии катагенеза.

Интересно отметить, что коэффициент проницаемости пород в сильной степени зависит от характера напряжения, приложенного к ним. Так, например, установлено [278], что при равностороннем напряжении только 1% межзеренных границ каменной соли являются флюидопроводящими, которые обеспечивают ее коэффициент проницаемости равным 10^{-5} мд. Если разность главных компонент напряжения, приложенного

к каменной соли, составляет 1 МПа, то флюидопроводящими становятся уже 25% всех межзеренных границ, а коэффициент проницаемости породы увеличивается в несколько десятков раз.

Рассмотрим более крупные флюидопроводники, образовавшиеся в результате воздействия на соляные породы внешних сил. Такими флюидопроводниками являются, например, трещины, которые особенно широко развиты в прослоях соленосных глин. В подавляющем большинстве случаев сейчас эти трещины выполнены вторичными соляными минералами. Наряду с залеченными, в породах, в том числе и соляных, встречаются, но значительно реже открытые трещины (см. разд. 3.5).

В относительно мощных прослоях глинисто-ангидритового материала соляной толщи месторождения выявлены трубчатые пустоты (каналы). Впервые они обнаружены на СКРУ-2 в пределах небольшой зоны замещения продуктивных пластов сильвинитовой зоны на Поповском куполе (район подземной скв. 2081). Сечение каналов – овальное, реже – щелевидное. Диаметр их составляет 1–2 см. В разрезе они приурочены к относительно мощным (0,5–3,0 см) прослоям глинисто-ангидритового материала пластов А-КрI и КрI-КрII. Каналы встречаются как одиночные (рис. 3.19), так и группами по 2–3 штуки. Стенки каналов гладкие, а глинистый материал на расстоянии 10–15 см от пустот осветлен. Ангидрит «книжечки» полностью перекристаллизован и представлен в виде тесно прижатых друг к другу чечевицеобразных выделений белого цвета, ориентированных поперек слоистости.

Несколько позднее на руднике БКПРУ-4 горными выработками горизонта пласта В на опытно-эксплуатационной панели вскрыто множество каналов. Их развитие в плане почти совпадает с площадью развития тонких линз кварц-доломитовой породы (см. разд. 2.6) и, как эти линзы, приурочено к коржу пласта В (рис. 3.20). Выходы каналов в выработку ограничены мощностью «коржевой» глины, которая составляет обычно 5–8 см. Размер выходов каналов по горизонтали колеблется в широких пределах (3–65 см) и зависит не только от степени разрушения глинистой породы при вскрытии канала, но и от угла встречи его оси со стенкой выработки. Каналы в плане разноориентированы, однако прослеживается некоторое тяготение их простираний к простиранию осей складок (см. рис. 3.21).

На участках развития каналов пласт В представлен пестрым сильвинитом. Иногда вблизи каналов сильвинит перекристаллизован и даже замещен каменной солью (рис. 3.22). Перекристаллизация сопровождается образованием гигантских кристаллов (блоков) молочно-белого сильвина и бесцветного, иногда синего шпатового галита. Размеры кристаллов весьма велики и нередко превышают в

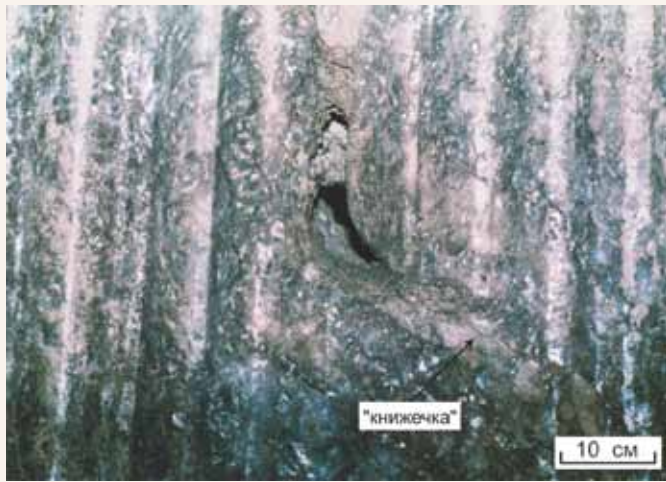


Рис. 3.19. Овальный канал в «книжечке» пласта КрI-КрII (ось канала ориентирована под косым углом к стенке выработки). Рудник СКРУ-2

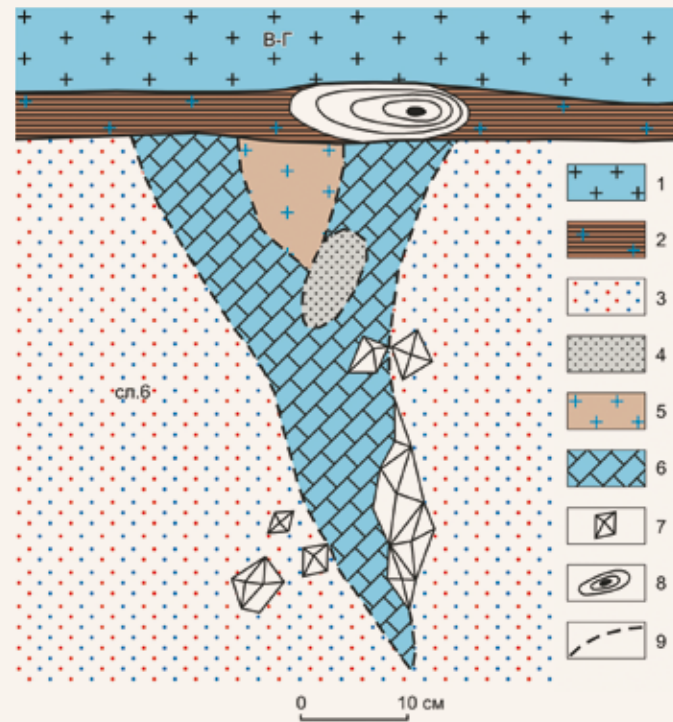


Рис. 3.22. Вторичные изменения в слое 6 пласта В вблизи канала (рудник БКПРУ-4): 1 – каменная соль; 2 – соленосная глина; 3 – пестрый сильвинит; 4 – серый галит; 5 – каменная соль замещения с глинистым материалом; 6 – синий шпатовый галит; 7 – блоки молочно-белого сильвина; 8 – открытый канал; 9 – внутрислойные литологические границы

ребре 10–15 см. Наличие перекристаллизованного пестрого сильвинита и небольших зон замещения вблизи каналов свидетельствует о том, что по последним двигались водные растворы. Природа каналов пока неясна, но: очевидно, они образовались из открытых трещин.

Прекрасное описание полостей («пустот») в породах калийной залежи месторождения дано в работе Б.М. Голубева [59]. Один из примеров приведен на рис. 3.23. Однако в соляных породах флюидопроводники визуально обнаруживаются относительно редко. Чаще всего о былом их существовании можно лишь догадываться. Таким случаем является, например, присутствие пятен и цепочек крупных кристаллов молочно-белого сильвина в пестрых и красных сильвинитах (см. рис. 3.24 и 3.25). В других случаях, когда перекристаллизация проявляется в виде полосы, секущей пласт (см. рис. 3.26 и 3.27), о былом существовании рассолопроводящих трещин можно говорить более уверенно.

Очень редко каналы сформировались в результате расщепления «книжечки» уже после того, как прошла ее литификация. На рис. 3.28 видно, что по расщеплению «книжечки» прежде мигрировали растворы, впоследствии «залечившие» этот канал.

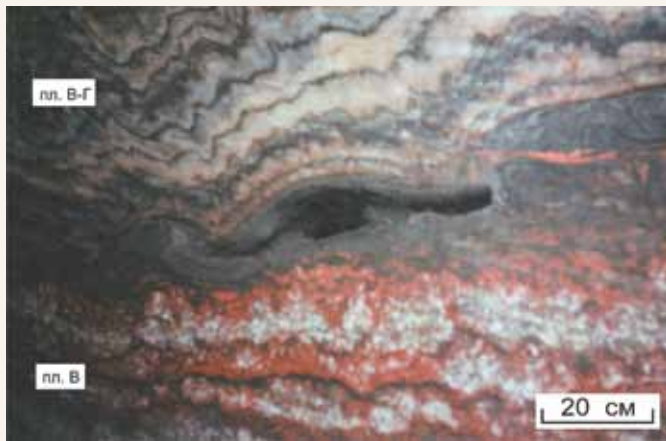


Рис. 3.20. Один из открытых каналов, приуроченных к кровле пласта В (опытная панель рудника БКПРУ-4)

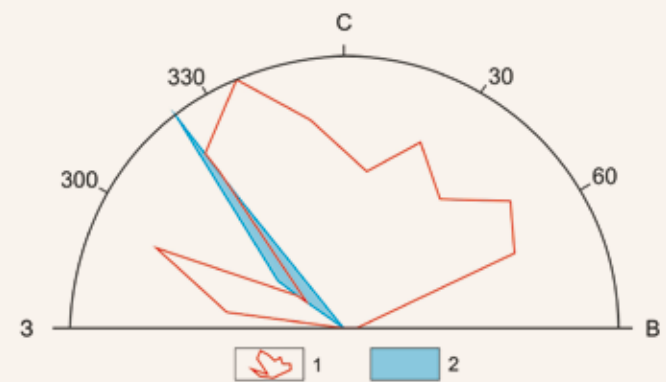


Рис. 3.21. Розы-диаграммы простираций каналов и открытых секущих трещин (1) и осей локальных складок (2)

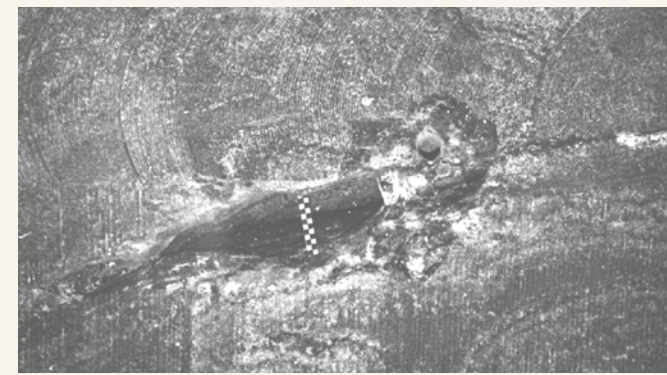


Рис. 3.23. Линзовидная полость на границе слоев 4 и 5 пласта КрII. Рудник БКПРУ-1. Фото Б. М. Голубева

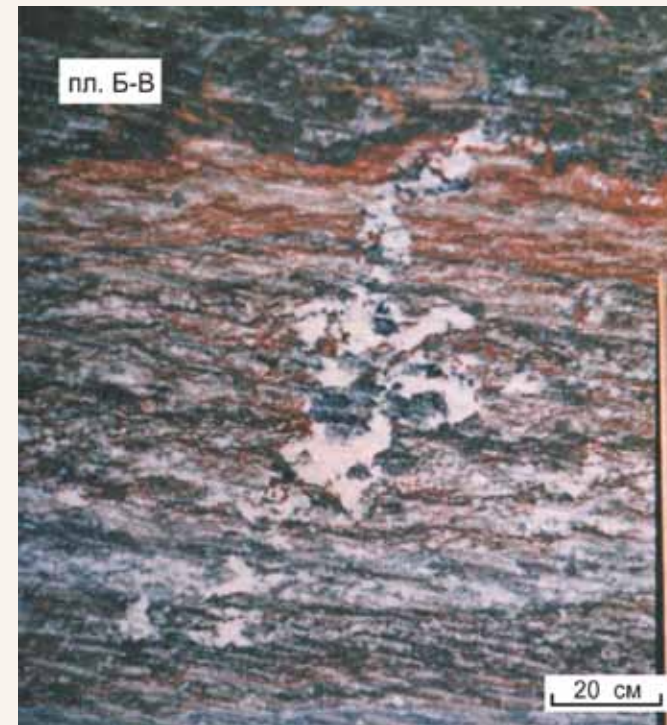


Рис. 3.24. Цепочка гигантских кристаллов молочно-белого сильвина и синего галита (центральная часть кадра) в пестром сильвините пласта В. Рудник СКРУ-3

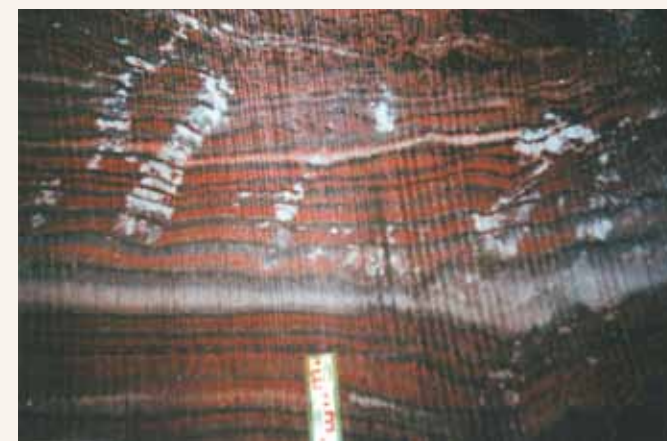


Рис. 3.25. Полоски и пятна молочно-белого сильвина в красном сильвините пласта КрII. Рудник БКПРУ-4

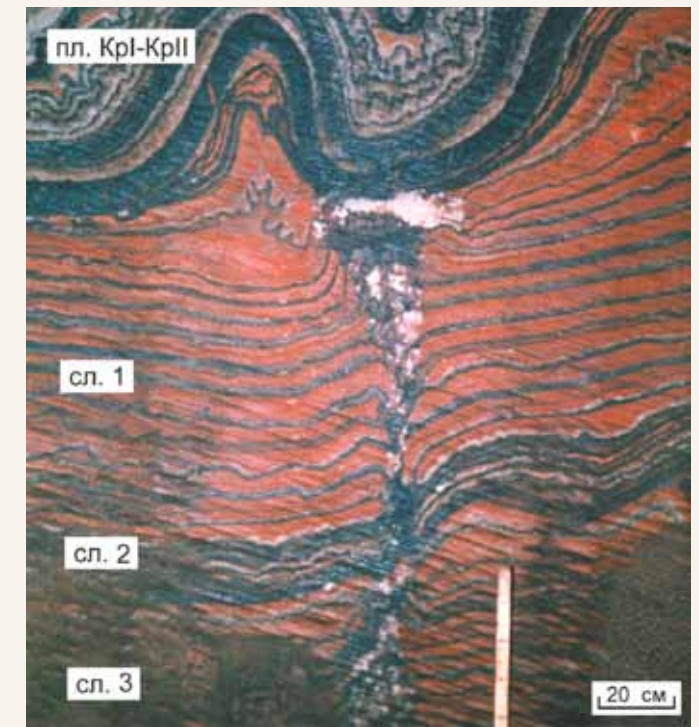


Рис. 3.26. Локальная перекристаллизация и деформация красных сильвинитов пласта КрII. Рудник БКПРУ-4



Рис. 3.27. Секущие слоистость полосы (светло-серое) перекристаллизации каменной соли одной из зон замещения красных сильвинитов пласта КрII. Рудник БКПРУ-4



Рис. 3.28. Расслоение «книжечки», заполненное монокристаллом шпатового галита

Приведенный материал свидетельствует, что на стадии катагенеза в соляной толще имели место многочисленные флюидопроводники, формирование которых идет за счет различных процессов. Уместно отметить, что определенную роль в образовании внутрисолевых флюидопроводников играл и гидроразрыв, который имеет большое значение в развитии трещиноватости любых типов пород [33, 226, 293 и др.].

Опубликованные результаты опытных и теоретических исследований по эпигенезу различных осадков позволяют с объективных позиций рассмотреть направление и характер движения элизонных вод применительно к соляным толщам. Седиментационное уплотнение осадка под воздействием гравитационных сил является основным фактором миграции вод на стадии диагенеза (см. разд. 3.3). Направление и масштабы

этого движения зависят от внутренних особенностей уплотняющейся толщи.

Разгрузка водных растворов при уплотнении хорошо проницаемых горизонтально залегающих осадков, каковым является соляной осадок, происходит в основном в виде восходящей ламинарной фильтрации [2, 316]. Другое дело, когда однородная по составу толща залегает на наклонном основании. Ниже рассматривается вопрос о возможности латеральной миграции флюидов в однородных и квазиоднородных по составу полого залегающих осадках.

Известно, что на границе пластов с различной проницаемостью происходит преломление потока водных растворов (рис. 3.29а), и в этом случае можно записать соотношение («правило тангенсов»): $tg\alpha_1 : tg\alpha_2 = K_1 : K_2$, где α – угол между направлением потока и нормалью к напластованию, K – коэффициент проницаемости. На рис. 3.29б показана толща, сложенная пластами осадков с различными коэффициентами проницаемости (K_n) и мощностями (m_n), в которую снизу входит поток. Найдем общее отклонение (X) потока от точки входа его в первый пласт до кровли n -го пласта.

$$X = h_n \cos\alpha_0, \quad (3.1)$$

$$X' = \sum_{i=1}^n \Delta X_i, \quad (3.2)$$

$$\Delta X_i = a_i - c_i, \quad (3.3)$$

$$a_i = m_i \cdot tg\alpha_i \quad (3.4)$$

$$c_i = m_i \cdot tg\alpha_0, \quad (3.5)$$

Из свойств «правила тангенсов» следует, что угол между направлением потока и нормалью

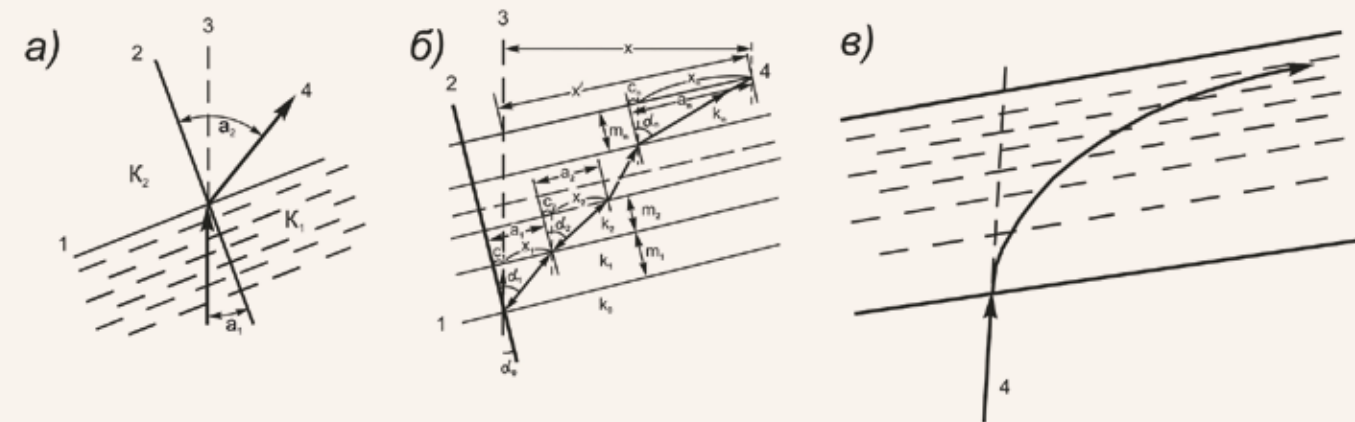


Рис. 3.29. К выводу формулы для расчета горизонтального смещения потока элизонных вод: а) преломление потока флюида на границе пластов с различной проницаемостью (1 – граница пластов; 2 – нормаль к напластованию; 3 – вертикаль; 4 – направление потока); б) характер изменения направления потока флюида в многослойной среде; в) изменение направления потока флюида в однородной уплотняющейся толще

к напластованию в любом верхнем пласте не зависит от проницаемости промежуточных пластов (что легко проверить путем последовательного нахождения угла α_i через α_0) и может быть выражен следующим образом:

$$tg\alpha_i = (K_i/K_0)tg\alpha_0. \quad (3.6)$$

Из выражений (3.3–3.5) получим, что

$$\Delta X_i = m_i(K_i/K_0)tg\alpha_0 - m_i tg\alpha_0. \quad (3.7)$$

Зная, что $m_i = \Delta h_i \cos\alpha_0$ и используя выражения (3.1, 3.2, 3.7) получаем

$$X = (tg\alpha_0/K_0)\sum \Delta h_i K_i - tg\alpha_0 \sum \Delta h_i, \quad (3.8)$$

где Δh_i – вертикальная мощность i -го пласта.

В уплотняющихся однородных по составу толщах коэффициент проницаемости может быть выражен как функция глубины, т.е. $K = K(h)$, тогда

$$\lim \sum h_i K_i = \int K(h)dh, \quad (3.9)$$

где h_0 и h_i – глубины залегания пород в зоне поступления вод и интересующей нас части разреза толщи соответственно.

Пренебрегая правой половиной правой части выражения (3.6) вследствие малых углов наклона пластов и используя выражение (3.7), найдем полное горизонтальное смещение потока X

$$X = (tg\alpha_0/K_0) \cdot \int K(h)dh, \quad (3.10)$$

К сожалению, в настоящее время невозможно использовать выражение (3.10) для вычисления горизонтального смещения потока отжимающихся вод, поскольку неизвестен вид функции $K(h)$. Можно лишь отметить, что это смещение для соляной толщи ВКМС весьма велико, так как проницаемость неглубоко залегающих солей больше на несколько порядков проницаемости консолидированных пород, а региональный наклон восточного борта Соликамской впадины составляет не менее 1° . Таким образом, в разрезе толщи осадков элизонные воды мигрируют от наиболее погруженной части бассейна к его краевым частям так, как это показано на рис. 3.29в.

Применительно к палеогидродинамике соляной толщи Верхнекамского месторождения это означает, что при уплотнении соляного осадка, кроме движения вод в вертикальном направлении, имела место и латеральная миграция. Латеральная миграция преобладала над вертикальной, т.е. в плане растворы двигались от наиболее погруженных частей бассейна вверх по региональному наклону пластов к их краям (см. рис. 3.30). Участки внутри Камского прогиба и центральные части крупных впадин представляли собой «мертвые зоны» для рас-

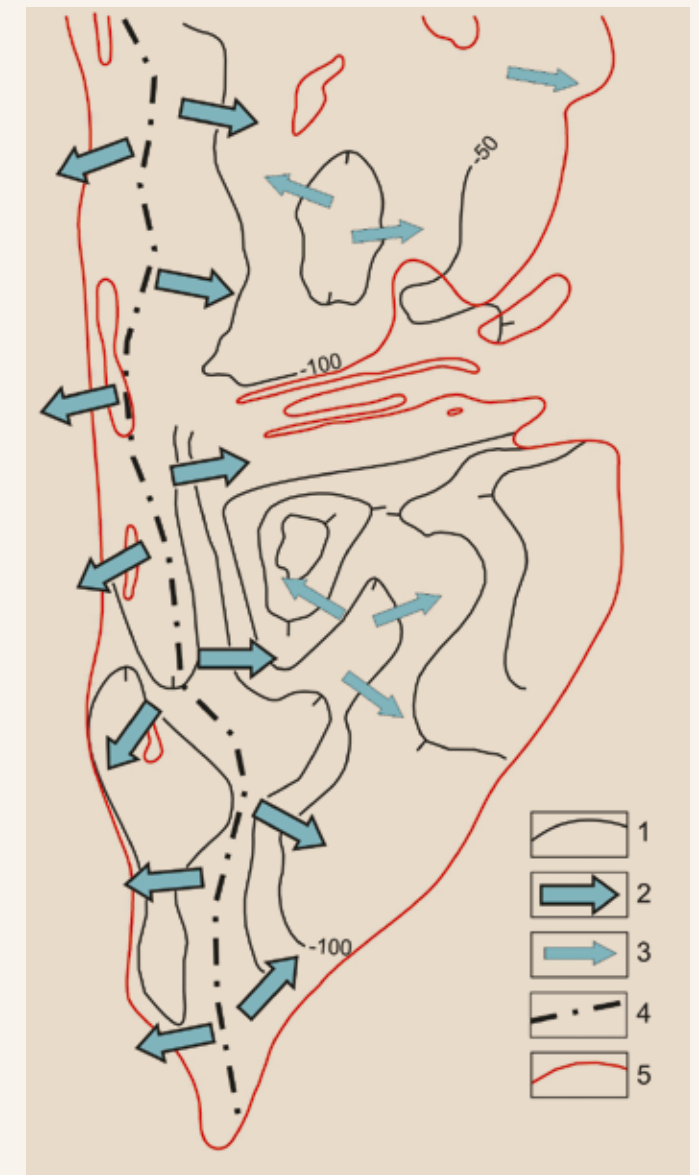


Рис. 3.30. Палеогидрогеологическая схема соляной толщи в пределах центральной и южной частей калийной залежи ВКМС: 1 – стратоизогипсы по кровле ПКС; основные (2) и возможные (3) направления миграции элизонных вод соляной толщи в плане; 4 – ось Камского прогиба; 5 – контур калийной залежи

творов, вытесняемых из нижних горизонтов уплотняющейся толщи.

Преобладание латеральной миграции флюидов над вертикальной в период диагенеза соляных пород Верхнекамского месторождения имеет решающее значение для сохранения карналлитовой пачки, так как отжимающихся вод достаточно для превращения большей части карналлитовых пород в сильвинит. В карналлитовой пачке метасоматоз наиболее полно проявился в сильвинитизации карналлитовой породы пласта Б. В приосевой части Камского прогиба метасоматическое изменение состава пород на стадии диагенеза было

минимальным, там и сохранились крупные поля карналлитовых пород нижних пластов карналлитовой пачки и фрагменты пласта KpIV.

Не исключена возможность, что в диагенетическую стадию формирования месторождения элизонные воды самой соляной толщи в отдельных случаях разгружались сосредоточенно, проникали вверх по разрезу и, взаимодействуя с калийсодержащими породами, образовали локальные зоны замещения. Именно об этом говорил А.Е. Ходьков еще в 1956 г. [318], когда объяснял образование каменной соли зон замещения и пестрых сильвинитов. Отличительной чертой этих зон замещения является их малое развитие по разрезу, слабое изменение текстуры пород, отсутствие ангидритовых ядер и микрокапелек углеводородов в перекристаллизованном галите.

Миграция агрессивных растворов в соляной толще на стадии катагенеза происходила над стыками блоков подсолевого комплекса пород. Процессы миграции водных растворов этого этапа и связанная с этой миграцией метасоматоза имели пульсационный характер, так как образование флюидопроводников в сильной степени зависело от интенсивности движений блоков фундамента относительно друг друга.

Миграцией агрессивных растворов на катагенетической стадии формирования соляной залежи обусловлена локальная изменчивость мине-

рального состава продуктивных пластов. Однако в некоторых случаях близость многочисленных очагов разгрузки подсолевых вод явилась, вероятно, причиной регионального развития вторичных пород. Особенно четко это характерно для пласта Б. Не исключается, что по этой же причине самые тонкие нижние пласты сильвинитовой пачки имеют «островной» характер развития (см. разд. 1.2).

Изменчивость минерального состава продуктивных пород на более высоких уровнях (уровни макротекстуры, текстуры и зерна) вызвана прежде всего макродисперсией элементов потока на обеих стадиях миграции агрессивных растворов. Обычно выделяют две схемы неоднородности среды, обуславливающих макродисперсию: упорядоченную и неупорядоченную. Применительно к условиям соляной толщи Верхнекамского месторождения эти схемы имеют следующий вид (рис. 3.31).

Упорядоченная неоднородность соляных пород обусловлена их слоистостью, при которой растворы мигрируют, прежде всего, по более проницаемым слоям и прослойкам. В слабопроницаемых слоях вещество мигрирует путем диффузии поперек наслоения.

Неупорядоченная неоднородность среды обусловлена блоковым строением слабопроницаемых пород, разделенных системой трещин различных размеров. По трещинам происходит кон-

вективный массоперенос вещества, а внутри блоков – диффузионный. Макродисперсия по этой схеме проявилась, очевидно, наиболее широко при образовании вторичных пород на катагенетическом этапе соляной толщи. В природных условиях растворы движутся не только по рассмотренным схемам, которые, в общем, являются лишь крайними случаями. При движении растворов по системам трещин часть растворов (возможно, значительная) проникала в прослойки и тонкие пачки соленосных глин и формировала слоистые тела вторичных пород. И наоборот, при основном типе фильтрации по схеме упорядоченной неоднородности среды фильтрация части растворов осуществляется по секущим локальным трещинам различного генезиса. В действительности, скорее всего, имела место комбинация типов неоднородных сред, но с преобладанием того или иного типа.

Нет необходимости рассматривать конкретные возможные варианты движения агрессивных растворов – их великое множество. Важно отметить только то, что все наблюдаемые взаимоотношения первичных и вторичных пород могут быть объяснены с позиций палеогидродинамики соляной толщи.

Метасоматоз солей

Рассмотрим взаимодействие раствора, насыщенного только по NaCl (раствор I) с породами калийной залежи месторождения. При проникновении раствора в сильвинитовый пласт образуется система: галит + сильвин + раствор I, в которой подвижным компонентом является KCl, а инертным – NaCl. Система стремится к равновесию, в результате чего растворяется сильвин и одновременно кристаллизуется галит. Растворение сильвина будет происходить до тех пор, пока фигуративная точка вновь образующегося раствора II (в системе NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O) не достигнет линии насыщения по NaCl и KCl. Раствор II останется равновесным твердой фазе, пока не достигнет карналлита. Здесь образуется новая система: галит + карналлит + раствор II. В этой системе подвижным компонентом является MgCl₂, что служит причиной инконгруэнтного растворения карналлита. Растворение карналлита будет происходить до тех пор, пока раствор не станет равновесным твердой фазе (галит + сильвин + карналлит). Образующийся раствор III, двигаясь по карналлитовой породе, остается равновесным к ней, поскольку все минералообразующие компоненты являются инертными (рис. 3.32).

Количественная характеристика процессов метасоматоза заключается прежде всего в расчете баланса первичных и вторичных продуктов. При рассмотрении вещественного баланса метасоматоза калийных солей остановимся на трех вопросах: количественной оценке степени агрес-

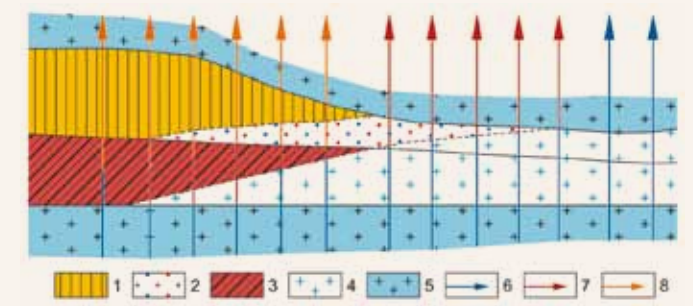


Рис. 3.32. Схема метасоматической зональности в солях ВКМС на примере пластов А и Б: 1 – карналлитовая порода; 2 – пестрый сильвинит; 3 – полосчатый сильвинит; 4 – каменная соль замещения; 5 – каменная соль нормальной садки; растворы, насыщенные по: 6 – NaCl, 7 – NaCl и KCl, 8 – NaCl, KCl и MgCl₂

сивности мигрирующих растворов, оценке соотношения объемов исходной и метасоматической пород, определении соотношения объемов исходных продуктов и продуктов реакций метасоматоза.

Количественная оценка степени агрессивности растворов, мигрирующих внутри калийной залежи, может быть дана в виде объема замещенного минерала, приходящегося на единицу объема агрессивного раствора, которую обозначим через А. Для получения этой величины необходимо знать состав агрессивных растворов. Вопрос о составе воддегидратации гипса и инфильтрационных вод решается довольно просто. К моменту взаимодействия с калийными породами эти воды будут насыщены только по NaCl при полном отсутствии KCl и MgCl₂ (здесь не рассматриваются все труднорастворимые компоненты и CaSO₄). Состав поровых вод глинисто-ангидритовой толщи характеризовался, вероятно, значительным преобладанием NaCl над KCl и MgCl₂, так как доломит и гипс выпадают в осадок при весьма малой солености. Значительная часть K и Mg поровых вод глинисто-ангидритовой толщи могла поглощаться глинистыми минералами, входящими в состав этой толщи, в процессе диагенеза. Поэтому мы не допустим большой ошибки, если примем, что поровые воды глинисто-ангидритовые толщи были насыщены только по NaCl и содержали такое количество KCl и MgCl₂, которым можно пренебречь.

Значительно сложнее обстоит дело с выяснением состава межкристалльной рапы осадка, сформировавшего ПдКС. Поскольку на высоких стадиях галогенеза стратификация рапы проявляется более жестко, то концентрация межкристалльной рапы самых нижних слоев несколько выше концентрации рапы, соответствующей началу садки галита. То же самое относится к концентрации межкристалльной рапы самых нижних

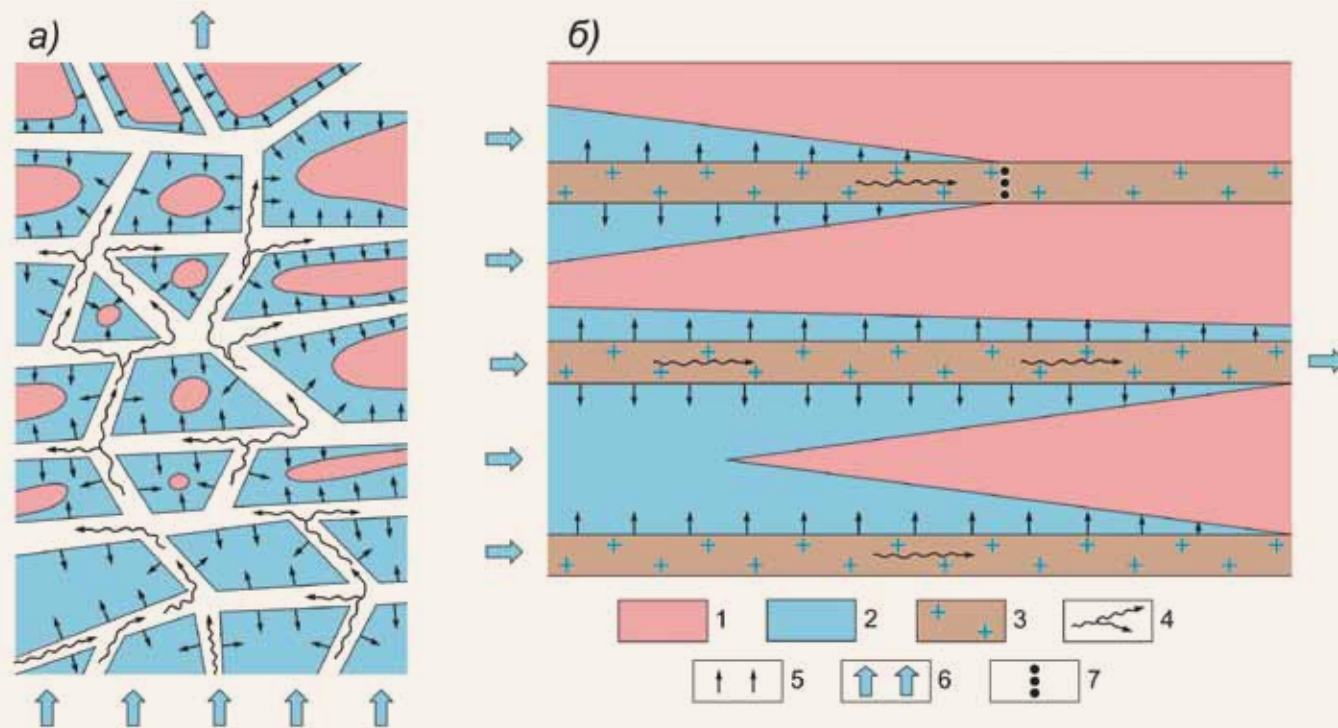


Рис. 3.31. Схемы макродисперсии потока при неупорядоченной (а) и упорядоченной (б) неоднородностях: 1 – первичная порода; 2 – измененная порода; 3 – прослой соленосных глин; 4 – общее направление движения растворов; 5 – направление движения растворов в трещинах и прослоях соленосных глин; 6 – фильтрация растворов и диффузия растворенных веществ поперек слоистости; 7 – граница распространения агрессивного раствора

слоев сильвинитовой и карналлитовой пачек. Однако, благодаря уплотнению нижних частей ПдКС, межкристалльная рапа малой концентрации поднималась в ее верхние части, вытесняя более концентрированную. Это, вероятно, приводило к тому, что еще до начала формирования сильвинитовой пачки в самых верхних частях ПдКС уже имелись растворы, способные к выщелачиванию калийных солей. Однако изменение состава этих растворов по разрезу остается неизвестным, поэтому количественная оценка степени агрессивности растворов, отжатых из подстилающей каменной соли, дается ориентировочно.

Количественная характеристика метасоматических процессов калийных солей Верхнекамского месторождения дается на основе расчета материального баланса в системе NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O для двух типов реакций: взаимодействие агрессивных растворов с сильвинитами (реакции I–IV) и взаимодействие агрессивных растворов с карналлитом (реакции V, VI) (см. табл. 3.5). Расчет материального баланса проведен по общему уравнению, которое имеет следующий вид:

$$X + Y + Z + Q_1 + Q_2 = 0,$$

где X, Y и Z – количества растворенного или выкристаллизованного сильвина, карналлита и галита, соответственно, Q₁ и Q₂ – количества исходного и конечного растворов, соответственно.

Участие фаз в различных реакциях показано в табл. 3.5, где знак (-) означает исходный продукт, (+) – продукт реакции и (0) означает, что фаза в реакции не участвует. Знаки (-), (+) и (0) учитываются при решении уравнения. Расположение фигуративных точек состава растворов, участвующих в реакциях, показано на рис. 3.33.

Решая систему уравнений для каждой реакции, найдем количества и объемы всех веществ, вступающих в реакцию, и всех конечных продуктов реакции (табл. 3.7). При расчете объемов твердых фаз принималось, что удельный вес сильвина составляет 1,99 г/см³, галита – 2,17 г/см³ и карналлита – 1,60 г/см³.

Как и следовало ожидать, наиболее агрессивными являются растворы, в которых отсутствуют компоненты, входящие в состав калийсодержащих минералов. К таким растворам относятся инфильтрационные воды, воды дегидратации гипса и поровые воды ГАТ. Для характеристики их агрессивности принят состав, соответствующий фигуративной точке 3 (см. рис. 3.33 и табл. 3.6), так как прежде чем достичь карналлитовой породы, они насыщаются по KCl при миграции по сильвинитовой пачке или метасоматической зоне образовавшегося сильвинита. Причем вместе с изменением со-

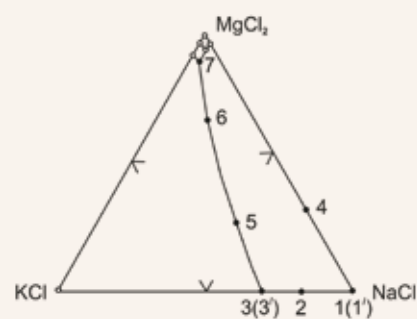


Рис. 3.33. Фигуративные точки растворов, участвующих в расчетных реакциях замещения (состав растворов приведен в табл. 3.5)

температуре +10°C, A = 0,058, а в реакции II (t = +15°C), A = 0,061. По аналогии с современной температурой подземных вод [12] принимаем, что средняя температура древних агрессивных вод была близка к +10°C. Наличие MgCl₂ в растворе, даже при полном отсутствии KCl, снижает A при замещении сильвинита (реакции III и IV).

В связи с тем, что установить средний состав межкристалльных растворов ПдКС не удалось, и установление величины A для этих растворов прямым путем также затруднительно. Из расчетов следует, что значение величины A для агрессивных растворов при замещении сильвинита галитом колеблется в пределах от 0 до 0,061. Так, раствор 2 (см. табл. 3.6), содержащий, кроме NaCl, также и KCl в количестве 5,39%, характеризуется величиной A, равной 0,024 (см. табл. 3.7). Однако следует заметить, что при садке галита рапа Верхнекамского солеродного бассейна, вероятно, никогда не содержала такого большого количества KCl. Используя расчеты Г.Г. Уразова [292] и экспериментальные данные по изучению растворимости солей в системе NaCl-KCl-MgCl₂-H₂O [271], определили, что при всех вариантах содержание KCl в рапе солеродного бассейна не могло превышать 3,7%. Таким образом, экстраполируя расчетные данные, условно принимаем, что средняя агрессивность межкристалльной рапы подстилающей каменной соли характеризовалась величиной A, равной 0,025.

По отношению к карналлитовым породам агрессивность мигрирующих вод достигает очень больших величин (см. табл. 3.7). Причем наибольшей агрессивностью (A = 0,968), как и в случае взаимодействия с сильвинитами, обладают инфильтрационные воды, воды дегидратации гипса и поровые воды ГАТ. Для характеристики их агрессивности принят состав, соответствующий фигуративной точке 3 (см. рис. 3.33 и табл. 3.6), так как прежде чем достичь карналлитовой породы, они насыщаются по KCl при миграции по сильвинитовой пачке или метасоматической зоне образовавшегося сильвинита. Причем вместе с изменением со-

Таблица 3.5

Участие фаз в реакциях метасоматоза

№ реакции	Твердая фаза			Жидкая фаза		t°C
	X	Y	Z	Q(a ₁)	Q(a ₂)	
I	–	0	+	– Q(1)*	+ Q(3)	10
II	–	0	+	– Q(2)	+ Q(3)	10
III	–	0	+	– Q(1)	+ Q(3)	15
IV	–	0	+	– Q(4)	+ Q(5)	15
V	+	–	+	– Q(3)	+ Q(7)	10
VI	+	–	+	– Q(6)	+ Q(7)	10

* в скобках указаны номера исходных и конечных растворов, составы которых приведены в табл. 3.6.

Таблица 3.6

Состав растворов (вес. %), участвующих в реакциях [271]

№ раствора	KCl	MgCl ₂	NaCl	H ₂ O	t°C	d
1	0	0	26,33	73,67	10	1,205
1'	0	0	26,35	73,65	15	1,203
2	5,39	0	23,38	71,23	10	1,222
3	9,02	0	21,36	69,62	10	1,233
3'	9,55	0	20,63	69,82	15	1,236
4	0	7,65	17,90	74,45	15	–
5	7,52	7,33	13,83	71,32	15	1,237*
6	4,43	18,58	5,42	71,56	10	1,245
7	2,67	25,43	1,92	69,98	10	1,270

* состав и удельный вес раствора найден методом интерполяции

Таблица 3.7

Вещественный баланс реакций метасоматоза

(в числителе – вес вещества, т; в знаменателе – объем вещества, м³)

№ реакции	Твёрдая фаза				Жидкая фаза			A
	Сильвин (X)	Карналлит (Y)	Галит (Z)	Сумма	Q ₁	Q ₂	Сумма	
I	<u>-0,115</u> -0,058	0	<u>+0,045</u> +0,021	<u>-0,070</u> -0,037	<u>-1,205</u> -1,000	<u>+1,275</u> +1,034	<u>+0,070</u> +1,034	0,058
II	<u>-0,047</u> -0,024	0	<u>+0,019</u> +0,009	<u>-0,028</u> -0,015	<u>-1,222</u> -1,000	<u>+1,250</u> +1,014	<u>+0,028</u> +0,014	0,024
III	<u>-0,122</u> -0,061	0	<u>+0,055</u> +0,025	<u>-0,067</u> -0,036	<u>-1,203</u> -1,000	<u>+1,270</u> +1,028	<u>+0,067</u> +0,028	0,061
IV	<u>-0,078</u> -0,039	0	<u>+0,034</u> +0,016	<u>-0,044</u> -0,023	<u>-1,000</u> ?	<u>+1,044</u> +0,844	<u>+0,044</u> ?	-
V	<u>+0,471</u> +0,237	<u>-1,549</u> -0,968	<u>+0,223</u> +0,103	<u>-0,855</u> -0,648	<u>-1,233</u> -1,000	<u>+2,088</u> +1,644	<u>+0,855</u> +0,644	0,968
VI	<u>+0,138</u> +0,069	<u>-0,459</u> -0,287	<u>+0,038</u> +0,018	<u>-0,283</u> -0,200	<u>-1,245</u> -1,000	<u>+1,528</u> +1,203	<u>+0,283</u> +0,203	0,278

става происходит увеличение объема раствора. Таким образом, в пересчете на первичный объем поступающего раствора, его агрессивность по отношению к карналлитовым породам достигает почти 1,0.

Для межкристальной рапы ПдКС принимаем, что ее агрессивность не ниже чем средняя величина между 0 и 1 и примерно равна 0,5. Принятая величина основана на том, что к началу садки калийных солей поровое пространство верхней части ПдКС заполнено весьма агрессивными растворами, отжатыми из ее нижних частей. Сводные данные по агрессивности растворов различных типов приведены в табл. 3.8.

Механическое перераспределение глинистого материала

Изменение состава соляных и других пород под воздействием мигрирующих растворов осуществлялось не только путем химических реакций с исходными породами, но и механическим перераспределением частиц глинистых минералов Н.О. солей. Фактический материал, изложенный в разд. 2.2, дает основание полагать, что тела СГМ образовались не в открытую фазу солеродного бассейна, а в ходе эпигенетических (позднедиагенетических или катагенетических) процессов.

В работе [73] скопления глинистого материала в соляной толще ВКМС называются по-разному: «диапировые структуры перемещения глинистого материала», «диапировые структуры перемещения и обособления глинистого материала», «обособления глинистого мате-

риала», «глинистые обособления». По мнению авторов этой работы, «обособления» возникли в ходе образования надвигов: «...формирование обособлений происходило в результате прорыва или внедрения в полностью или частично литифицированные соляные породы полужидкой (пульпообразной) соляно-глинистой массы» [73, стр. 194]. При этом основным источником «глинистого» материала являлись глинисто-ангидритовые пачки, залегающие в основании нижерасположенных пластов каменной соли, т.е. так называемые коржи.

Мы не можем согласиться с этим мнением, поскольку неясен механизм перехода глинисто-ангидритовой породы в пульпу. Основным механизмом формирования скоплений глинистого материала, по нашему мнению, является механический перенос глинистых частиц водными растворами, которые мигрировали внутри солей на различных стадиях эпигенеза.

Продолжительность процесса отжатия поровых вод соляной толщи при ее уплотнении сопоставима с продолжительностью всей стадии диагенеза солей. Соляной осадок в это время представлял собой рыхлое образование с большим объемом порового пространства. Относительная длительность процесса отжатия вод, малые градиенты давлений и высокая проницаемость соляного осадка обусловили очень малую абсолютную скорость движения флюидов, которой, по-видимому, оказалось недостаточно для переноса во взвешенном состоянии даже глинистых частиц.

Таблица 3.8

Сводные данные по агрессивности растворов по отношению к калийсодержащим минералам

Замещаемые минералы	Виды растворов	
	Межкристальная рапа осадка ПдКС	Поровые воды ГАТ, воды дегидратации гипса и метеорные воды
Сильвин	0,025	0,058
Карналлит	0,500	1,000

Таблица 3.9

Основные эпигенетические процессы в солях ВКМС с участием водных растворов и их результаты

Взаимодействие		Процессы	Результаты
Активное	Химическое	Растворение (карст)	Гипсово-глинистые шляпы, отрицательные структуры
		Переотложение	Инъективные тела
		Метасоматоз	Метасоматические тела
	Механическое	Переотложение	Глинистые тела
Нагнетание		Гофрировка слоев, трещины и отслоения	
Пассивное	Физико-химическое	Перекристаллизация	Вторичные текстуры и структуры пород
			Складки
		Заполнение полостей	Соляные жилы

Движение водных растворов на стадии катагенеза, когда уже завершилась литификация породы, происходило преимущественно по различным трещинам и полостям отслаивания, образовавшимся как за счет смятия пород, так и за счет гидроразрыва. Относительная быстротечность разгрузки подсолевых вод сквозь соляную толщу, малые живые сечения флюидопроводников и значительные градиенты давления предопределили повышенную скорость движения флюидов. Поскольку отслоения в основном приурочены к галопелитовым прослоям, где породы менее прочны, растворы подхватывали глинистые частицы и транспортировали их во взвешенном состоянии. Достаточно для этого скорость движения растворов, согласно расчетам по формуле Стокса, составляет около $3,5 \cdot 10^{-6}$ м/с. Расчет производился для условий: $d = 0,005$ мм; $\Delta\rho = 1,3$ г/см³; $\eta = 5 \cdot 10^{-3}$ Па·с. При учете формы глинистых частиц критическая скорость может быть и меньшей. На участках с сильно увеличенными поперечными сечениями флюидопроводников скорость снижалась ниже критической, что вело к выпадению взвешенных частиц из эмульсии и их концентрации.

Возможность механического перераспределения глинистого материала в эпигенетическую стадию формирования соляных толщ представляется почти очевидной. В противном случае объяснение образования локальных, иногда довольно крупных относительно однородного глинистого материала скоплений, встречающихся в пластах Верхнекамского, Старобинского и других месторождений, может вызвать непреодолимые трудности.

Общая характеристика роли флюидов в эпигенезе солей

Выявленные закономерности геологического строения соляной толщи свидетельствуют о широкомасштабном проявлении эпигенетических процессов, многие из которых проходили при участии различных подземных вод. Роль водных растворов в этих процессах может быть представлена в следующем виде (см. табл. 3.9).

Все разнообразные процессы в соляной толще с участием водных растворов разделяются на два типа: активные и пассивные. Активная роль водных растворов проявляется в их способности к химическому и механическому воздействию на соляные породы (осадки). При этом раствор находится в движении. Пассивная роль проявляется в том, что раствор, будучи химически равновесен к солям, служит средой, в которой происходит диффузионное перемещение растворенных веществ. В этом случае водный раствор или находится в состоянии покоя, или медленно фильтруется сквозь соляную породу (осадок).

В процессе взаимодействия водных растворов с соляным субстратом происходит изменение его состава и структуры. Под структурой здесь понимаются как текстурно-структурные особенности соляного субстрата, так и его тектоническое строение.

Состав соляных пород изменяется посредством нескольких механизмов: растворение, растворение – перенос – отложение (т.е. переотложение), метасоматоз, механическая транспортировка нерастворимого вещества с последующим отложением, очищение зерен минералов от примесей при их перекристаллизации, выпадение веществ из раствора в образующихся полостях.

Широкий диапазон и в формировании (или преобразовании) структур соляного субстрата: образование метакристаллов и инъективных тел (жилы, линзы, пластообразные тела и т.п.); складчатые деформации (от гофрировки до крупных одиночных складок и их серий).

Значительная часть процессов вторичного преобразования соляных пород месторождения при участии водных флюидов была известна до наших исследований и довольно хорошо изучена. Особенно это касается карста солей под воздействием вод зоны интенсивного водообмена. В последние годы довольно хорошо изучен метасоматоз солей, масштаб проявления которого на месторождении огромен (все пестрые сильвиниты и многочисленные зоны замещения продуктивных пластов калийной залежи каменной солью).

Менее изучена активная роль водных растворов в гофрировке отдельных слоев соляного осадка (см. рис. 2.94). На возможность изменения залегания соляных осадков под воздействием высоконапорных подсолевых вод, внедряющихся в толщу нелитифицированных осадков, неоднократно указывал А.Е. Ходьков.

Роль водных растворов в перекристаллизации солей также была известна давно, но, к сожалению, она до сих пор недооценивается. В значительной степени это касается перекристаллизации соляных пород под воздействием мигрирующих химически равновесных к ним рассолов (рис. 3.34 и 3.35). В частности, на рис. 3.35 видно, что при перекристаллизации полосчатых сильвинитов пласта А образуется пестрый сильвинит.

Миграция постседиментационных и подсолевых вод внутри толщи солей (или соляных осадков) осуществлялась как по секущим слоистостям флюидопроводникам, так и по латерали, главным образом по прослоям глинисто-ангидритового материала. Двигаясь внутри соляной толщи, подземные воды, т.е. насыщенные по NaCl рассолы, способствовали перекристаллизации первичного галита, поэтому новообразования

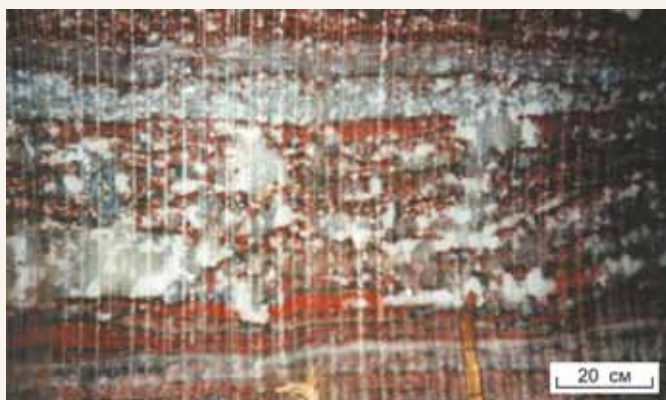


Рис. 3.34. Перекристаллизация красного сильвинита с образованием блоков молочно-белого сильвина (белое) и галита (серое). Пласт КрII, рудник БКПРУ-4



Рис. 3.35. Перекристаллизация полосчатого сильвинита пласта А с образованием пестрого сильвинита. Рудник БКПРУ-4

галита имеют в большинстве случаев согласное залегание в микроцикле и визуально воспринимаются как седиментационные образования.

Известно, что перекристаллизация минералов обычно сопровождается ростом кристаллов и вытеснением примесей на периферию. Начальная перекристаллизация перистого темно-серого галита приводила к образованию перистого светло-серого галита. Его матово-белые «елочки», видимо, нужно рассматривать в качестве реликтов тех же «елочек» перистого темно-серого галита. Дальнейшая перекристаллизация вела к образованию шпатового галита. Таким образом, перекристаллизация первичного перистого темно-серого галита сопровождалась укрупнением зерна и повышением чистоты кристаллов. Мелкие частицы глины и других несоляных минералов, изначально загрязнявшие кристаллы перистого темно-серого галита, вытеснялись из новообразований на периферию, в результате чего на контактах структурных разновидностей галита формировались тончайшие прослойки глинисто-ангидритового материала («рубашки»). Поскольку перистый темно-серый галит содержит в своем составе значительно больше элементов-примесей, чем остальные разновидности галита, наиболее четкие «рубашки» сосредоточены на границе прослоев темно- и светло-серого пери-

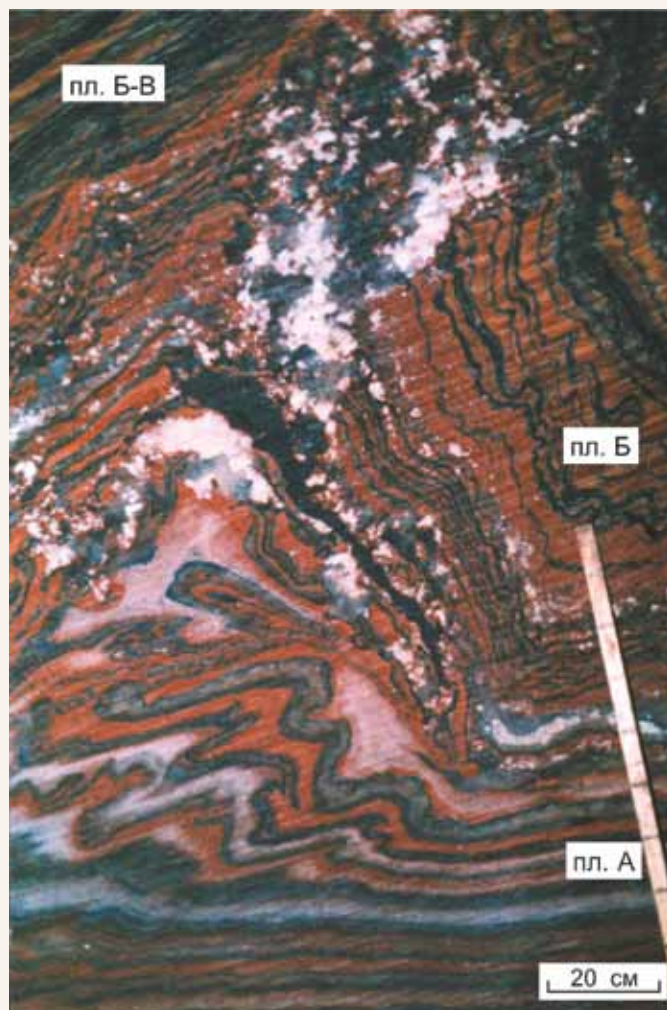


Рис. 3.36. Перекристаллизация и частичное замещение каменной солью пестрого сильвинита пласта Б (верхняя часть кадра) вдоль осевой плоскости антиклинальной складки (внизу полосчатый сильвинит пласта А). Южная стенка одной из горных выработок рудника БКПРУ-4

стого галита. Вместе с перекристаллизацией галита шло формирование и рост стяжений ангидрита.

Приуроченность мигрирующих водных растворов к прослоям глинисто-ангидритового материала должна была обусловить симметричность расположения новообразований галита относительно этих прослоев, чего в действительности не наблюдается. Это явление объясняется, скорее всего, неоднородностью гранулометрического состава глинисто-ангидритового материала по разрезу прослоев. Можно предположить, что верхняя часть этих прослоев сложена более тонкой фракцией, а нижняя – более грубым материалом. Следовательно, нижняя часть прослоя глинисто-ангидритового материала оставалась более проницаемой, т.е. была более активным флюидородоводником. Верхняя же часть служила относительным экраном для мигрирующих водных растворов. В связи с этим фронт перекристаллизации первичного галита в соляном осадке (или каменной соли) был направ-

лен преимущественно в одну сторону, т.е. вниз от этого прослоя. На это направление указывает и преобладающий порядок расположения прослоев разновидностей галита ниже прослоев глинисто-ангидритового материала (сверху вниз): шпатовый – перистый светло-серый – перистый темно-серый галит.

Таким образом, слоистость каменной соли и, скорее всего, калийных пород Верхнекамского месторождения гетерогенна, т.е. она имеет двойную природу – первичную и вторичную. Первичная слоистость отражает условия осадконакопления в солеродном бассейне и проявляется в чередовании прослоев перистого темно-серого галита

и глинисто-ангидритового материала. Вторичная слоистость обусловлена медленной перекристаллизацией уже отложившегося перистого темно-серого галита на стадиях диагенеза и катагенеза при миграции водных растворов, главным образом по прослоям глинисто-ангидритового материала.

Следует отметить, что ни один из рассмотренных процессов взаимодействия водных растворов с солями в «чистом виде» не встречается – это всегда комплекс одновременно действующих механизмов. То же самое относится и к геологическим результатам этого взаимодействия (например, рис. 3.36). Здесь можно говорить только об относительном преобладании того или иного процесса.

ГЛАВА 4
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ЗАДАЧИ ОСВОЕНИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Задачей детальной разведки является выявление ряда факторов, определяющих горно-геологические условия разработки месторождения или его участка. Под горно-геологическими условиями разработки месторождения понимается совокупность особенностей его геологического строения и свойств слагающих его пород и руд, которые определяют техническую возможность и экономическую

целесообразность его разработки и влияют на эффективность ведения горных работ [245]. Место горно-геологических условий в общей системе факторов, определяющих промышленную ценность участков ВКМС, показано на рис. 4.1.

При оценке месторождений или их участков, как правило, учитываются не только горно-геологические, но и другие весьма многочисленные факторы. Применительно к ВКМС промышлен-

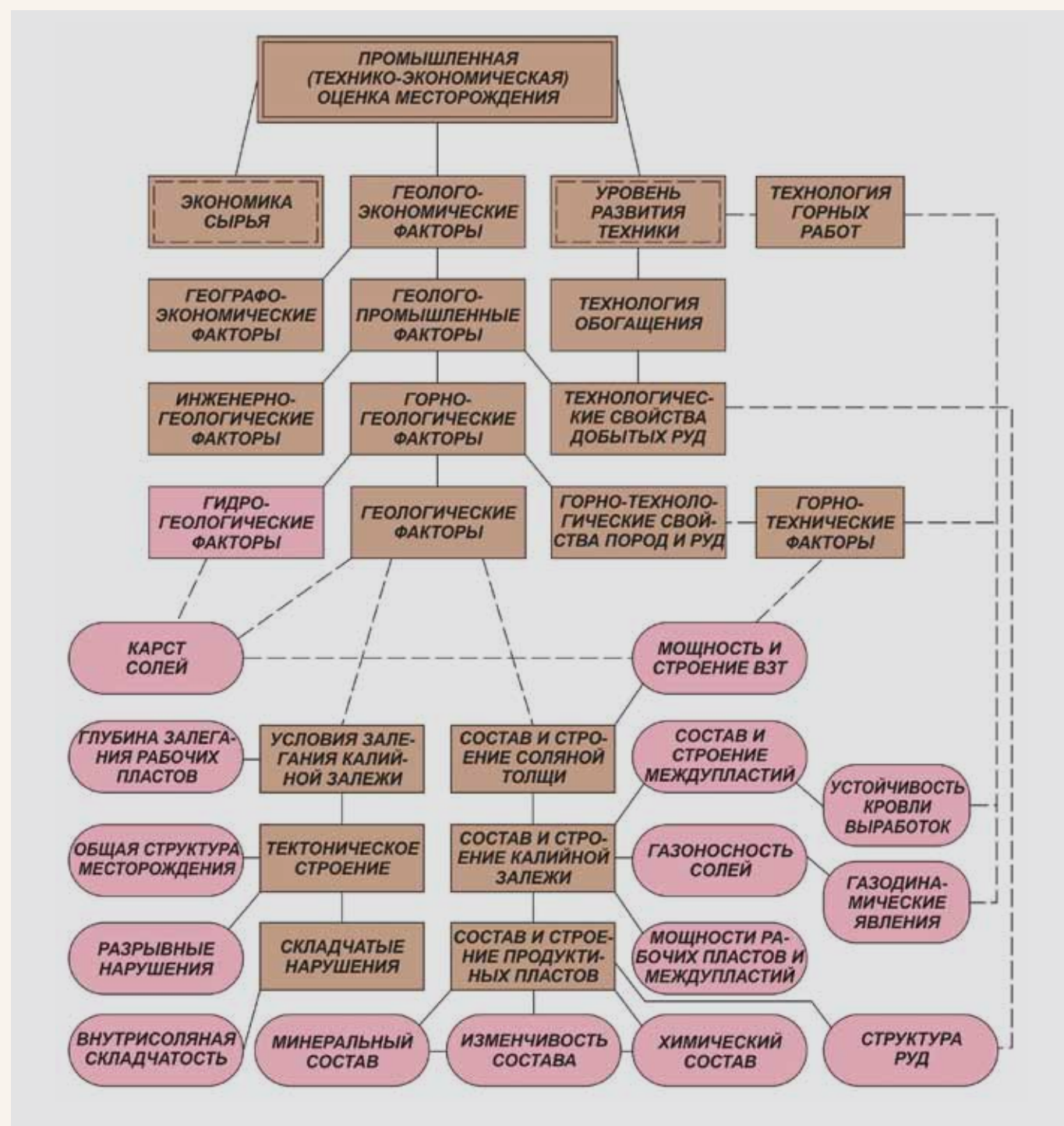


Рис. 4.1. Схема факторов, определяющих ценность калийного месторождения

Таблица 4.1

Значимость («вес») факторов, определяющих эффективность освоения участка ВКМС

Группы факторов (суммарный «вес»)	Частные факторы	«Вес» фактора, %
Горно-геологические условия (37%)	1. Мощность и строение ВЗТ	16
	2. Мощность рабочих пластов	4
	3. Устойчивость кровли рабочих пластов	3
	4. Газоносность массива и газодинамические явления	3
	5. Мощность технологических междупластий	2
	6. Наличие зон замещения каменной солью	2
	7. Глубина залегания рабочих пластов	2
	8. Прочностные свойства пород и руд	2
	9. Интенсивность складчатости	2
	10. Наличие разрывных нарушений	1
Запасы и качество руд (30%)	11. Количество запасов	11
	12. Степень разведанности запасов	4
	13. Содержание КСl	4
	14. Технологические свойства руд	4
	15. Содержание Н.О. в рабочих пластах	3
	16. Изменчивость содержания КСl в рабочих пластах	2
	17. Наличие запасов других солей	2
Инфраструктура (16%)	18. Наличие централизованных электросиловых сетей	3
	19. Наличие автомобильных дорог с твердым покрытием	3
	20. Наличие централизованных сетей водоснабжения	2
	21. Наличие централизованных сетей теплоснабжения	2
	22. Наличие централизованных сетей газификации	2
	23. Наличие железнодорожных подъездов	2
	24. Расстояние до ближайшего крупного поселения	1
	25. Наличие вблизи участка речного порта	< 1
Экологические ограничения (8%)	26. Наличие объектов хранения промходов	2
	27. Наличие водоохранных зон	1
	28. Естественная защищенность подземных вод	1
	29. Близость водозаборов хозяйственных вод	1
	30. Степень залесенности и качество лесов	1
	31. Ландшафтные заказники и памятники природы	< 1
	32. Наличие фауны и флоры занесенных в Красную книгу	< 1
	33. Сельскохозяйственная ценность земель	< 1
Инженерно-геологические условия (7%)	34. Опасность оползней и обвалов	1
	35. Сейсмоопасность	1
	36. Изрезанность рельефа	1
	37. Просадочность грунтов	< 1
	38. Селеопасность	< 1
	39. Интенсивность карстово-суффозионных процессов	< 1
	40. Возможность паводкового и половодного затопления	< 1
	41. Продолжительность периода со снежным покровом	< 1
	42. Глубина промерзания грунта	< 1
	43. Степень заболоченности	< 1
Медиико-климатические условия (2%)	44. Наличие возбудителей очаговых заболеваний	1
	45. Степень комфортности климата	< 1
	46. Плотность кровососущих насекомых	< 1

ная оценка его участков для подземного способа разработки может быть дана с учетом 46 факторов, объединяющихся в шесть групп: горно-геологические условия, запасы и качество руд, инфраструктура, экологические ограничения, инженерно-геологические и медико-климатические условия. Определение веса каждого из 46 частных факторов аналитическими (расчетными) методами невозможно, поскольку неизвестны количественные соотношения между ними, многие факторы взаимосвязаны между собой, а часть их характеризуются лишь качественно. В этой ситуации наиболее целесообразно использовать экспертные методы [294]. В нашем случае для определения значимости (веса) частных факторов применен АНР-метод (от английского Analytic Hierarchy Process), в основе которого лежит метод парных сравнений [170]. Применение АНР-метода в условиях ВКМС детально рассмотрено в работе [140]. При обработке результатов экспертного опроса девяти высококвалифицированных специалистов определены весовые коэффициенты факторов, влияющих на эффективность освоения участка ВКМС (табл. 4.1).

Как и следовало ожидать, наибольшее влияние на оценку участка ВКМС оказывают собственно геологические факторы (горно-геологические условия, запасы и качество руд) с суммарным весом 67%.

Приведем их краткую характеристику.

1. Мощность и строение ВЗТ характеризует интегральные гидрологические условия разработки калийных руд. Этот параметр определяет не только принципиальную возможность подземной разработки запасов солей, но и влияет на степень извлечения полезного ископаемого из недр, а также на безопасность функционирования рудника в целом. Этот фактор состоит из трех частей: мощность, разрез и аномалии строения ВЗТ. Большая мощность, полнота разреза ($VZT_1 + VZT_2 + VZT_3$) и отсутствие аномалий строения ВЗТ являются положительным признаком участка.
2. Мощность рабочих пластов влияет на технологию очистных работ и разубоживание отбитых руд. Чем больше мощность промышленных пластов, тем ценнее участок.
3. Устойчивость кровли рабочих пластов выражается через время удовлетворительного состояния подземных горных выработок и влияет на качество отбитой руды и расходы на крепление кровли. Чем выше устойчивость кровли промышленных пластов, тем ценнее участок.
4. Газоносность массива и газодинамические явления. Газоносность массива оценивается газообильностью пород, измеряемая объемом газа при нормальных условиях, содержащегося в единице массы породы или ее

объема ($m^3/t, m^3/m^3$). Чем больше газообильность пород, тем больше расходов на проветривание рудника. Газодинамические явления (ГДЯ) проявляются в форме суфляров, обрушения породы с выделением газов и внезапных выбросов соли и газа (ВВСГ). Наиболее опасными из них являются ВВСГ, которые наносят значительный материальный ущерб калийным предприятиям и представляют реальную угрозу жизни горнорабочих. Чем меньше вероятность ВВСГ, тем ценнее участок.

5. Мощность технологических междупластий (потолочины между двумя рабочими горизонтами) определяет устойчивость системы подземных горных выработок. В общем случае чем больше мощность технологических междупластий, тем ценнее участок.
6. Наличие зон замещений снижает количество балансовых запасов и содержание полезного компонента в добываемой руде, повышает изменчивость ее состава, требует большего объема подготовительных горных работ. Чем меньше зон замещений, тем ценнее участок.
7. Глубина залегания рабочих пластов определяет затраты на проходку шахтных стволов и подъем руды на поверхность, а также на степень извлечения руды из недр. Чем меньше глубина, тем ценнее участок.
8. Прочностные свойства пород и руд действуют разнонаправленно. С одной стороны, высокие значения прочности пород и руд позволяют увеличить коэффициент извлечения полезного ископаемого из недр, с другой – увеличивают энергозатраты на подготовительные работы и отбойку полезного ископаемого.
9. Интенсивность складчатости рабочих пластов отражает степень изменчивости абсолютных отметок их кровли. С одной стороны высокая интенсивность складчатости положительно влияет на устойчивость кровли горных выработок, с другой – резко возрастают потери и разубоживание полезного ископаемого.
10. Наличие разрывных нарушений отражает развитие открытых секущих трещин в горном массиве. Для ВКМС этот фактор существенно усложняет условия разработки полезных ископаемых, вплоть до невозможности их извлечения. Чем меньше открытых секущих трещин, тем ценнее участок.
11. Количество запасов определяется запасами участка ВКМС или оставшимися запасами шахтных полей действующих рудников. Чем больше запасов, тем ценнее участок.
12. Степень разведанности запасов отражает риск вложения капиталов в разработку участка месторождения. В общем случае этот фактор определяется соотношением

запасов различных категорий: $(A + B) / (A + B + C_1 + C_2)$. В настоящее время (с приходом рыночной экономики) в России отсутствует нормативная количественная градация степени разведанности месторождений. Тем не менее чем выше степень разведанности, тем ценнее участок.

13. Содержание КСI отражает концентрацию полезного компонента в сильвинитовых рудах. Чем больше содержание КСI, тем ценнее месторождение.
14. Технологические свойства руд определяются их обогатимостью, которая зависит от множества факторов: структурных особенностей руды, содержания и состава Н.О., количества $MgCl_2$ и др. Чем лучше обогатимость руд, тем ценнее участок.
15. Содержание Н.О. в рабочих пластах влияет на степень извлечения полезного компонента из сильвинитов при их обогащении и, в целом повышает расходы как на переработку руд, так и на размещение (складирование) глинисто-солевых шламов. Главным же является то, что содержание Н.О. в сильвинитовых рудах определяет способ их обогащения: на ВКМС при содержаниях Н.О. < 6%, как правило, используется флотационный способ, который экономически более выгоден, а при Н.О. 6% – галургический (химический). Таким образом, чем меньше содержание Н.О., тем больше ценность участка.
16. Изменчивость содержания КСI в рабочих пластах определяется коэффициентом вариации (V) содержания основного полезного компонента сильвинитовых руд, который для условий ВКМС колеблется, как правило, в пределах 7–15%. Чем меньше коэффициент вариации содержания КСI, тем ценнее участок.
17. Наличие запасов других солей (карналлитовых руд, каменной соли и др.) дает возможность будущему горно-обогатительному комплексу расширить перечень выпускаемой продукции без значительных дополнительных затрат на проходку капитальных горных выработок. Положительный признак участка.

Значительная часть рассмотренных факторов (мощность и разрез ВЗТ, мощность рабочих пластов и технологических междупластий, а также глубина залегания рабочих пластов), суммарный «вес» которых составляет 60%, определяется непосредственно по результатам бурения скважин, лабораторных исследований проб керн (газоносность массива, прочностные свойства пород и руд, содержание КСI и Н.О. в рабочих пластах, технологические свойства руд) либо рассчитывается в установленном (регламентированном) порядке (аномальность стро-

ения ВЗТ, прогноз газодинамических явлений, количество и степень разведанности запасов сильвинитов, запасы других солей). В целом всё это как будто не должно вызывать проблем. Тем не менее необходимо остановиться на несовершенстве определения аномальности строения ВЗТ, содержания Н.О. в рабочих пластах и прогнозе ВВСГ.

В соответствии с Методическими рекомендациями к «Указаниям по защите рудников от затопления и охране подрабатываемых объектов в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей» (2008) по строению и составу в ВЗТ выделяются три части: нижняя (VZT_1), представленная чередованием пластов калийно-магниевого солей и каменной соли; средняя (VZT_2) – ПКС; верхняя (VZT_3) – ПП. В связи с этим выделяется полный ($VZT_1 + VZT_2 + VZT_3$), переходный ($VZT_1 + VZT_2 + 0$) и неполный ($VZT_1 + 0 + 0$) типы разрезов ВЗТ. Здесь же отмечено, что природная «аномальность строения и состояния пород ВЗТ» определяется наличием: - неполного типа разреза ВЗТ, подразделяющегося на два подтипа: 1-й – с развитием гипергенных сильвинитов в пласте Е и ниже его; - 2-й с гипергенными сильвинитами выше пласта Е; - динамических разновидностей каменной соли (ДРК) – гранулированной, плитчатой, шламовидной) – в разрезе VZT_2 и VZT_3 ; - природной расслоенности пород VZT_1 ; - газонасыщенности пород VZT_1 ; - открытых трещин; - флексурных складок; - разрывных дислокаций (надвиги, горизонтальные сдвиги, листрические сбросы); - зон разубоживания/замещения; - геофизических аномалий («низко- и высокоомная», «корреляционная», «скоростная»).

Почти все перечисленные «аномалии строения ВЗТ» (за исключением «горизонтальных сдвигов») генетически связаны с региональными надвигами (зонами РФСД), которым присущ комплекс процессов «термодинамометаморфизма» (рис. 4.2). Подавляющая часть этих признаков не имеет ни теоретического, ни фактического обоснования, о чем уже говорилось в соответствующих разделах настоящей работы (см. разд. 1.3.3 и 3.4). Здесь ограничимся только некоторыми дополнительными комментариями.

Неполнота разреза ВЗТ не должна рассцениваться как самостоятельный негативный горно-геологический фактор, поскольку при прочих равных условиях она вполне достаточно отражается таким параметром, как ее мощность (при неполном строении мощность ВЗТ принимает меньшее значение). Более того, отрицательное

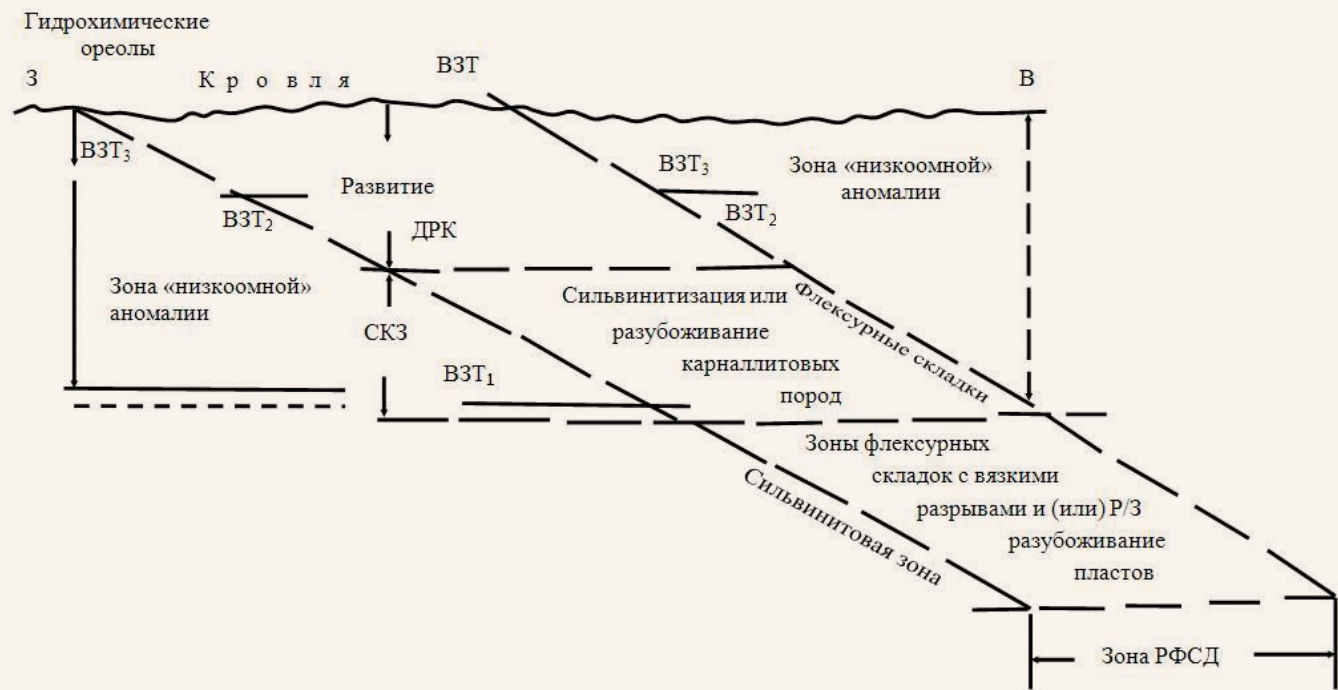


Рис. 4.2. Принципиальная схема пространственной связи различных геологических аномальных особенностей в пределах зоны РФСД. Методические рекомендации к [291]

влияние неполноты разреза ВЗТ частично компенсируется увеличением мощности пластов соляной толщи в апикальных частях положительных структур, к которым и приурочены самые интенсивные процессы гипергенеза, т.е. карста.

Совершенно непонятно отнесение наличия гипергенных сильвинитов в разрезе ВЗТ к элементам аномального строения, имеющим негативное значение. Аномальность этого элемента имеет только геологический смысл, поскольку гипергенные сильвиниты, образующиеся при incongruentном растворении карналлита, развиты локально (в самых приподнятых частях калийной залежи). В геомеханическом смысле, поскольку среди соляных пород ВКМС карналлитовые породы характеризуются самыми низкими значениями физико-механических свойств (в том числе такого важного показателя, как трещиностойкость [11]), замещение карналлитовых пород на гипергенные сильвиниты (при прочих равных условиях) ведет к улучшению функциональных свойств ВЗТ.

Все разрывные нарушения (в том числе «горизонтальные сдвиги») на ВКМС образовались в геологическом прошлом. Если брать физическое время, то его вполне достаточно для того, чтобы в соляной породе успели восстановиться межкристаллические связи. Иначе, с течением времени соляные породы, как правило, восстанавливают свою сплошность. Незалеченными иногда остаются открытые секущие трещины.

Таким образом, среди геологических факторов по-прежнему самым важным остается мощ-

ность ВЗТ. Ее внутренняя структура, и в частности, складчатость, наличие зон замещений и участков развития гипергенных сильвинитов, а также перекристаллизация и газоносность массива принципиального значения не имеют.

Содержание Н.О. в рабочих пластах. Исследованиями [197, 200] установлено, что при бурении скважин имеет место избирательное разрушение зерна, которое ведет к снижению содержания Н.О. В связи с этим для установления истинного содержания в руде $H.O_{.и}$ в свое время было предложено поправочное уравнение [207]:

$$H.O_{.и} = 2,26H.O_{.б} - 0,14H.O_{.б}^2 - 0,56,$$

где, $H.O_{.б}$ – содержание Н.О. по данным бурения, %.

Анализ этого уравнения свидетельствует (рис. 4.3), что оно полноценно «работает» только при значениях $H.O_{.б}$ до 5,0%. При значении $H.O_{.б}$ в интервале 5,0–8,5%, поправка быстро уменьшается, а при значении $H.O_{.б}$ более 8,5% поправка идет уже со знаком минус, что противоречит прямому назначению уравнения. Из схемы геохимического поля Н.О. пласта КрII (см. рис. 2.45) следует, что на значительной площади в пределах юго-востока южной части калийной залежи поправка содержания этого компонента по данным бурения с поверхности невозможна. Таким образом, для получения поправочного уравнения данных о содержании Н.О., полученных при детальной разведке участков ВКМС, необходимо провести дополни-

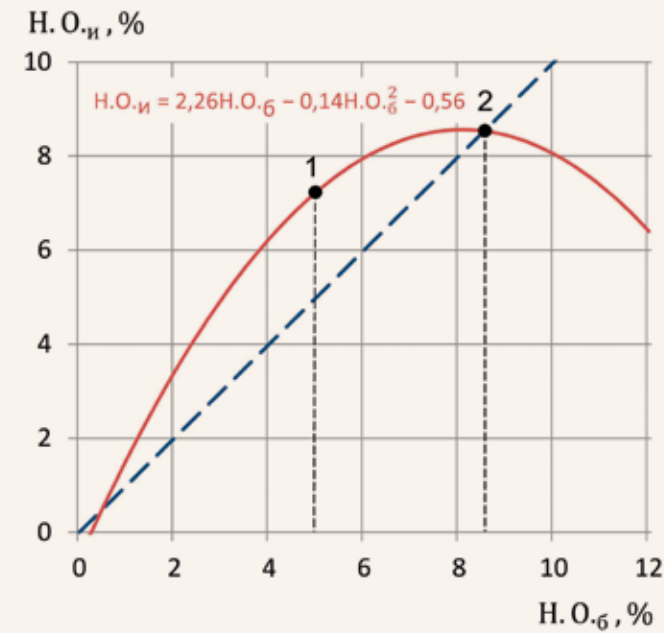


Рис. 4.3. График зависимости $H.O_{.и} = f(H.O_{.б})$. Пояснения в тексте

тельные исследования.

Прогноз ВВСГ в настоящее время осуществляется по утвержденным методикам (руководствам), в основу которых положены математические (статистические) модели с использованием значений мощностей пластов и содержания в них ряда компонентов ($MgCl_2$, KCl , $H.O.$ и др.). Разумеется, что эти методики несовершенны, поскольку в геологии при построении прогнозных моделей, имеющих практическое значение, наиболее перспективными являются методы, в основе которых лежат генетические представления [138]. Отсюда следует, что одной из теоретических проблем геологии ВКМС является выяснение механизмов формирования очагов ВВСГ.

Другая группа горно-геологических факторов с суммарным «весом» 8% включает интенсивность складчатости, устойчивость кровли рабочих пластов, наличие зон замещений каменной солью и разрывных нарушений. Особенностью этой группы факторов является то, что для их оценки отсутствуют нормативные документы или общепринятые методы.

Вообще **интенсивность складчатости** характеризуется углом падения крыльев складок, их шириной и формой, количеством складок на единицу длины и другими показателями. Нагромождение нескольких показателей делает невозможным их применение в практике, особенно по данным детальной разведки с поверхности. В работе [151] показано, что для характеристики интенсивности складчатости можно применить среднеквадратическое отклонение от средней мощности рабочего пласта на элементе площади

размером 2×2 км (σ_m , м). При этом весь интервал значений σ_m делится на три типа интенсивности складчатости: соликамский, березниковский и дурыманский (рис. 4.4). С использованием этого параметра была построена прогнозная карта интенсивности внутрисолевой складчатости в центральной и южной частях калийной залежи ВКМС (рис. 4.5). Таким образом, можно ожидать, что потери руды в недрах и разубоживание полезного ископаемого на отдельных участках ВКМС будут близки соответствующим шахтным полям.

Способ оценки **устойчивости кровли очистных камер калийных рудников** приведен в авторском свидетельстве И.С. Тупицына [286]. Согласно этому способу время устойчивого состояния кровли камер t (лет) рассчитывается по формуле:

$$t = \tau \frac{b}{a \cdot K \cdot C_{H.O.}}$$

где τ – эмпирический коэффициент; a – ширина очистной камеры, м; b – ширина межкамерного целика, м; K – показатель интенсивности складчатости, м; C – средневзвешенное содержание Н.О. в породах кровли пласта, %.

Показатель интенсивности складчатости K определяется с использованием данных бурения скважин с поверхности по формуле:

$$K = \frac{H \cdot |h|}{m'}$$

где H – глубина залегания, h – абсолютная отметка кровли и m' – мощность отрабатываемого пласта, м.

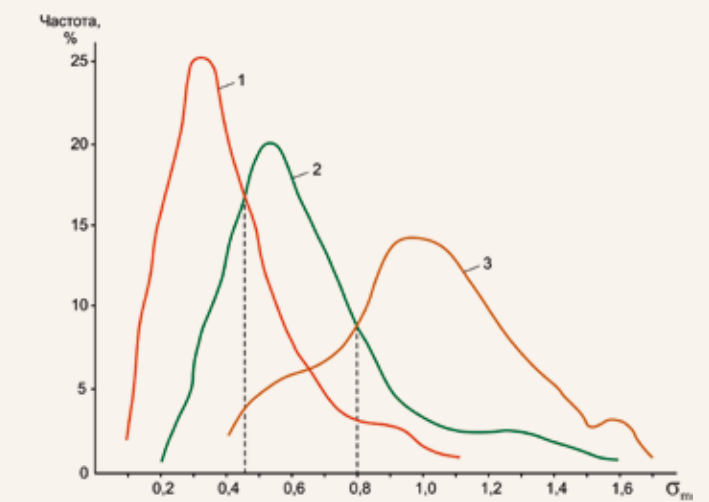


Рис. 4.4. Кривые распределения значений σ_m типичных участков: 1 – Дурыманский; 2 – Березниковский; 3 – Соликамский

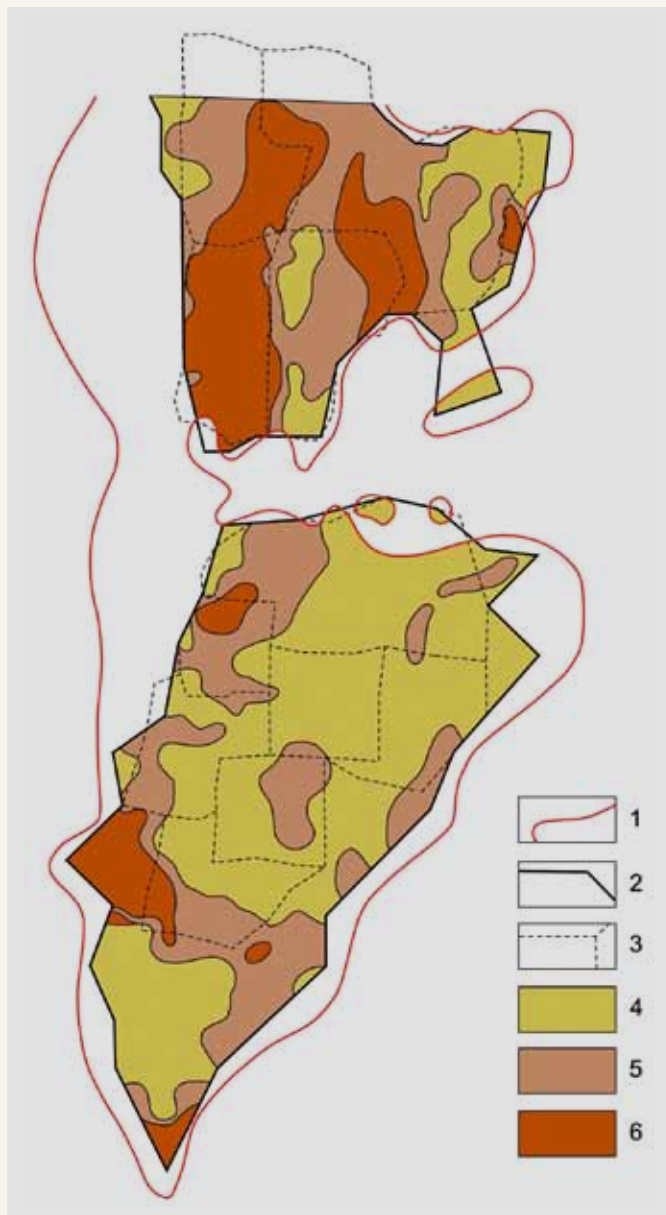


Рис. 4.5. Прогнозная карта интенсивности внутрисоляной складчатости по площади ВКМС: 1 – контур пласта КрII; 2 – площади, разведанные по сети не реже 4 × 5 км; 3 – границы участков детальной разведки. Типы складчатости: 4 – дурыманский, 5 – березниковский, 6 – соликамский

Эмпирический коэффициент τ характеризующий связь между временем безопасного состояния кровли, геологическими и технологическими параметрами в пределах отработанной части участка месторождения (шахтного поля), определяется по формуле:

$$\tau = \frac{a \cdot \bar{t}_{bc} \cdot \bar{K} \cdot \bar{C}_{н.о.}}{b}$$

где, a и b – ширина камеры и междукammerного целика (соответственно) на отработанной части участка месторождения (шахтного поля),

m ; \bar{t}_{bc} – среднее значение времени безопасного состояния кровли камер на отработанной площади, лет; \bar{K} и $\bar{C}_{н.о.}$ – средние значения показателя интенсивности складчатости (m) и содержания Н.О. (%), полученные по данным разведочных скважин, расположенных в пределах отработанной части участка.

Несомненно, предложенный способ определения устойчивости кровли рабочих пластов содержит рациональное зерно. Тем не менее ему присущи недостатки, мешающие широкому применению этого способа в практике. Во-первых, для определения этого фактора необходимо, чтобы была уже отработана какая-то часть участка, размер которой был бы достаточен для получения репрезентативных средних данных других исходных параметров (a , b , \bar{t}_{bc} , \bar{K} и $\bar{C}_{н.о.}$). Т.е. этот метод неприменим для новых (намечаемых к отработке) участков месторождения. Во-вторых, формула для вычисления показателя интенсивности складчатости K если не сомнительна, то уж точно не обоснованна.

Таким образом, методика определения (прогноза) устойчивости кровли рабочих пластов в пределах участков калийной залежи ВКМС требует серьезного научного обоснования.

Наличие разрывных нарушений. В связи с малой изученностью роль разрывной тектоники надсолевого комплекса пород в формировании горно-геологических условий отработки ВКМС неясна и поэтому никогда не учитывалась в практике. Но иногда априорно утверждалось, что «...если трещинная зона выявлена в приповерхностных горизонтах и установлена ее принадлежность к области динамического влияния разлома фундамента, то... эта зона является сквозной, пронизывающей все слои осадочного чехла. Такие зоны представляют большую угрозу для эксплуатации Верхнекамского месторождения...» [118, с. 218]. Учитывая опыт изучения и освоения ВКМС, можно утверждать что за исключением площадей развития Дуринской и Боровицкой систем субширотных структур, детерминированная связь разрывных нарушений в надсолевом комплексе с геологическим строением соляной толщи не доказана. Эти нарушения, как правило (по крайней мере в пределах шахтных полей калийных рудников), явно не проявляются в соляной толще. Тем не менее геомеханическими расчетами было показано [10], что подработка разрывного нарушения, имеющего место только в надсолевой толще, в определенных условиях может оказывать негативное влияние на формирование характера и интенсивности напряжений в ВЗТ. Противоречивость изложенного делает актуальным прямое сопоставление геологических данных и маркшейдерских измерений деформации земной поверх-

ности в пределах отработанных частей ВКМС. Эта работа была проведена в 2011 г. силами ООО «НПФ «Геопрогноз» и БФ ОАО «Галургия» (Кудряшов А.И., Маракос В.Е., 2012).

На шахтных полях выбирались участки сопоставления, представляющие собой места пересечения осей одиночных предполагаемых разломов с профильными линиями, по которым велись топогеодезические инструментальные наблюдения за оседаниями земной поверхности. Выбор участков сопоставления осуществлялся с учетом следующих критериев:

- профильная линия должна пересекать предполагаемый разлом под углом не менее 45°;
- участок должен быть полностью отработан и характеризоваться одинаковым количеством отработанных пластов на всем его протяжении;
- одинаковые или близкие параметры системы отработки (ширина и высота камер, ширина целиков), наличие или отсутствие закладки и времени ее внесения, полнота заполнения камер, а также глубина залегания отработанных пластов. Последнее накладывает ограничение на размер участков сопоставления, ориентированных вдоль падения пластов на склонах соляных структур;
- наблюдения за процессом сдвижения земной поверхности на участке сопоставления должны быть выполнены со времени ее подработки;
- процесс сдвижения земной поверхности должен быть в стадии затухания или составлять не менее 50% от величины конечных оседаний.

Отмеченные условия довольно жесткие, и поэтому выбранные для сопоставления участки весьма немногочисленны (из 30 предварительно намеченных участков для сопоставления осталось только 7). Для выбранных участков сопоставления вдоль наблюдательных профильных линий построены геологические разрезы и графики оседания дневной поверхности. Графики суммарных оседаний земной поверхности на участках сопоставления строились путем использования ранее полученных силами ОАО «Сильвинит» и ОАО «Уралкалий» результатов топогеодезических инструментальных наблюдений по профильным линиям с расположением грунтовых реперов на расстоянии 20–50 м друг от друга.

Результаты сопоставления показали, что разломы надсолевой толщи не влияют на процессы оседания, если горный массив подработан только сильвинитовыми пластами. Влияние разлома фиксировано в одном случае (участок 1), когда в отработку были вовлечены два пласта, в том числе пласт В карналитового состава. Этот участок расположен в пределах блока 201 шахтного поля СКРУ-1 (рис. 4.6) и включает место пересечения разлома № 98 и профильной линии 12. Краткие

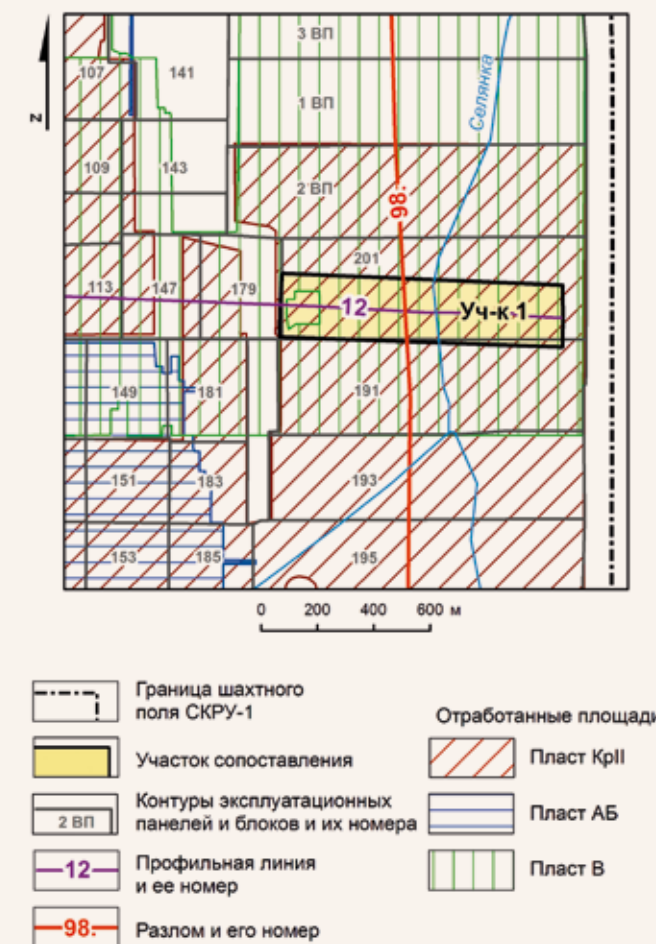


Рис. 4.6. Схема расположения участка сопоставления № 1

сведения о разрывном нарушении приведены в прил. 1. Отрезок профильной линии 12, на котором топогеодезические наблюдения ведутся с 1989 г., имеет длину 1030 м (от репера 45 до 78). Участок подработан пластами КрII и В карналитового состава. Параметры отработки пластов рассчитаны на жесткое поддержание ВЗТ.

На графиках оседаний земной поверхности по профильной линии 12 (рис. 4.7б) четко выделяется интервал (реперы 62-66) с максимальным значением этого параметра. Выявленная значительная разность в скоростях не может быть объяснена горнотехническими факторами. Скорее всего, это явление обусловлено наличием разрывного нарушения № 98. Некоторое смещение оси этого разрывного нарушения (≈ 150 м) относительно положения максимальных оседаний, скорее всего, обусловлено ошибками интерпретации геофизических аномалий (по которым был выделен этот разлом) и неточностью при переносе положения оси разлома в плане с одной карты на другую. Вероятнее всего, ось разлома находится в долине р. Селянка. Учитывая это, можно с

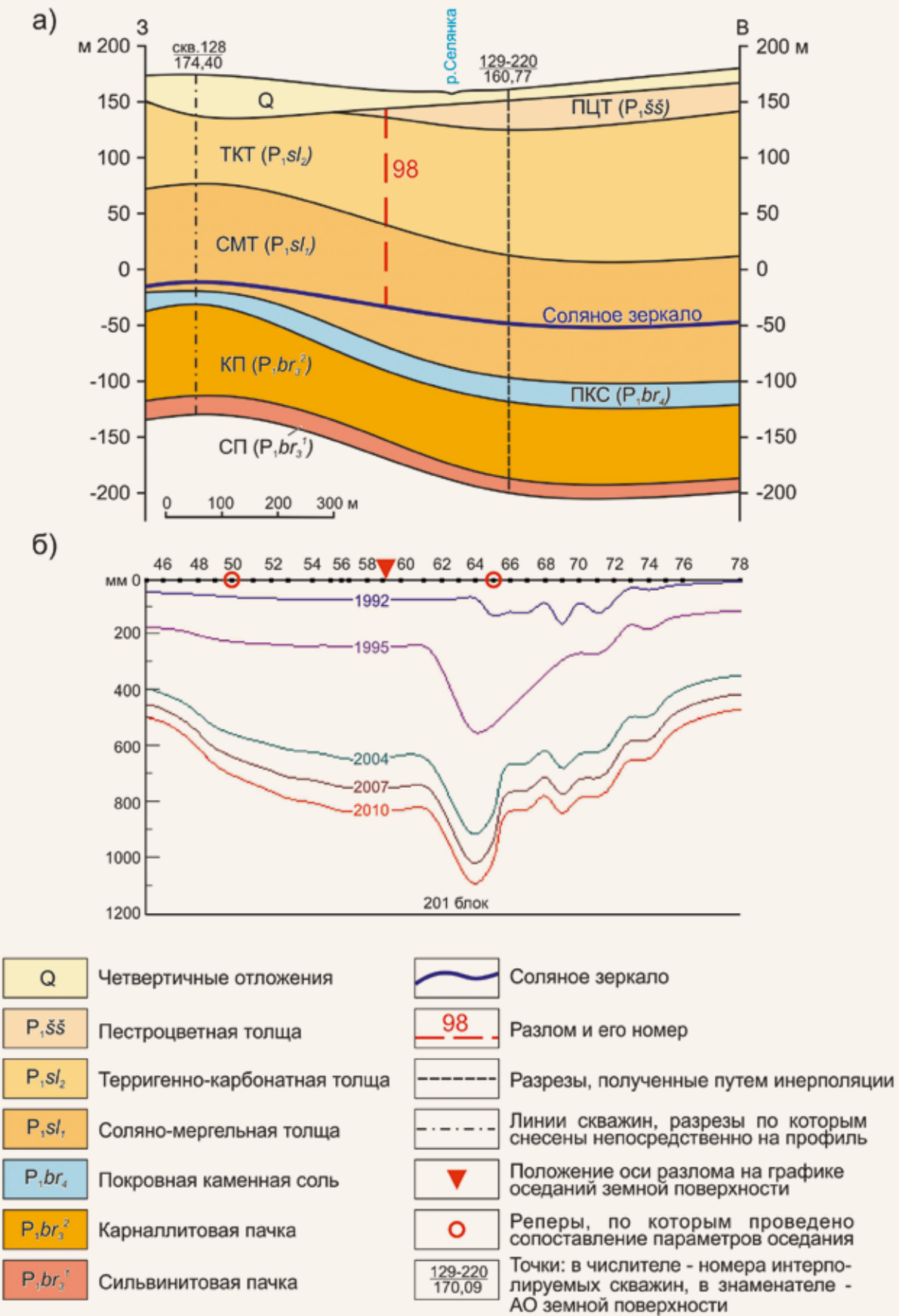


Рис. 4.7. Участок №1: геологический разрез (а) и график оседаний земной поверхности на разные даты (б) (пояснения в тексте)

уверенностью отметить, что разлом № 98 влияет на процессы оседания подработанного массива.

Поскольку выявленное влияние не достигает критических величин, то при промышленной оценке отдельных участков ВКМС влияние разломов на оседание подработанного массива пока можно не учитывать. Следует отметить, однако, что это еще не означает прекращение научных исследований в этом направлении.

Наличие зон замещений каменной солью устанавливается только по результатам проходки разведочных горных выработок (скважин, штреков). Методики прогнозирования зон замещений в пределах участков ВКМС пока нет.

Учитывая изложенное, можно отметить, что первоочередными задачами геологического обеспечения освоения ресурсов ВКМС в настоящее время являются следующие.

1. В области теоретических исследований:
 - история и механизмы формирования разрывной структуры месторождения, а также детальное исследование влияния крупных разрывных нарушений (разломов) на процессы оседания подработанного массива;
 - познание современной динамики подземных вод надсолевого комплекса пород и палеогидродинамики соляной толщи;
 - выявление механизмов формирования очагов ВВСГ;
 - исследование процессов деструкции соляной толщи месторождения за пределами контура калийной залежи.
2. В области создания прогнозных моделей, имеющих практическое значение:
 - разработка методов выявления и прослеживания крупных одиночных открытых трещин или их зон в ВЗТ;
 - совершенствование методик прогнозирования текущих горно-геологических условий отработки продуктивных пластов (очагов ВВСГ, интенсивности складчатости, устойчивости кровли горных выработок) и качества руды в недрах (методика корректировки данных бурения о содержании Н.О.);
 - промышленная оценка каменной соли месторождения за пределами калийной залежи;
 - разработка новой геологической основы единых для ВКМС Указаний по защите рудников от затопления и охране подрабатываемых объектов.



1. Абрамова С.А., Марченко О.Ф. Результаты палинологического изучения соляных отложений кунгурского яруса Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45.
2. Адилов В.Б., Дюнин В.И. Формирование порового давления в уплотняющихся глинистых осадках // Сов. геология. 1984. №4.
3. Андерсон Т.Б. Кинкбанды / Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. Т. 1.
4. Андрейко С.С., Галкин В.И., Шаманский Г.П. и др. К методике интерпретации геологических данных для прогноза газодинамических явлений на Верхнекамском месторождении / Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1982.
5. Андрейко С.С., Галкин В.И., Шаманский Г.П. Некоторые особенности распределения углеводородных газов по разрезу Верхнекамского месторождения калийных солей / Там же. 1980.
6. Андрейчук В.Н. Березниковский провал. Пермь: УрО РАН, 1996.
7. Аполлонов В.Н., Иванов А.Г. О соотношении аутигенной и аллотигенной составляющих в галопелитах / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986.
8. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Недра, 1969. Т. 2.
9. Атлас структур и текстур галогенных пород СССР. Л.: Недра, 1974.
10. Барях А.А. Геомеханические аспекты защиты калийных рудников от затопления // Изв. ВУЗов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1995. №6.
11. Барях А.А., Асанов В.А., Паньков И.Л. Физико-механические свойства соляных пород Верхнекамского калийного месторождения. Пермь: ПГТУ, 2008.
12. Белоликов А.И., Сапегин Б.И. Верхнекамское калийное месторождение / Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971.
13. Белоножко В.С., Писаренко Ю.А. К вопросу о глубине соленакопления раннепермских галогенных осадков в Прикаспийской впадине / Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Сарат. ун-т, 1978.
14. Бельтюков Г.В. Бром в межсолевых пермских рассолах Верхнекамского месторождения калийных солей и условия складкообразования / Пермская система земного шара: тез. докл. междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
15. Бельтюков Г.В. Бром в рассолах Верхнекамского соленосного бассейна / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991.
16. Бельтюков Г.В. Карстовые и гипергенные процессы в эвапоритах: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Пермь, 2000.
17. Бельтюков Г.В. Подземные воды и карст Верхнекамского соленосного бассейна: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1975.
18. Бельтюков Г.В. Роль эрозионно-карстовых процессов в формировании широтных прогибов Соликамской впадины // Гидрогеология и карстование: межвуз. сб. науч. тр. Вып. 13. Пермь, 2000.
19. Бельтюков Г.В., Морозов Л.Н. Палеокарст Верхнекамского соленосного бассейна // Советская геология. 1975. №9.
20. Бери Л., Мейсон Б., Дитрих Р. Минералогия. М.: Мир, 1987.
21. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
22. Бирина Л.М. В защиту гипотезы глубинного происхождения солей // Геологический журнал. 1974. Т. 34.
23. Бойко Г.Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973.
24. Бондарик Г.К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М.: Недра, 1971.
25. Бруевич С.В., Гудков М.П. Атмосферная пыль над Каспийским морем // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1954. №4.
26. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. М.: Наука, 1964.
27. Бурксер Е.С. Редкие элементы в соликамских карналлитах / Соликамские карналлиты. М.: Л.: ОНТИ, НКТП СССР, 1935.
28. Бусев А.И., Иванов В.М. Аналитическая химия золота. М.: Наука, 1973.
29. Буткевич Д., Хайнхерм В. Попытка пространственного изображения объема соляных пород, не заполненного веществом // Геология. Реф. журн. 1970. №4. Ст. 4И40.
30. Бюлер Г.А. Некоторые особенности тектоники сильвинитовой зоны и наивыгоднейшее направление камер // Калий. 1936. №10.
31. Ваганов П.А. Содержание тяжелых металлов в продуктах пчеловодства / Прикладная геохимия в геоэкологии и экологии. Л.: ЛГУ, 1990.
32. Валеев Р.Н., Вишняков А.К. Тектоника и эпигенез галогенных отложений / Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казань: Казанск. ун-т, 1976.
33. Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978.
34. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности образования месторождений калийных солей. М.: МГУ, 1962.
35. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. №3.
36. Варов А.А. Гидрогеологические исследования в Прикамском соленосном районе летом 1927 г. // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. Л.: Геол. комитет, 1928. Вып. 106.
37. Васильев Г.А. Четвертичные отложения оз. Эльтон и история их образования // Тр. ВНИИГ. 1955. Вып. 30.
38. Вассоевич Н.Б., Семенович В.В. Нефть. Происхождение и условия залегания нефти / Горная энциклопедия. М.: Сов. энци-я, 1987. Т. 3.
39. Вахрамеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения / Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: МГУ, 1976.
40. Вахрамеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32.
41. Вахрамеева В.А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29.
42. Вахрамеева В.А. Трещиноватость соляных пород карналлитовой зоны Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35.
43. Вернадский В.И. История минералов земной коры. История природных вод. Л.: ОНТИ Химтеорет., 1936. Т. 2. Ч. 1. Вып. III.
44. Вишневский П.В. Выделение дизъюнктивных нарушений на Верхнекамском месторождении калийных солей по результатам обработки геофизических наблюдений // Тр. Геол. ин-та. 1970. Вып. 21.
45. Вишняков А.К. Вторичные (эпигенетические) изменения галогенной толщи Соликамской впадины // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981.
46. Волков А.М., Поплавский Н.Н., Ростовцев Н.Н. и др. Влияние вертикальной миграции флюидов на формирование залежей нефти и газа. М.: Недра, 1968.
47. Всеволожский В.А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур. М.: Недра, 1983.
48. Галкин В.И., Шаманский Г.П., Андрейко С.С. А.С.1002602 (СССР). Способ выделения выбросоопасных зон калийных пластов / Уральский филиал ВНИИГ; Заявл. 11.12.81, №3336681/22-03; БИ, 1983, №9. Кл. Е21 5/00. УДК622.832.
49. Гарецкий Р.Г., Кислик В.З., Высоцкий Э.А. и др. Девонские соленосные формации Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982.
50. Гаррелс Р., Макензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974.
51. Геологическая карта Урала масштаба 1:500 000 / гл. ред. И.Д. Соболев. М.: МинГео СССР, 1979.

52. Герасимов Н.П. Кунгурский ярус Камского Приуралья // Уч. зап. Молотовского ГУ. 1952. Т. 7, вып. 1.
53. Глебовская Е.А. Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. Л.: Недра, 1971.
54. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975.
55. Голубев Б.М. Геологическое строение Дуринской депрессионной структуры Верхнекамского месторождения калийных солей и вопросы комплексного недропользования этой территории // Геология, разработка, бурение и эксплуатация нефтяных месторождений Пермского Прикамья. Пермь: ОАО ПермНИПИнефть, 1999. Вып. 1.
56. Голубев Б.М. Морфологические особенности складок внутри калийной толщи Верхнекамского месторождения и условия их формирования // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, №3.
57. Голубев Б.М. О несогласном залегании пород внутри соляной толщи Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56.
58. Голубев Б.М. О природе сил, обусловивших послонное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения // Тр. КО ВНИГНИ. 1973. Вып. 118.
59. Голубев Б.М. О пустотах в породах калийной зоны Верхнекамского месторождения, вскрытых горными выработками Березниковского калийного рудника // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 51.
60. Голубев Б.М. Особенности внутреннего строения соляной толщи Верхнекамского месторождения // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2.
61. Голубев Б.М. Роль послонного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 60.
62. Голубев Б.М. Строение соляной толщи Верхнекамского месторождения: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1972.
63. Голубев Б.М., Бровченко О.Ф. Характер изменчивости структурно-текстурных особенностей пластов сильвинита и каменной соли на площади Верхнекамского месторождения калийных солей по данным подземного картирования (на примере пластов Кр.I и Кр.I-Кр.II) / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981.
64. Голубев В.С., Гарибянц А.А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968.
65. Гольдберг В.М., Скворцов Н.П. Проницаемость и фильтрация в глинах. М.: Недра, 1986.
66. Гольдберг-Захарова П.С. К вопросу о стратиграфии и тектонике калийного месторождения Соликамского района // Калий. 1932. №8-9.
67. ГОСТ 13830-91. Соль поваренная пищевая. Общие технические условия. М.: Изд-во стандартов, 1992.
68. 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: Наука, 1980.
69. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975.
70. Дафф П., Халлам А., Уолтн Э. Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971.
71. Джиноридзе Н.М. Предисловие / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992.
72. Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Леонкин Е.И. Стратегия геолого-геофизического обеспечения безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения / Актуальные вопросы добычи и переработки природных солей. Сб. науч. тр. ВНИИГ. СПб.: ЛИК, 2001. Т. 1.
73. Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и др. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. СПб.; Соликамск, 2000.
74. Джиноридзе Н.М., Киселёва О.В., Ковалевич В.М. и др. К проблеме происхождения зон «замещения» в пределах Верхнекамского месторождения / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990.
75. Джиноридзе Н.М., Киселёва О.В., Мелкова Н.В. и др. Зоны разрывных и флексурно-складчатых дислокаций на Верхнекамском месторождении калийных солей: парагенез с аномальным типом строения и состояния пород водозащитной толщи, природа и время образования / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992.
76. Джиноридзе Н.М., Мелкова Н.В., Павленский А.Н. и др. Термодинамофлюидальные тектуры и структуры соляных пород Верхнекамского месторождения – индикаторы интенсивности и времени проявления тектонических деформаций / Условия образования калийных месторождений. Новосибирск: Наука, 1990.
77. Джиноридзе Н.М., Павленский А.Н., Плотников Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы безопасной эксплуатации калийных рудников / Геофизические аспекты изучения геологического строения месторождений калийных солей. Л.: ВНИИГ, 1989.
78. Джиноридзе Н.М., Поликарпов А.И., Раевский В.И. и др. Критерии и концептуальная основа геологического прогнозирования безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: мат-лы III рег. совещ. Пермь: УФ ВНИИГ, 1991.
79. Дзенс-Литовский А.И. Соляные озёра СССР и их минеральные богатства. Л.: Недра, 1968.
80. Дзенс-Литовский А.И., Гаркави М.Ю., Васильева Г.А. и др. Донные соляные отложения и погребенные рассолы Кара-Богаз-Гола как новый вид сульфатного сырья // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35.
81. Дзенс-Литовский А.И., Иванов А.А., Корчебоков Н.А. Природные рассолы Березниковского района Прикамья // Бюл. Ин-та галургии. 1939. Вып. 6-7.
82. Дубинина В.Н. Галит из Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1951. Т. 79, №5.
83. Дубинина В.Н. К вопросу о генезисе сильвина // Докл. АН СССР. 1951. Т. 80, №2.
84. Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29.
85. Дубинина В.Н. О бораците сложного состава (типа эрикаита-чемберсита) из Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 64.
86. Дубинина В.Н., Яржемский Я.Я. К вопросу о фазиальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, №6.
87. Дурников В.И., Копнин В.И. Биогенные образования в галитах сильвинитового пласта КрIII на Верхнекамском месторождении калийных солей / Тез. докл. на XXVII науч.-техн. конф. Пермск. ПИ. Пермь: Пермск. ПИ, 1991.
88. Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии. Т. 2. Полутом 1. М.: ИЛ, 1953.
89. Егер Г.Р. Предварительный отчет по геологическим работам в Соликамском районе летом 1926 г. // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. 1927. Вып. 105.
90. Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963.
91. Ефремов Н.Н., Веселовский А.А. Содержание брома в соликамских карналлитах // Изв. ИФХА. 1930. Т. 4, вып. 2.
92. Ефремов Н.Н., Веселовский А.А. Цезий и рубидий в соликамских карналлитах // Изв. ИФХА. 1931. Т. 1, вып. 2.
93. Жарков М.А., Жаркова Т.М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования / Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969.
94. Зеленев В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. М.: Недра, 1989.
95. Земсков А.Н., Кондрашев П.И., Травникова Л.Г. Природные газы калий-

- ных месторождений и меры борьбы с ними. Пермь: ООО «Изд. дом «Типография купца Тарасова», 2008.
96. Земсков А.Н., Красюк Н.Ф. Газоносность пород III Березниковского рудника / Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1976.
97. Земсков А.Н., Полянина Г.Д. Газоносность пород и закономерности распределения газонасыщенных зон на Верхнекамских рудниках // Техника безопасности, охрана труда и горноспасательное дело. М.: ЦНИЭИуголь, 1981. №10.
98. Зильбершмидт В.В. Деформационное поведение материалов в условиях сверхпластичности / Проблемы нелинейной механики деформируемого твердого тела. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
99. Зингер А.С. Газогидрохимические критерии нефтегазоносных локальных структур. Саратов: Саратов. ун-т, 1966.
100. Иванов А.А. Верхнекамское месторождение калийных солей по материалам геологоразведочных работ, произведённых за период с 1 октября 1927 г. по 1 января 1931 г. // Тр. Всесоюз. ГРО НКТП СССР. М.; Л.: Гос. НТГРИ, 1932. Вып. 232.
101. Иванов А.А. О воде и рассолах месторождений калийных солей (авториз. пер. ст. Б. Баумерта) // Калий. 1934. №5–6.
102. Иванов А.А. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого // Литология и полезные ископаемые. 1967. №2.
103. Иванов А.А. О пёстрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 99.
104. Иванов А.А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
105. Иванов А.А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Новосибирск: СО АН СССР, 1965.
106. Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975.
107. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972.
108. Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
109. Иванов А.А., Шешуков Н.Г., Сапрыкин Ф.Я. Древесные остатки в ископаемых соляных залежах // Сов. геология. 1963. №8.
110. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. М.: Недра, 1994. Т. 1–5.
111. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н. и др. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974.
112. Иконников Е.А. Картирование водообильных зон при гидрогеологической съёмке // Разведка и охрана недр. 1976. №4.
113. Иконников Е.А., Ревин А.В. Влияние локальных структур на формирование подземных вод зоны активного водообмена в условиях Предуральяского прогиба / Тез. докл. V Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1976.
114. Ильинская В.В. Генетическая связь углеводородов органического вещества пород и нефтей. М.: Недра, 1985.
115. Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М.: Недра, 1979.
116. Капченко Л.Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974.
117. Кассин Г.Г., Филатов В.В. Геодинамический анализ Верхнекамского месторождения калийных солей по геофизическим данным / Геофизические аспекты изучения геологического строения месторождений калийных солей. Л.: ВНИИГ, 1989.
118. Кассин Г.Г., Филатов В.В. Методика и результаты изучения трещиноватости осадочных пород Верхнекамского месторождения калийных солей // Изв. УГГГА. Сер. геол. и геофизика. 2002. Вып. 15.
119. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеamentной тектоники. М.: Недра, 1986.
120. Кленова М.В. Геология моря. М.: Учпедгиз, 1948.
121. Ковалевич В.М. Физико-химические условия постседиментационного преобразования калийных солей Предкарпатья (по данным исследований включений в минералах) / Соленосные формации и практическое значение их изучения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972. Т. 2.
122. Копнин В.И. Верхнекамское месторождение калийных, калийно-магниевого и каменных солей и природных рассолов // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 1995. №6.
123. Копнин В.И. Закономерности формирования Верхнекамского месторождения солей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1966.
124. Копнин В.И. Некоторые особенности соляного карста в районе Верхнекамского месторождения // Тр. ин-та геологии УФ АН СССР. 1964. Вып. 69.
125. Копнин В.И. О солёности пород верхнего кунгура в районе Верхнекамского месторождения солей // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, №5.
126. Копнин В.И. Об объёмных соотношениях жидких и твёрдых фаз при образовании соляных отложений // Геология и геофизика. 1964. №5.
127. Копнин В.И. Соликамский калиеносный бассейн / Пермская система земного шара. Путеводитель геологических экскурсий: тез. докл. междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. Ч. 3.
128. Копнин В.И. Соляная тектоника в Соликамской впадине и условия ее формирования // Геология месторождений полезных ископаемых. Пермь: ПГТУ, 1997.
129. Копнин В.И. Условия развития соляной тектоники в Соликамской депрессии // Тр. ВНИГНИ. 1965. Вып. 46.
130. Копнин В.И. Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуральяского прогиба // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып. 118.
131. Копнин В.И., Коротаев М.А. Стратификация соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981.
132. Копнин В.И., Молоштанова Н.Е. К вопросу о минеральном составе сильвинитовых руд Верхнекамского месторождения // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1980. Вып. 439.
133. Копнин В.И., Наборщиков В.П. К условиям формирования Дуринского эрозионно-компенсационного прогиба Соликамской впадины // Тр. Пермск. ПИ. 1966. Сб. 20.
134. Кореневский С.М. Новые данные о наличии разрывов в толще соляных пород // Докл. АН СССР. 1953. Т. 89, №3.
135. Кореневский С.М. О дискуссионных проблемах соляной геологии / Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985.
136. Корочкина Е.О. К вопросу о вариациях названия Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы научн.-практ. конф. Пермь, 2010.
137. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971.
138. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974.
139. Кох К. О базальтовых интрузиях в соленосной свите калиеносного бассейна Верра / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981.
140. Красноштейн А.Е. и др. Методические основы кадастровой оценки земельного участка, выделенного для добычи полезных ископаемых. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001.
141. Красюк Н.Ф. Исследование газоносности солевых пород и ее роли во внезапных выбросах: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Л., 1975.
142. Краткий справочник физико-химических величин. Л.: Химия, 1972.
143. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твердого тела. М.: Мир, 1987.
144. Кропачёв А.М., Кропачёва Т.С. К изоморфизму рубидия в сильвине и карналлите из Верхнекамского месторождения // Вестн. ЛГУ. Сер. геол.-геогр. 1967. №6, вып. 1.
145. Кропачёв А.М., Кропачёва Т.С., Раевский В.И. Особенности распределения акцессорного

- лития в соляных отложениях Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56.
146. Кропачёв А.М., Молоштанова Н.Е. Марганец и титан в солях Верхнекамского месторождения / Минералогия и геохимия полезных ископаемых Западного Урала. Пермь: Пермск. ун-т, 1987.
147. Кудрявцев Н.А. О закономерностях накопления ископаемых солей // Сов. геология. 1966. №7.
148. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001.
149. Кудряшов А.И. Геолого-геохимический анализ строения Верхнекамского калийного месторождения и его районирование в целях эксплуатации: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1977.
150. Кудряшов А.И. Математический метод расшифровки природных связей компонентов калийных солей на примере Верхнекамского месторождения / Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Саратов. ун-т, 1978.
151. Кудряшов А.И. Методика регионального прогнозирования интенсивности внутрисоляной складчатости на Верхнекамском калийном месторождении / Геологическая и минералогическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1979.
152. Кудряшов А.И. Роль подземных вод в формировании калийной залежи Верхнекамского месторождения // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1975. Вып. 7.
153. Кудряшов А.И., Васюков В.Е., Фон-дер-Флаасс Г.С. и др. Разрывная тектоника Верхнекамского месторождения солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2004.
154. Кудряшов А.И., Корочкина О.Ф., Скрябина Н.Е. и др. Редкие породы соляной толщи Верхнекамского месторождения / Пермская система земного шара: тез. докл. междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
155. Кудряшов А.И., Молоштанов В.А. Роль глубинного карста в формировании широтных структур Верхнекамского месторождения солей // Вестн. Пермского ун-та. Геология. Пермь: Пермск. ун-т, 1999. Вып. 3.
156. Кудряшов А.И., Морощкина Ю.Н. Маркирующие горизонты подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1997.
157. Кудряшов А.И., Мягков В.Ф. Пространственные соотношения морфоструктурных и геохимических полей сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2.
158. Кудряшов А.И., Сунцев А.С. О природе галитовых тел продуктивных пластов Верхнекамского месторождения / Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермск. Дом науки и техники, 1991.
159. Кудряшов А.И., Шурубор Ю.В. Факторный анализ данных о составе и мощности пласта В Верхнекамского месторождения / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991.
160. Кузнецова Р.И. Роль зернограничной пористости в сверхпластичности // Физика металлов. 1978. Т. 45, №3.
161. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987.
162. Курнаков Н.С., Жемчужный С.Ф. Давление истечения и твердость пластических тел // Изв. сект. физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР. 1938. Т. 11.
163. Кутейников Е.С., Кутейникова Е.С. Комплексы выполнения зон сдвигов // ДАН СССР. 1989. Т. 309, №1.
164. Ладынина И.Н., Аношин Г.Н. Некоторые закономерности распределения рубидия, таллия и брома в процессе формирования месторождений калийных солей // Геология и геофизика. 1962. №3.
165. Лаптев Б.В. Предотвращение газодинамических явлений на калийных рудниках. М.: Недра, 1994.
166. Лейтвейн Ф., Зоммер-Кулачевски Ш. Кристаллография. М.: Высшая школа, 1968.
167. Лепешков И.Н., Савицкий Е.М., Бодалева Н.В. и др. Изучение пластичности солей в связи с выяснением условий образования солянокупольных структур // Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР. 1949. Т. 19.
168. Лисин В.П., Маловичко А.А., Неволин Л.П. и др. Выделение тектонических нарушений в отложениях терригенного девона на территории Удмуртской АССР по данным МОГТ / Геология, поиски и разведка горючих полезных ископаемых. Пермь, 1983.
169. Лисицин А.П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974.
170. Литвак Б.Г. Экспертные оценки и принятие решений. М.: Патент, 1996.
171. Лунев Б.С., Копнин В.И. Генезис некоторых форм рельефа Прикамья // Изв. Всесоюз. геогр. общ-ва. 1964. Т. 96, вып. 6.
172. Лыкошин А.Г. Трещины бортового отпора // Бюл. МОИП. 1953. Т. 28, вып. 4.
173. Макогон Ю.Ф. Образование гидратов в газоносном пласте в условиях многолетней мерзлоты // Газовая промышленность. 1965. №5.
174. Мартынова М.А., Егоров Ю.М., Бондаренко С.Н. и др. Изучение ионно-солевого комплекса пород как один из методов прогнозирования гидрохимического разреза (на примере надсолевой толщи Верхнекамского месторождения калийных солей) / Гидрогеология и гидрогеохимия. Л.: ЛГУ, 1976.
175. Медведев И.И., Полянина Г.Д. Газовыделение на калийных рудниках. М.: Недра, 1974.
176. Медико-биологические требования и санитарные нормы качества продовольственного сырья и пищевых продуктов Минздрава СССР. №5061-89. М., 1990.
177. Методическое руководство по изучению планетарной трещиноватости и линейментов / под ред. С.С. Шульца. Л.: ЛГУ, 1977.
178. Методы определения золота и серебра при геохимических исследованиях: Методические разработки / сост. В.Г. Цимбалист. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980.
179. Мещеряков В.В. Газ соляных пластов // Химия и жизнь. 1982. №10.
180. Миронов В.А., Янковский С.А. Спектроскопия в органической химии. М.: Химия, 1985.
181. Михайлов Г.К., Яковлев Ю.А., Якушев В.Ф. Микрокомпонентный газовый состав подземных вод – показатель структурно-тектонических условий / Водорастворенные газы нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1981.
182. Молоштанова Н.Е., Кудряшов А.И., Скрябина Н.Е. Формы нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского месторождения / Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: тез. докл. науч. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1993.
183. Морачевский Ю.В. Акцессорные элементы и нерастворимые остатки соликамского карналлита / Соликамские карналлиты. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.
184. Морачевский Ю.В. и др. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений. Л.: Госхимиздат, 1939.
185. Морачевский Ю.В. Предварительная характеристика химического состава Соликамских соляных отложений // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. Л.: Геол. комитет, 1929. Вып. 125.
186. Морачевский Ю.В. Условия отложения осадков в Соликамском бассейне // Бюл. Ин-та галургии. 1940. №6-7.
187. Морачевский Ю.В., Поленова Т.Б. Рассеянные элементы в ископаемых солях // Бюл. Ин-та галургии. 1938. №3.
188. Морачевский Ю.В., Черепенников А.А. Газоносность соляной толщи Верхнекамских отложений // Тр. ВИГ. 1939. Вып. 17.
189. Мормиль С.И., Амосов Л.А. Рассеянные щелочные элементы в минералах и продуктах переработки природных солей // Изв. ВУЗов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1995. №6.
190. Морозов Л.Н. К вопросу о происхождении «зон замещения» в калийных пластах Верхнекамского месторождения / Геология полезных ископаемых Урала. Свердловск, 1969. Ч. 2.
191. Морозов Л.Н. О генезисе пёстрых сильвинитов Верхнекамского калийного месторождения / Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые: тез. докл. симпозиум. Киев: Наукова думка, 1971.

192. Морозов Л.Н. О неправомерности применения термина зоны «замещения» в калийных пластах месторождений // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь, 2005. Вып. 8.
193. Морозов Л.Н. Пёстрые сильвиниты и зоны «замещения» (разубоживания) – мелководные фации Верхнекамского бассейна / Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: мат-лы междунар. конф. «Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей». Пермь, 2001.
194. Мурхауз В. Практическая петрография. М.: ИЛ, 1963.
195. Мухин Ю.В. Оценка количества поровых растворов, отжимаемых из глинистых осадков в природных условиях / Поровые растворы и методы их изучения. Минск: Наука и техника, 1968.
196. Мягков В.Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд. М.: Недра, 1984.
197. Мягков В.Ф. К вопросу об определении поправочного коэффициента к данным поверхностной разведки шахтных полей Верхнекамского калийного месторождения // Сб. науч. тр. Пермск. ПИ. 1961. №8.
198. Мягков В.Ф. О геометрическом способе корреляции геофизических наблюдений // Уч. зап. Пермск. ун-та. 1971. №233.
199. Мягков В.Ф. Распределение брома в сильвинитах Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1961. №8.
200. Мягков В.Ф., Раевский В.И. Избирательное разрушение кернов сильвинитов и карналлитовых пород при бурении скважин на Верхнекамском месторождении // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 1964. №5.
201. Несмелова З.Н. Газоносность соляной толщи Березниковского калийного рудника: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1957.
202. Несмелова З.Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35.
203. Нефти, газы, битумоиды Пермского Прикамья и сопредельных районов: Каталог физических-химических свойств / под ред. С.А. Винниковского, А.З. Кобловой. Пермь, 1977.
204. Николаев В.И. Несколько соображений и данных по вопросу происхождения соликамских безсульфатных калиевых месторождений // Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР. 1935. Т. 7.
205. Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.А. Пирротины. М.: Наука, 1988.
206. Новоселицкий В.М., Таркашев В.В., Бачурин Б.А. и др. Применение газовой съёмки для изучения геотектонического строения Верхнекамского месторождения калийных солей / Комплексное освоение недр Западного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
207. Нормы технологического проектирования предприятий калийной промышленности. Л., 1976. Ч. 1: Нормы технологического проектирования калийных рудников.
208. ОСТ 41-05-263-86. Воды подземные, классификация по химическому составу и температуре. М., 1986.
209. Островский Л.А. Гидрогеодинамическая зональность / Науч.-метод. основы и практика регионального гидрогеологического изучения и картографирования: мат-лы II Всерос. науч.-практ. конф. М.: ВСЕГИНГЕО, 2001.
210. Островский Л.А. Гидрогеодинамическая зональность равнинно-платформенных регионов / Теория и методы региональных гидрогеологических исследований. М.: ВСЕГИНГЕО, 1985.
211. Островский Л.А. и др. Принципы гидрогеологической стратификации бассейнов подземных вод: методическое письмо. М.: ВСЕГИНГЕО, 1988.
212. Ошакпаев Т.А. Челкарский соляной купол-гигант. Алма-Ата: Наука, 1974.
213. Павлов Д.И. Метаморфизм каменной соли в контактовых зонах долеритовых интрузивов и некоторые вопросы формирования железоносных гидротерм / Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наукова думка, 1974.
214. Пермский край. Атлас. Масштаб 1:100 000. Екатеринбург: ФГУП «Уралаэрогеодезия», 2010. Т. 1.
215. Пермьяков Р.С., Проскураков Н.М. Внезапные выбросы соли и газа. Л.: Недра, 1972.
216. Петриченко О.И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев: Наукова думка, 1988.
217. Петров А.А. Углеводороды нефти. М.: Недра, 1984.
218. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981.
219. Плотников Ю.А. Роль тектоники в формировании субширотных структур на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого совещ. Соликамск, 2000.
220. Поленова Т.Б., Колотов Д.С. Отчёт полевой лаборатории Соликамской разведочной партии геологического комитета // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. 1929. Вып. 125.
221. Поляковский В.Я. Амезит – аутигенный минерал карналлитовых пород Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: Тез. докл. IV Всесоюз. солевого совещ. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988.
222. Полянина Г.Д., Земсков А.Н., Красюк Н.Ф. Некоторые данные по газоносности пород Второго Соликамского калийного рудника // Вентиляция шахт и рудников. 1976. Вып. 3.
223. Полянина Г.Д., Красюк Н.Ф., Трапезников И.И. Данные по газоносности пород рудника БКЗ-4 / Технология и безопасность разработки калийных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1991.
224. Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. М.: Наука, 1985.
225. Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. М.: Наука, 1990.
226. Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. №№3-4.
227. Преображенский П.И. Геологоразведочные работы на калий в Соликамском и Березниковском районах за период с 1 октября 1926 г. по 1 октября 1927 г. // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. Л.: Геол. комитет, 1929. Вып. 126.
228. Преображенский П.И. Подземные воды Верхнекамского соленосного района // Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. 1934. Сб. №4.
229. Преображенский П.И. Предварительный отчёт по работе Соликамской разведочной партии за период с 1 октября 1925 г. по октябрь 1926 г. // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. 1927. Вып. 104.
230. Преображенский П.И. Соленосные отложения западного склона Урала как база галургической промышленности // Бюл. Ин-та галургии. 1938. №1.
231. Применение ИКС в геохимических исследованиях при оценке перспектив нефтегазоносности. Саратов: Саратов. ун-т, 1980.
232. Проворов В.М. Основные черты тектоники нижнепермских отложений и её связь с глубинным строением Среднего Приуралья / Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь: Пермск. кн. изд-во, 1973.
233. Проворов В.М. Тектоника платформенной части / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006.
234. Проскураков Н.М., Ковалев О.В., Мещеряков В.В. Управление газодинамическими процессами в пластах калийных руд. М.: Недра, 1988.
235. Проскураков Н.М., Фомина В.Д., Рожков В.К. Газодинамические явления на Солигорских калийных рудниках. Минск: Польша, 1974.
236. Проскуракова Е.Б. Исследование нефтей, битумов и их фракций методом инфракрасной спектроскопии / Оптические методы исследования нефтей и органического вещества пород. М.: ВНИГНИ, 1970.
237. Проскуракова Е.Б., Громова Н.С. Изучение серосодержащих соединений в нефтях, битумах и в их фракциях по инфракрасным спектрам // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 97.
238. Проскуракова Е.Б., Милешина А.Г. Изучение углеводородов нефтей, фильтрующихся через минералы глин, методом ИК-спектроскопии // Новые методы исследования нефти. Тр. ВНИГРИ. 1972. Вып. 119.
239. Протопопов А.Л. Некоторые аспекты литолого-петрографической типизации мульд

- погружения / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990.
240. Протопопов А.Л. Петроминералогические и геохимические особенности карналлитовых отложений Соликамской впадины / Соликамские карналлиты: сб. науч. тр. СПб.: ЛИК, 2007.
241. Протопопов А.Л., Рогова М.С., Джиноридзе Н.М. О двух путях образования гипергенных сильвинитов на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого совещ. СПб.: РАН, 1994.
242. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988.
243. Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: АН СССР, 1959.
244. Раевский В.И. О происхождении пёстрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1967. №3.
245. Раевский В.И., Кудряшов А.И. Принципы районирования месторождений калийных солей по горно-геологическим условиям их отработки (на примере Верхнекамского месторождения) / Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений СССР. Л.: ВНИИГ, 1979.
246. Раевский В.И., Фивег М.П., Герасимова В.В. и др. Месторождения калийных солей СССР. Л.: Недра, 1973.
247. Разумовская Е.Э. Описание солёной толщи Соликамского месторождения // Тр. ГГРУ ВСНХ СССР. М.; Л.: Геол. изд-во ГГРУ, 1931. Вып. 54.
248. Разумовская Е.Э. Описание структур соляных пород Соликамска и схематическая таблица их свойств // Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии. Сер. минер. 1936. Вып. 7.
249. Ритчи А. Фракционирование углеводородов и изотопов углерода при миграции нефти / Осадочные процессы: 1-й Междунар. геохимический конгресс (Москва, 20–25 июня 1971 г.). М., 1973. Т. IV, кн. 2.
250. Роева Н.Н. и др. Специфические особенности поведения тяжёлых металлов в различных природных средах // Журнал аналитической химии. М., 1996. Т. 51, №4.
251. Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы // Геохимия. 1964. №8.
252. Рундквист Д.В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых // Зап. Всесоюз. минер. общ-ва. 1968. Ч. 97, вып. 2.
253. Рыковсков А.Е. Проблема бессульфатности Соликамских калийных отложений // Тр. ГГРУ. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1932. Вып. 30.
254. Саати Т., Кернс К. Аналитическое планирование. Организация систем. М.: Радио и связь, 1991.
255. Савельев А.А., Хильтова В.Я., Шулешко И.К. и др. Литология и петрохимия осадочных пород в различных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974.
256. Санфиоров И.А., Семерикова И.И. Отображение в сейсмических волновых полях геологических моделей разрывно-складчатых зон на Верхнекамском месторождении калийных солей / Построение физико-геологической модели и системный подход при истолковании результатов геофизических исследований. Пермь: Пермск. ун-т, 1993.
257. Сапегин Б.И., Янин В.Н. Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторождения / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981.
258. Свидзинский С.А., Отрешко А.И. Эпигенетический метаморфизм солей в зоне гипергенеза Эльтонского соляного купола // Геология и генезис горно-химического сырья: тр. Геол. ин-та. Казань, 1971. Вып. 3.
259. Силин-Бекчурин А.И. О куполовидном залегании минерализованных вод в долинах Камы и Волги // Сов. геология. 1941. №4.
260. Слосс Л.Л. Отложение эвапоритов из расслоенных растворов / Соленакпление и солёные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972.
261. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Некоторые особенности минералогии и формы нахождения благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого совещ. Соликамск, 2000.
262. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. О возможности извлечения золота и серебра из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и металлы. 1995. №5.
263. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt-металлов в сильвините Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. №9.
264. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение благородных металлов в маркирующей глине Верхнекамского месторождения солей // Геохимия. 1999. №9.
265. Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Элементы-примеси пород соляной толщи Верхнекамского месторождения / Проблемы горного недроведения и системологии: мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 1999.
266. Сметанников А.Ф., Николаев А.С., Кудряшов А.И. и др. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 2000. №3.
267. Соболевский П.К. Современная горная геометрия // Социалистическая реконструкция и наука. 1932. №7.
268. Созанский В.И. Геология и генезис солёных образований. Киев: Наукова думка, 1973.
269. Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988.
270. Софроницкий П.А. Восточная часть Русской платформы. Предуральский краевой прогиб / Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. XII. Ч. 1, кн. 2.
271. Справочник по растворимости. Л.: Наука, 1969. Т. III. Кн. 2.
272. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
273. Стащук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968.
274. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: АН СССР, 1962. Т. III.
275. Страхов Н.М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. М., 1947. Ч. 1.
276. Табаксблат Л.С. Редкие земли в рассолах Верхнекамских калийных месторождений // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 1995. №6.
277. Талвани М., Лангсет М. Динамика океанической коры / Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984.
278. Траскин В.Ю., Перцов Н.В., Коган Б.С. Влияние воды на механические свойства и дисперсную структуру горных пород / Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989.
279. Третьяков Ю.А. Закономерности взаимоперехода карналлитовой породы и пестрого сильвинита на Верхнекамском месторождении / Геохимия галогенеза. М.: МГУ, 1989.
280. Третьяков Ю.А. Зоны разубоживания Верхнекамского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1974. №1.
281. Третьяков Ю.А. Состав карбонатов и гидрослюды в отложениях зон разубоживания Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 68.
282. Третьяков Ю.А. Строение зон разубоживания в пластах красных сильвинитов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1973. Вып. 64.
283. Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей / Строение и условия образования солёных формаций. Новосибирск: Наука, 1981.
284. Трубочанинов В.В. О геологических особенностях газодинамических явлений на Третьем Березниковском калийном руднике Верхнекамского и Индерского месторождений / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1977.

285. Трусхейм Ф. Галокинез / Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. Т. 1.
286. Тупицын И.С. Способ оценки устойчивости кровли очистных камер калийных рудников. АС SU 1490275. 30.06.1989 г.
287. Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980.
288. Узембло В.В. Об условиях движения и разгрузки подземных вод в Восточно-Сибирской соленосной провинции с позиции критики «сквозьпластового» перемещения рассолов // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56.
289. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985.
290. Уист Р. де. Гидрогеология с основами гидрологии. М.: Мир, 1969.
291. Указания по защите рудников от затопления и охране подрабатываемых объектов в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей. СПб., 2008.
292. Уразов Г.Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения. М.; Л.: ГГРУ, 1932.
293. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981.
294. Федорчук В.П. Экспертная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. М.: Недра, 1991.
295. Фербридж Р.У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование / Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971.
296. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля. Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974.
297. Фивег М.П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1948. Т. 61, вып. 6.
298. Фивег М.П. О длительности накопления соляных толщ // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29.
299. Фивег М.П. О значении колебаний уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации соленосных серий // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45.
300. Фивег М.П. О метасоматической концепции Л.М. Бириной // Литология и полезные ископаемые. 1970. №6.
301. Фивег М.П. О некоторых вопросах палеографии эпох соленакопления // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 64.
302. Фивег М.П. О некоторых особенностях палеогеографии эпох соленакопления / Состояние и задачи советской литологии: докл. на спец. заседаниях VIII Всесоюз. литологического совещ. М.: Наука, 1970.
303. Фивег М.П. О работах ВИГ по изучению газов карналлитовых пород Соликамского рудника // Тр. ВНИИГ. 1973. Вып. 64.
304. Фивег М.П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35.
305. Фивег М.П. Об условиях формирования Верхнекамской соленосной толщи // Тр. ВНИИГ. 1955. Вып. 30.
306. Фивег М.П. По поводу статьи В.И. Копнина «О площадном распределении хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения» // Литология и полезные ископаемые. 1964. №6.
307. Фивег М.П. Существуют ли альтернативные теории галогенеза / Основные проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1981.
308. Фивег М.П. Типы солеродных бассейнов // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32.
309. Филатов В.В., Кассин Г.Г., Попов Б.А. Геофизические исследования на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 1995. №6.
310. Филиппов С.А. Конседиментационно-фильтрационные зоны замещения продуктивных пластов каменной солью на Верхнекамском калийном месторождении // Литология и полезные ископаемые. 1988. №6.
311. Филиппов С.А. Морфогенетические разновидности зон разубоживания и замещения продуктивных пластов калийных месторождений и их классификация / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990.
312. Фомина В.Д., Lupинович Ю.И., Кислик В.З. К вопросу о трещиноватости калийных горизонтов Старобинского месторождения // Докл. АН БССР. 1965. Т. 9, №7.
313. Фрик М.Г. Применение насыщенных реликтовых углеводородов органического вещества пород и нефтей как показателей процессов генерации и аккумуляции / Геологическое изучение и использование недр: науч.-техн. информ. сб. М.: АО «Геоинформмарк», 1994.
314. Хара И., Шимамото Т. Складки и складкообразование / Геологические структуры. М.: Недра, 1990.
315. Ходьков А.Е. Вопросы формирования и использования естественных рассолов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1953. Вып. 28.
316. Ходьков А.Е. О динамике подземных вод уплотняющихся осадочных толщ и ее структурообразующей роли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. №12.
317. Ходьков А.Е. О происхождении выбросоопасных газоносных структур на III калийном горизонте Старобинского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988.
318. Ходьков А.Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32.
319. Ходьков А.Е. О роли миграции постседиментационных вод в геологии Старобинского месторождения // Вестн. ЛГУ. 1965. №12, вып. 2.
320. Ходьков А.Е. Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатируемых соляных (калийных) месторождений / Мат-лы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971.
321. Ходьков А.Е. Роль флюидогейники в познании природы изменчивости состава и структуры пород калийных месторождений / Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985.
322. Ходьков А.Е. Соляной карст Верхнекамского и Бахмутского районов и закономерности его развития / Спец. вопр. карстоведения: тез. докл. III науч. совещ. по изучению карста. М.: АН СССР, 1956.
323. Ходьков А.Е. Теоретические и прикладные вопросы геологии и гидрогеологии. Л.: ВНИИГ, 1989.
324. Ходьков А.Е. Флюидогейника и её значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1.
325. Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: ЛГУ, 1968.
326. Ходькова С.В. Строение годового слоя сильвинитового пласта КрII Верхнекамского месторождения / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981.
327. Чайковский И.И. Минералогические индикаторы метасоматоза и миграции флюидов в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого совещ. Соликамск, 2000.
328. Чайковский И.И., Галинова О.И., Морозов В.Ю. Тектоническое строение Верхнекамского месторождения: становление новой парадигмы // Горное эхо. ГИ УрО РАН, 2006. Вып. 1 (23).
329. Черепенников А.А. Газоносность солей Соликамского калийного рудника / Рудничная аэрология и безопасность труда в шахтах. М.: Углетехиздат, 1949.
330. Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.: Недра, 1974.
331. Чирвинский П.Н. Петрохимические отношения карналлитовых и сильвинитовых фаций Верхнекамского месторождения // Зап. ВМО. 2-я сер. 1943. Ч. 72, №2.
332. Чирвинский П.Н. Ритмы отложений верхней толщи подстилающей каменной соли Соликамского месторождения // Изв. ЕНИ при Молотовском ГУ. 1948. Т. 12, вып. 7.

333. Шанина С.Н. Состав газов соленосных отложений Верхнекамского месторождения калийных солей / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: мат-лы 6-й науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 3-4 дек., 1997. Сыктывкар, 1997.
334. Шатов В.П. Исследование газопроявлений и газовый режим на Верхнекамских калийных рудниках: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Свердловск: СГИ, 1966.
335. Шашель А.Г., Шиповский А.П., Александров А.А. и др. Методы выявления и трассирования разрывных нарушений в Самарском Поволжье // Геология нефти и газа. 1998. №12.
336. Шварцман С.И., Курский Л.Н., Попова Н.Е. Химико-спектральное определение золота в углеродсодержащих породах // Спектральные методы анализа: Инструкция НСАМ МинГео СССР. М.: ВИМС, 1987. №248-с.
337. Швец В.М. Органические вещества подземных вод. М.: Недра, 1973.
338. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1948.
339. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977.
340. Шестов И.Н. Гидрогеология и гидрохимия нижнепермского водоносного комплекса // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып. 118.
341. Шешуков Н.Г. К вопросу геологии карналитов Верхнекамского калийного месторождения // Калий. 1936. №9.
342. Шешуков Н.Г., Лепёхина В.Г. Остатки древесины из соляных отложений Березниковского рудника // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45.
343. Шимановский Л.А., Иконников Е.А., Крутов В.М. Некоторые особенности распределения подземного стока речных долин Юрюзано-Сылвинской депрессии // Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1970. Вып. 5.
344. Шмальц Р.Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов / Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972.
345. Шокин Ю.П. Исследование физико-механических свойств каменной соли Славяновского рассолопромысла // Тр. ВНИИСоля. 1966. Вып. 10 (18).
346. Шрейбер Б.Ш., Такер М.Е., Тилл Р. Побережья аридных зон и эвапориты / Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1.
347. Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: МГУ, 1974. Т. III.
348. Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика. 1961. №1.
349. Яржемская Е.А. Вещественный состав галопелитов // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29.
350. Яржемский Я.Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск: Наука, 1967.
351. Яржемский Я.Я. Минералогия и петрография калийных пород Советского Союза / Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
352. Яржемский Я.Я., Третьяков Ю.А. Краткая петрографо-минералогическая характеристика пород Дуринского участка Верхнекамского калийного месторождения / Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения, качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1979.
353. Adams J.E. Oil pool of open reservoir type // Bull. Am. Ass. Pet. Geol. 1936. 20(6).
354. Geller A. Zur Kenntnis des FlieBdruckes d. Festen korper // Zeitschr. f. Krist. Bd. XLII. 1925.
355. Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid filled porous solids and it application to overthrust // Bull. Geol. Soc. Am. 1959. 70.
356. Lotze F. Stiensalz und Kalisalze. 2nd ed. Gebr. Borntraeger. Berlin, 1957. Vol. 1.
357. Marggraf P. Der gegenwartige Stang der Theorie des Ansbruchsmechanismus unter besonderer Berucksichtigung des thermodynamischen Zustands verlaufes der Ausfruchegase / Freib.-H. Leipzig, 1971.
358. Oelsner O. Ergebnisse neuer Untersuchungen an CO₂-fuhrenden Salzen des Werraviers // Freib. Forsch – H.A. 1961. 183.
359. Rutter E.H. Pressure solution in nature: theory and experiment // J. geol. Soc. 140. 5. Nothern Ireland, 1983.
360. Smith D.B. The evolution of the English Zechstein Basin // Int. Symp. Central European Permian (Iablona, 1978). Warsaw, 1981.
361. Swidzinski A. Zagadneie Wyrrutow soli i gasow w smiatowym gornictwe solnym // Wiadomosci gornize. 1981. №8-9.
362. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // Journ. Struct. Geol. 1986. V. 8. №7.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЗЛОМАХ ВКМС

№ разлома	Плановое положение концов разлома (см. рис. 1.46)	Методы		Краткая характеристика и источник	Азимут прости- рания	Длина, км
		выделения	подтверждения			
1	Б9-Б6	ГР*		Зона тектонического нарушения фундамента и вышележащих отложений (Нояксова и др., 1990)	СЗ 355	30
2	Б10-В6	ГР		- « -	СВ 8	38
3	В9-В6	ГР		- « -	СЗ 358	29
4	Д9-Д6	ГР		- « -	СЗ 359	34
5	Е9-Е6	ГР		- « -	С 0	30
6	Е9-Е7	ГР		- « -	СЗ 359	16
7	В10-Г13	ГР		- « -	СЗ 334	32
8	Д10-Д12	ГР		- « -	СЗ 358	29
9	Д6-Е6	ГР		Тектоническое нарушение фундамента (Нояксова и др., 1990)	СЗ 287	13
10	Г6-Е7	ГР		- « -	СЗ 296	25
11	Б6-Д7	ГР, МР		- « -	СЗ 283	28
12	Б6-Е7	ГР, МР		- « -	СЗ 284	40
13	Б6-Г7	ГР		- « -	СЗ 291	17
14	Б7-В8	ГР		- « -	СЗ 306	11
15	Б7-Д7	ГР, МР		- « -	СВ 89	32
16	Б7-Д10	ГР		- « -	СЗ 318	45
17	Г8-Д8	ГР		- « -	СВ 82	20
18	В10-Е8	ГР		- « -	СВ 59	35
19	Г9-Е9	ГР		- « -	СВ 68	20
20	Б8-В9	ГР		- « -	СЗ 294	14
21	Б8-В10	ГР		- « -	СЗ 329	23
22	Б8-В10	ГР		- « -	СЗ 331	19
23	Б10-Д11	ГР, МР, ММ		- « -	СЗ 286	35
24	Б10-Д11	ГР		- « -	СЗ 285	31
25	Б11-Д11	ГР		- « -	СЗ 271	29
26	Б12-Д12	ГР, ММ		- « -	В 90	35
27	Б13-В12	ГР		- « -	СВ 55	14
28	Б13-Г12	ГР		- « -	СВ 52	24
29	В13-Д12	ГР		- « -	СВ 47	25
30	Г13-Д12	ГР		- « -	СВ 51	19
31	В6-Д6	ГР, МР, ММ		Предполагаемое разрывное нарушение осадочного чехла (Нояксова и др., 1990)	СЗ 274	19
32	Б6-Д6	ГР, ММ		- « -	СЗ 282	22
33	Б6-В7	ГР		- « -	СЗ 298	15
34	В6-Д7	ГР, ММ		- « -	СЗ 296	27
35	Г6-Д7	ГР, ММ		- « -	СЗ 302	21
36	Б7-В7	ГР, МР, ММ		- « -	СЗ 277	11

№ разлома	Плановое положение концов разлома (см. рис. 1.46)	Методы		Краткая характеристика и источник	Азимут прости- рания	Длина, км
		выделения	подтверждения			
37	В7-Г7	ГР, ММ		- « -	СВ 78	11
38	В7-Д7	ГР, МР, ММ		- « -	СЗ 274	18
39	В7-Г8	ГР, МР, ММ		- « -	СЗ 306	18
40	Б8-Д8	ГР, МР, ММ		- « -	СЗ 274	37
41	Б8-Д8	ГР, МР, ММ		- « -	В 90	37
42	Б9-Г8	ГР, МР, ММ		- « -	СВ 68	14
43	В8-Д9	ГР, ММ		- « -	СЗ 305	21
44	Г8-Е8	ГР, МР, ММ		- « -	СВ 89	11
45	Г9-Д9	ГР, ММ		- « -	СЗ 307	11
46	В10-Г9	ГР		- « -	СВ 40	12
47	В9-В11	ГР		- « -	СЗ 333	20
48	В9-Г11	ГР		- « -	СЗ 332	20
49	Г11-Г10	ГР		- « -	СВ 26	12
50	Г10-Д9	ГР		- « -	СВ 24	11
51	Г10-Д11	ГР, ММ		- « -	СЗ 331	17
52	Г10-Д11	ГР, ММ		- « -	СЗ 280	12
53	В11-Д11	ГР, ММ		- « -	СЗ 271	22
54	Б12-В11	ГР, ММ		- « -	СВ 52	13
55	Б12-Г11	ГР, ММ		- « -	СВ 62	20
56	Г12-Д11	ГР, ММ		- « -	СВ 44	14
57	Г12-Д12	ГР, ММ		- « -	СВ 67	10
58	Г13-Д12	ГР, ММ		- « -	СВ 76	10
59	Г11-Д12	ГР		- « -	СЗ 313	11
60	В12-Д13	ГР, ММ		- « -	СЗ 286	16
61	Б12-Г13	ГР, ММ		- « -	СЗ 285	13
62	В6-Г6	ГР, МР		Разлом верхнепалеозойского или мезозойского возраста, проявленный в строении верхнепермских и более глубоких горизонтов (Кассин и др., 1991)	СЗ 271	14
63	В7-Д7	ГР, МР, ММ		Разлом, проявленный в строении верхнепермских и более глубоких горизонтов (Кассин и др., 1991)	СЗ 271	22
64	В8-Е8	ГР, МР		- « -	СЗ 272	32
65	Г8-Д9	ГР, МР		- « -	СЗ 273	11
66	В11-В6	ГР, МР		- « -	СВ 2	46
67	В9-Г8	ГР, МР		- « -	СВ 3	17
68	В12-Г5	ГР, МР		- « -	СВ 6	69
69	Д9-Д7	ГР, МР		- « -	СЗ 359	23
70	Д9-Д6	ГР, МР		- « -	СЗ 359	33
71	В7-Г6	ГР, МР		- « -	СВ 41	13
72	В8-Г7	ГР, МР		- « -	СВ 47	11
73	В8-Г7	ГР, МР		- « -	СВ 45	15
74	В7-Г8	ГР, МР		- « -	СЗ 320	15
75	В7-Д8	ГР, МР		- « -	СЗ 309	17
76	Г9-Д10	ГР, МР		- « -	СЗ 312	10

№ разлома	Плановое положение концов разлома (см. рис. 1.46)	Методы		Краткая характеристика и источник	Азимут простирания	Длина, км
		выделения	подтверждения			
77	В8-Г9	ГР, МР		Дорифейский разлом фундамента, не проявленный в строении чехла (Аверьянов и др., 1992)	СЗ 314	19
78	Б8-В9	ГР, МР		– « –	СЗ 312	19
79	Б11-Е11	ГР, МР	н/п	Разлом, проявленный в строении верхнепермских и более глубоких горизонтов (Кассин и др., 1991)	СЗ 271	40
80	В13-В11	ГР, МР	ГР	– « –	СЗ 357	22
81	Г13-Г11	ГР, МР	ГР, МР, ГГ	– « –	СЗ 355	15
82	Д13-Д10	ГР, МР	ГР, ГГ	– « –	СВ 3	32
83	Д13-Д10	ГР, МР	ГР, ГГ	– « –	СВ 4	28
84	В13-Г12	ГР, МР	н/п	– « –	СВ 47	18
85	Г13-Д12	ГР, МР	ГР, ГГ, ГМ	– « –	СВ 47	19
86	Г10-Д11	ГР, МР	ГР, МР, ГГ, ГМ	– « –	СЗ 319	14
87	Г11-Д12	ГР, МР	ГР	– « –	СЗ 325	20
88	Б10-Д13	ГР, МР	ГР, ГМ(Ц)	– « –	СЗ 325	41
89	В1-Д1	МР	н/п	Разлом фундамента с установленной активностью в палеозое или мезокайнозое (Кассин, 1985)	СВ 58	>16
90	А3-В3	МР	н/п	Дорифейский разлом фундамента с неустановленной активностью в неогене (Аверьянов и др., 1992)	СВ 89	19
91	А7-Е4	МР	ГР, МР, ГГ	Древний разлом фундамента с установленной активностью в палеозое (Кассин, 1985)	СВ 59	>62
92	Б6-Д6	МР	н/п	Палеозойский разлом фундамента (Кассин, 1985)	СЗ 282	29
93	Г6-Е6	МР	н/п	– « –	СВ 89	29
94	Б7-Е7	ГР, МР	ГР(З), МР	Тектоническое нарушение чехла и, возможно, фундамента (Кассин, 1985)	СВ 79	32
95	Г7-Е8	ГР, МР	ГР (З, Ц), МР	– « –	СЗ 275	>25
96	А7-Г10	МР	ГР, МР, ГГ(В)	Дорифейский разлом фундамента с неустановленной активностью в неогене (Кассин, 1985)	СЗ 312	49
97	Е6-Е15	МР	МР, ГГ, ГМ(Ц)	Разлом фундамента с установленной активностью в палеозое или мезокайнозое (Кассин, 1985)	СВ 3	>89
98	В7-Г12	МР	ГР, МР(С), ГГ	– « –	СЗ 357	>45
99	А10-Е9	МР	н/п	Древний разлом фундамента с установленной активностью в верхнем протерозое (Кассин, 1985)	СВ 84	53
100	В10-Е9	МР	н/п	Палеозойский разлом фундамента (Кассин, 1985)	СВ 79	>32
101	Б11-Е11	МР	н/п	Древний разлом фундамента с установленной активностью в верхнем протерозое (Кассин, 1985)	СЗ 275	>47

№ разлома	Плановое положение концов разлома (см. рис. 1.46)	Методы		Краткая характеристика и источник	Азимут простирания	Длина, км
		выделения	подтверждения			
102	Д12-Е12	МР	н/п	Разлом фундамента с установленной активностью в палеозое или мезокайнозое (Кассин, 1985)	СВ 79	>19
103	В14-Е14	МР, ГР	н/п	Тектоническое нарушение чехла и, возможно, фундамента (Кассин, 1985)	СЗ 283	34
104	Г15-Д14	МР	н/п	Верхнепротерозойский разлом фундамента (Кассин, 1985)	СВ 22	>20
105	Д13-Д15	МР, ГР	н/п	Тектоническое нарушение чехла и, возможно, фундамента (Кассин, 1985)	С 0	20
106	Д15-Е14	МР, ГР	н/п	– « –	СВ 48	>14
107	Б6-Е6	МР	н/п	Разлом фундамента (Валеев и др., 1974)	СЗ 273	39
108	А7-Д7	МР	ГР	– « –	СВ 88	40
109	В9-Д9	МР	н/п	– « –	СВ 89	23
110	Б10-Д9	МР	н/п	– « –	СВ 83	35
111	В10-Е10	МР	ГР (Ц), МР, ГГ	– « –	В 90	32
112	Б11-Е10	МР	ГР (В), МР (Ц), ГМ	– « –	СВ 80	43
113	В11-Е11	МР	н/п	– « –	СВ 87	28
114	Б12-Е12	МР	ГР (З)	– « –	СВ 85	38
115	Б13-Е12	МР	МР	– « –	СВ 83	40
116	Б14-Е13	МР	МР	– « –	СВ 80	41
117	Б6-Е9	МР	ГР, МР, ГМ, ГГ	– « –	СЗ 308	45
118	Б7-Е12	МР	ГР, МР, ГГ(ЮВ)	– « –	СЗ 315	63
119	Б9-В11	МР	МР	– « –	СЗ 309	19
120	Б11-Д14	МР	ГР (В)	– « –	СЗ 310	37
121	Б10-Г7	МР	ГР (С,Ю), ГГ (Ц, С), ГМ (С)	– « –	СВ 32	40
122	Б12-Е8	МР	ГР (Ю)	– « –	СВ 43	57
123	В10-Г8	ММ	ГР (Ц, С)	Постоянно обновляющийся докембрийский (?) разлом фундамента (Аверьянов и др., 1992)	СВ 43	22
124	В10-Д9	ММ	МР	– « –	СВ 39	>22
125	В11-Д10	ММ	ГР (СВ), МР (СВ), ГМ (Ц)	– « –	СВ 53	>29
126	В12-Д11	ММ	н/п	– « –	СВ 60	23
127	В13-Д11	ММ	МР	– « –	СВ 44	26
128	Г8-Д10	ММ	ГР (С), МР, ГМ	Палеозойский разлом, обновившийся в условиях альпийского тектогенеза (Аверьянов и др., 1992)	СЗ 321	16
129	В8-Д10	ММ	н/п	– « –	СЗ 314	>23
130	Г9-Д10	ММ	н/п	– « –	СЗ 326	10
131	В9-Г10	ММ	–	– « –	СЗ 337	13
132	Г10-Д12	ММ	–	– « –	СЗ 340	21
133	В11-Г12	ММ	–	– « –	СЗ 329	>20
134	В9-Г8	ММ	н/п	Постоянно обновляющийся докембрийский (?) разлом фундамента (Аверьянов и др., 1992)	СВ 83	>15

№ разлома	Плановое положение концов разлома (см. рис. 1.46)	Методы		Краткая характеристика и источник	Азимут простирания	Длина, км
		выделения	подтверждения			
135	В10-Д9	ММ	н/п	– « –	СВ 81	20
136	В10-Д10	ММ	н/п	– « –	СВ 82	18
137	Г10-Д10	ММ	–	– « –	СЗ 277	12
138	В11-Д11	ММ	н/п	– « –	СВ 87	16
139	В12-Д12	ММ	н/п	– « –	СВ 87	18
140	В13-Г13	ММ	МР	– « –	В 90	>11
141	Г10-Г11	ММ	МР	Слабо подновленный герцинский разлом (Аверьянов и др., 1992)	СВ 5	13
142	Г8-В9	ЭР	ГР (Ц, С)	Крутопадающая обводненная зона повышенной трещиноватости надсолевого комплекса (Беляев и др., 1989)	СВ 12	16
143	В8-Д8	ЭР	ГР	Зона разлома в породах надсолевого комплекса (Беляев и др., 1989)	СЗ 296	14
144	Г10-Д10	ЭР	н/п	Крутопадающее разрывное нарушение типа сброса, сбросо-сдвига, пересекающее породы надсолевого и соляного комплексов (Беляев и др., 1989)	СВ 81	12
145	В9-В10	ЭР	ГР(С)	Сброс, охватывающий породы надсолевого и соляного комплексов (Вишневский, 1970)	СВ 5	15
146	Б6-Д6	ГМ	н/п	Левый сдвиг (Джиноридзе и др., 1997)	СЗ 279	23
147	А13-Е12	ГМ	–	Яйвинский глубинный разлом, заложенный или подновлявшийся в мезокайнозойское время, – левый сдвиг (Денисов и др., 1980)	СВ 80	>60
148	В10-Г11	ГМ	н/п	Усовский сдвиг (Плотников и др., 2002)	СВ 78	14
149	В10-Д10	ГМ	н/п	Дуринский сдвиг (Плотников и др., 2002)	СВ 78	17
150	Д7-Д8	ГМ	–	Левый сдвиг (Джиноридзе и др., 2000)	СЗ 325	11
151	Г8-Г9	ГМ	ГР	– « –	СЗ 330	15
152	Г8-Г9	ГМ	ГР (С)	– « –	СЗ 355	16
153	Г8-Г9	ГМ	ГР	– « –	СЗ 329	10
154	В9-Д10	ГМ	н/п	– « –	СЗ 276	19
155	В10-Г10	ГМ	н/п	Правый сдвиг (Джиноридзе и др., 2000)	СВ 83	13
156	Б10-Д10	ГМ	н/п	Левый сдвиг (Джиноридзе и др., 2000)	СВ 80	34
157	В10-Д12	ГМ	МР, ГГ	Правый сдвиг (Джиноридзе и др., 2000)	СЗ 311	21
158	Г5-Д6	ГМ	н/п	Разрывное нарушение в верхних горизонтах платформенного чехла (Денисов и др., 1980)	СЗ 296	13
159	Г5-Г6	ГМ	н/п	– « –	СЗ 290	10
160	Б6-Г6	ГМ	н/п	– « –	СЗ 284	20
161	В9-Д9	ГМ	н/п	– « –	СВ 85	26
162	Д9-Е9	ГМ	н/п	– « –	СВ 81	>13

№ разлома	Плановое положение концов разлома (см. рис. 1.46)	Методы		Краткая характеристика и источник	Азимут простирания	Длина, км
		выделения	подтверждения			
163	Б9-В10	ГМ	ГР	– « –	СЗ 297	17
164	В10-Г9	ГМ	н/п	– « –	СВ 74	14
165	В10-Е10	ГМ	н/п	– « –	СВ 80	31
166	Б6-Г6	ГМ	н/п	Выход на поверхность гравитационного сброса (сброс) (Харитонов Т.В. и др., 1992)	СЗ 281	17
167	В10-Г9	ГМ	н/п	– « –	СВ 75	11
168	В10-Г10	ГМ	н/п	– « –	СВ 81	>15
169	Д5-Д6	СР	–	Тектоническое нарушение в верхнедевонских и турнейских отложениях (Санфиоров и др., 1993)	СВ 3	12
170	Г7-Г8	СР	ГР, МР	Зона аномалий волнового поля в интервале соляной толщи (Санфиоров и др., 1993)	СЗ 341	11
171	Г12-Д12	СР	ГР, МР (Ю)	– « –	СВ 53	10
172	Г13-Г14	СР	МР	Тектоническое нарушение в верхнедевонских и турнейских отложениях (Санфиоров и др., 1993)	СЗ 323	15
173	В13-Д14	СР	ГР, МР	Зона аномалий волнового поля в интервале соляной толщи (Санфиоров и др., 1993)	СЗ 301	16

* Методы: ГР — гравиметрия, МР — магнитометрия, ММ — морфометрические и дистанционные, ЭР — электрометрия, ГМ — геологические, СР — сейсморазведка.

** В скобках указаны части разлома (З — западная, Ц — центральная, ЮВ — юго-восточная и т.д.)

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Открытие ВКМС тесно связано с историей уральского солеварения. Кустарная выварка соли из рассолов и соленых вод естественных источников в Пермско-Чердынском крае велась с незапамятных времен. Первыми солеварями в Прикамье были древние коми-пермяки – коренные жители края. При раскопках на правом берегу р. Боровой в урочище Рассолы открыто производственное поселение, возникшее в родановское время (X в. нашей эры). Здесь были найдены предметы примитивного получения соли из рассолов (Жебелев О.В., 2003).

Первые рассолоподъемные скважины и солеварни были заложены в начале XV в. выходцами из Балахны братьями Калинниковыми на берегах р. Боровой (небольшой левый приток р. Камы) (Иванов А.А., Морачевский Ю.В., 1955). Около 1430 г. Калинниковы перенесли свои солеварни с р. Боровой на берега р. Усолки в Усолье Камское, ставшее впоследствии г. Соликамском. В дальнейшем рассолоподъемные скважины были заложены близ Березников, Ленвы, Дедюхино и других селений. Из скважин, которые назывались трубами и каждая из которых имела собственное название, выкачивались рассолы. Рассолы выпаривались на варницах в чренах. Продукцией варниц являлась высококачественная пищевая соль «пермянка».

В целях добычи более крепких рассолов глубина труб постепенно увеличивалась, и в 1825 г. произошло вскрытие каменной соли, когда, по сведениям Милованова (Иванов А.А., Морачевский Ю.В., 1955), при проходке одной из скважин на р. Усолке был встречен пласт этой породы на глубине 37 сажен (79 м). Впоследствии еще серия скважин вскрыла коренную каменную соль, и к рубежу веков было уже ясно, что добываемые рассолы связаны с соленосной толщей, внутри которой каменная соль залегает либо в виде разрозненных гнезд (Кротов П.И., 1888), либо в форме сплошных пластов (Чернов А.А., 1908).

История свидетельствует, что признаки присутствия калийно-магниевых солей в районе Соликамска были получены еще до обнаружения коренной каменной соли. Так, в 1816 г. в газете «Казанский листок» была опубликована заметка географа Н.С. Попова о Пермском крае, в которой упоминается о находках горькой соли (горький вкус соли придавали примеси хлоридов калия и магния). В 1825 г. в районе Соликамска при проходке новой скважины на глубине 47 сажен (около 100 м) обнаружена «красноватая соль». То же произошло и в 1826 г. Запись, сделанная

строгановским писцом, гласит, что вскрытая скважиной каменная соль «имеет вид сероватый и попадались куски даже красного цвета». Позднее рассолодобывающими скважинами обнаружена соль других окрасок (молочно-белая, розовая, голубая).

В 1906 г. при проходке Людмилинской трубы близ г. Соликамска на глубине 97,9 м встречена каменная соль с красноватыми прослойками. Спустя год при углубке Петровской трубы, расположенной в 320 м южнее Людмилинской, на глубине 92,9 м обнаружена темно-красная соль. В 1910 г. часть этих образцов была передана техником солеваренного завода Н.П. Рязанцевым провизору Соликамской земской аптеки А.А. Власову, который нашел в них значительное содержание калия (Рязанцев Н.П., 1926).

В 1911 г. горный инженер И.Н. Глушков, уроженец г. Усолья и знаток соляных промыслов, на основе результатов обобщения имеющегося к тому времени материала впервые высказал мысль о необходимости поисков калийных солей в недрах Прикамья. Однако должного внимания этот вопрос к себе не привлек, пока не началась Первая мировая война и не прекратился ввоз калийных удобрений из Германии. Проблема поисков калийных солей в России в общем виде была поставлена в 1915 г. директором Геологического комитета К.И. Богдановичем (Преображенский П.И., 1927).

Надо сказать, что тогдашнее правительство России не совсем бездействовало, как это преподносилось ранее. В 1916 г., например, в район Соликамска Горным департаментом был послан инженер Г.Р. Деринг (Преображенский П.И., 1927). Наряду с многочисленными пробами рассолов, он привез в Петроград образцы красной соли, в том числе образец, полученный от технического руководителя Соликамского солеваренного завода Н.П. Рязанцева. Академиком Н.С. Курнаковым был проведен анализ этого образца, содержание KCl в котором составило 33,96%, а NaCl – 65,14%. По химическому составу соль была определена как сильвинит. Содержание KCl в других образцах колебалось от 0,26 до 63,2% (Курнаков Н.С., 1916; Иванов А.А., 1962). Тем не менее в условиях ведения войны сделать правительству собственными силами большего не удалось. Поэтому решено было привлечь иностранный капитал. Одна из американских компаний согласилась вложить в дело 4 млн долларов на выгодных для России условиях, но революция в октябре 1917 г. прервала эти переговоры (Казакевич В.И., 1922).



Группа рабочих у разведочной скважины №1

Молодое правительство России отлично понимало важность открытия собственного месторождения калийных солей. В 1917 г. Геологический Комитет поручает акад. Н.С. Курнакову, а в 1918 г. геологу А.Н. Рябинину изучить этот вопрос на месте. Н.С. Курнаков провел серию опытов по сгущению крупных проб рассолов, а А.Н. Рябинин собрал и обобщил многочисленные геологические разрезы, полученные при проходке рассолодобывающих скважин. Результаты этих исследований подтвердили перспективность севера Пермской губернии на открытие месторождения калийных солей (Курнаков Н.С., 1918; Рябинин А.Н., 1920). А.Н. Рябинин даже указал три участка (г. Соликамск, пос. Верхне-Боровое и р. Нечаиха), где необходимо было провести поисковое бурение. Перспективность района Соликамска на калийные соли стала для специалистов очевидной, что подтверждается рядом работ (Казакевич В.И., 1922; Самойлов Я.В., 1919; Чернов А.А., 1922; и др.).

Однако денег у советского правительства на ведение глубокого бурения, в связи с началом Гражданской войны, не было. Интересно отметить, что в 1921 г. Комитетом промышленных разведок была предпринята попытка (с нынешних позиций, весьма наивная) вскрыть калийные соли

разведочным шурфом, который был заложен на территории Соликамского солеваренного завода (Преображенский П.И., Иванов А.А., 1937). Более чем за полугодовой период шурф был пройден на глубину 7 м, после чего оказался затоплен подземными водами.

После окончания Гражданской войны, начиная с 1922 г. секция неметаллических полезных ископаемых Геолкома ежегодно вносила в смету расходы на бурение скважин в Соликамском районе, но возможность финансирования появилась только в 1924 г., да и то в явно недостаточном количестве. Осуществление этих работ было возложено на старшего геолога Геолкома П.И. Преображенского.

Выбор руководителя поисковых работ не был случаен. Летом 1924 г., будучи профессором Пермского университета, П.И. Преображенский выполнял задание Уральского отделения Геолкома по изучению архивов соляных промыслов Строганова, Лазарева, Рязанцева и др. (Иванов А.А., Морачевский Ю.В., 1955). П.И. Преображенский изучал также сохранившиеся коллекции образцов пород, отобранные при проходке рассолодобывающих скважин. Знакомясь с небольшой коллекцией солей на Березниковском содовом заводе, на территории которого было несколько буровых



Памятный знак на месте проходки солеразведочной скважины №1 в г. Соликамске

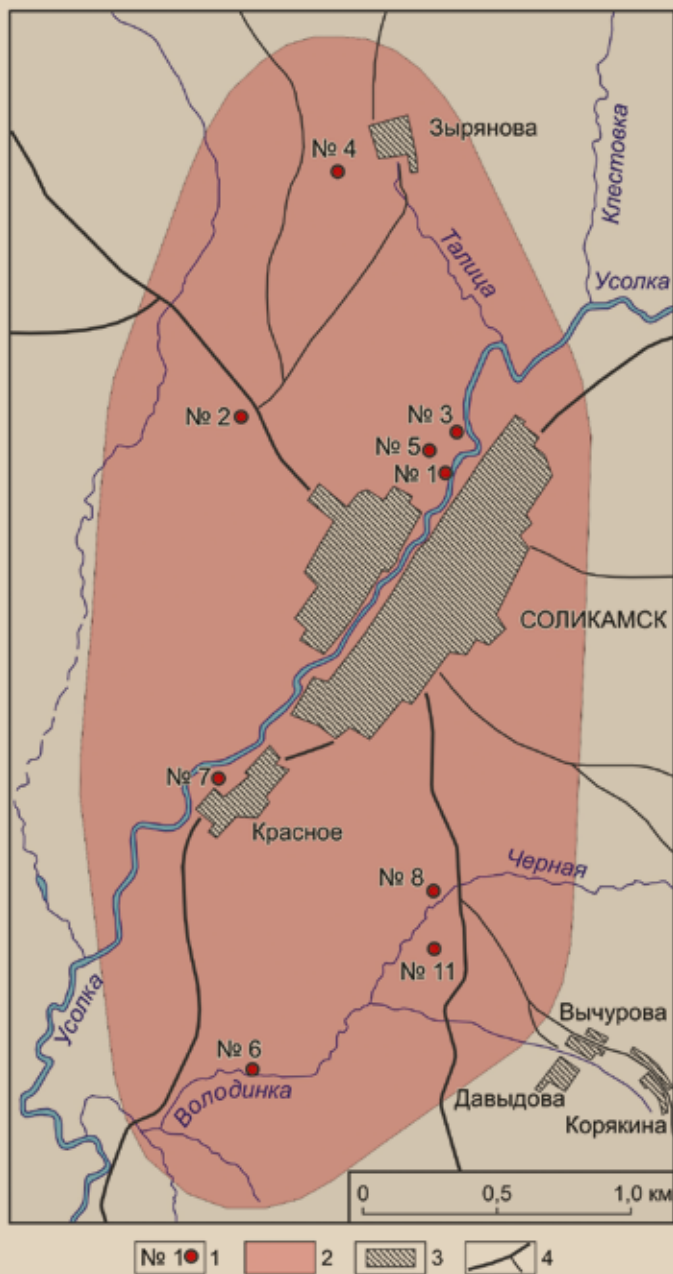


Схема расположения первых солезаведочных скважин в районе г. Соликамска (по [227]): 1 – солезаведочные скважины и их номера; 2 – достоверная («несомненная») площадь развития калийной залежи; 3 – населенные пункты; 4 – дороги

скважин, он обнаружил образцы розовой соли. На основании собранного материала, с учетом работ Н.С. Курнакова, П.И. Преображенский выступил с докладом перед дирекцией Геолкома. В этом докладе он подтвердил перспективность Соликамского района на калийные соли, а также предложил свой план буровых работ, который и был принят (Преображенский П.И., Иванов А.А., 1937).

Организация работ по поискам калийных солей была сопряжена с преодолением многочисленных трудностей: отсутствием буровых станков и оборудования, дефицитом кадров и т.п. Например, бу-

ровой станок (Девис-Каликс ВФ-1) был отыскан на золотом прииске «Центральный» в Мариинской тайге. Станок находился там в разобранном виде с 1914 г., а его двигатель вертел жернова местной мельницы. Станок по последнему санному пути был вывезен к железной дороге и отправлен на ремонт в Свердловск. Двигатель к станку нашли в Ленинграде, а буровое оборудование по частям собиралось на Урале, в Курской области и на Северном Кавказе. Часть оборудования была изготовлена в механических мастерских Соликамска, Перми и Кунгура.

Летом 1925 г. на территории Соликамского (бывшего Троицкого) солеваренного завода в 300 м западнее Людмилинской трубы были развернуты работы по строительству буровой вышки и монтажу оборудования. Значительный объем работ, связанный с доставкой оборудования и монтажом станка, был выполнен молодыми геологами В.И. Скоком и Г.А. Бюлером вместе со старшим буровым мастером П.М. Поздняковым.

3 сентября 1925 г. началось бурение скважины. В ночь с 5 на 6 октября 1925 г. скважиной № 1 в каменной соли на интервале глубин 91,7–92,3 м был обнаружен первый пласт калийных солей (это был вторичный сильвинит с содержанием КСl 17,9% (Преображенский П.И., 1927). Затем была вскрыта вся калийная залежь мощностью более 110 м. Все скважины, пройденные в 1926 г., одна за другой вскрывали мощную калийную залежь, что говорило об открытии крупного калийного месторождения.

После открытия ВКМС в печати много раз обсуждался вопрос, кому персонально принадлежит честь его открытия: технику Соликамского солеваренного завода Н.П. Рязанцеву, сохранившему и передавшему для анализа образцы сильвинита; аптекарю А.А. Власову и академику Н.С. Курнакову с сотрудниками, установившим наличие калия в образцах солей и рассолах солеваренных заводов; геологу Геолкома П.И. Преображенскому, вскрывшему калийную залежь и давшему промышленную оценку месторождения? В обстоятельных статьях А.А. Иванова (1960, 1962) и А.С. Соколова (2001) было четко показано, что единственным первооткрывателем ВКМС является П.И. Преображенский. Однако в последнее время появилась серия сообщений, в которых принижается или вовсе исключается участие Павла Ивановича в открытии ВКМС, что вынуждает еще раз вернуться к этому вопросу.

Вся совокупность публикаций, в которых рассматривается приоритет открытия ВКМС, четко делится на две группы. В одних работах (например, Баталин Ю.В., Вишняков А.К., 2010; Джиноридзе Н.М. и др., 2000; Дзенс-Литовский А.И. и др., 1946; Иванов А.А., 1960, 1962; Иванов А.А. и др., 1948, 1955; Кудряшов А.И., 1995, 2001; Соколов А.С., 2001; Филатов В.В., 1995; и др.) отмечается, что первооткрывателем ВКМС является П.И. Преображенский. В других публикациях (например,

Голубев Б.М., 2004; Бординских Г.А., 2005; Зайцева Е.П., 2009) отмечается, что первооткрывателем ВКМС было несколько, причем Павлу Ивановичу иногда отводится весьма скромное место, а в некоторых работах (Лепешков И.Н., 1960; Маркелова О.А., Агапова Ж.А., 2006; Чирвинский П.Н., 1944; Шарц А.К., 1967; Эрлих Э., 2006; и др.) среди первооткрывателей его просто нет.

В целях разбора этого хаоса и для тех, кто давно не заглядывал в справочники, приведем определения терминов «поисковый признак», «месторождение» и «первооткрыватель месторождения» в соответствии с Горной энциклопедией: **поисковые признаки** — минералогические, геохимические, геофизические факторы (аномалии), прямо или косвенно указывающие на наличие полезных ископаемых в пределах определенных площадей или участков (Аристов В.В., 1989); **месторождение полезных ископаемых** — скопление минерального вещества на поверхности или в недрах Земли, по количеству, качеству и условиям залегания пригодное для промышленного использования (Смир-

нов В.И., 1987); **первооткрыватель месторождения** — лицо, открывшее неизвестное ранее месторождение или выявившее дополнительные запасы полезных ископаемых или новое минеральное сырье на известном ранее месторождении, существенно увеличивающие его промышленную ценность (Евстрахин В.А., 1989). Не следует думать, что эти термины и понятия являются плодом измышлений кабинетных ученых XX века. Например, понятие «поисковые признаки» было введено в обиход М.В. Ломоносовым еще 250 лет назад в труде «Первые основания металлургии или рудных дел».

Применяя приведенные выше определения к нашему случаю, отметим, что обнаруженный Н.П. Рязанцевым сильвинит в керне каменной соли является весьма важным минералогическим (литологическим) поисковым признаком, указывающим на возможное присутствие калийного месторождения. Причем факт обнаружения сильвинита в керне, по терминологии М.В. Ломоносова, является «слепым случаем без нарочного искания», поскольку Людмилинская и другие скважины (тру-



Почетная грамота ЦИК СССР Н.П. Рязанцеву

бы) до 1910 г. бурились в целях добычи рассола для солеварниц. В этом смысле присутствие сильвина в каменной соли (и, как следствие, KCl в рассоле) являлось негативным признаком (получаемая выварочная соль горчица). Поисковым признаком является и установленный Н.С. Курнаковым факт наличия калия в рассолах из труб солеваренных заводов района Соликамска.

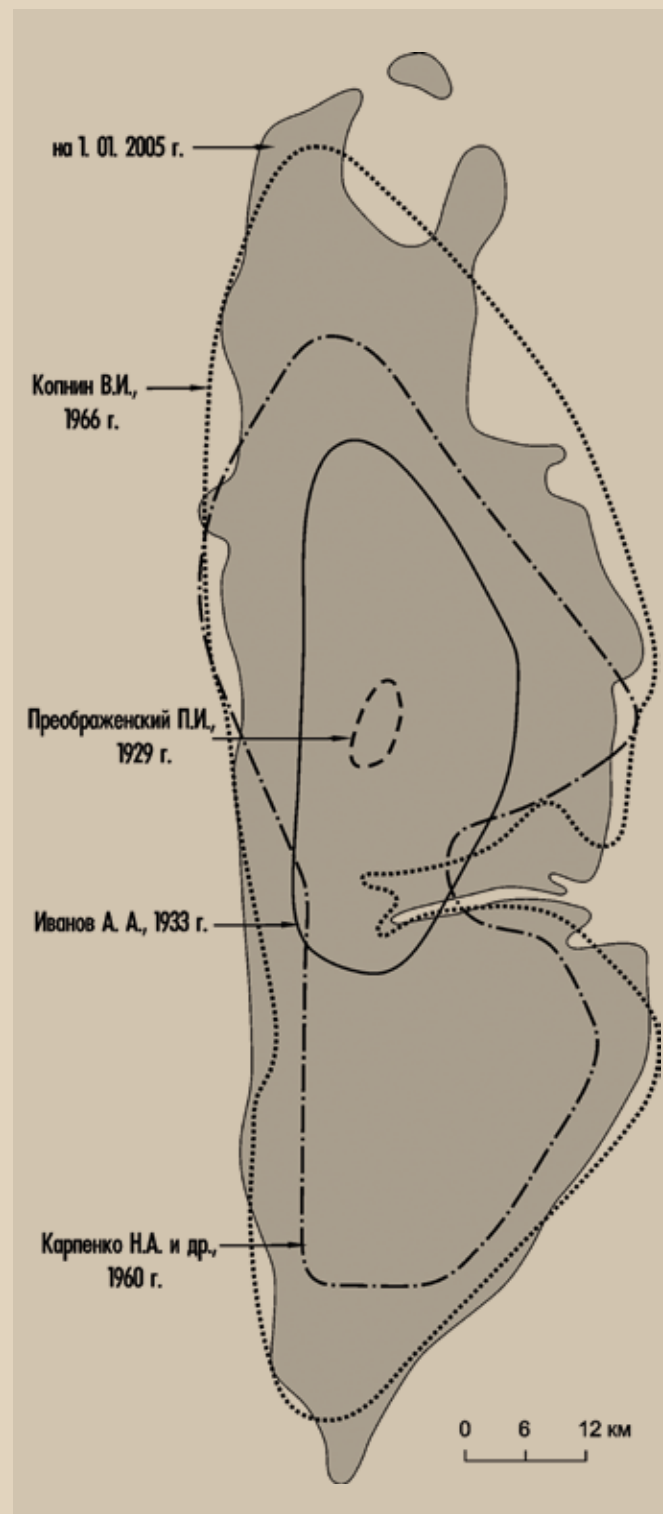
Промышленное значение ВКМС было установлено в результате бурения первых скважин, заложенных П.И. Преображенским. Датой открытия месторождения принято считать 5 октября 1925 г., когда первая скважина вскрыла калийную залежь. Удивительно, но именно эта дата признается всеми, даже теми, кто считает, что месторождение открыто не П.И. Преображенским.

В свое время наблюдательность Н.П. Рязанцева была справедливо поощрена «денежным вознаграждением в размере двухмесячного оклада» (протокол № 49 заседания президиума Уральского областного Совета народного хозяйства от 15 марта 1926 г.), а 2 января 1934 г. — почетной грамотой высшего исполнительного органа страны (ЦИК СССР). В этой грамоте записано: «...отмечая заслуги руководителя дорожного строительства при Соликамском калийном комбинате тов. РЯЗАНЦЕВА НИКОЛАЯ ПАВЛОВИЧА в деле обнаружения образцов калийных солей, в результате чего последовали геологические изыскания и открытие богатейшего калийного месторождения...». Однако считать Н.П. Рязанцева «первым открывателем в Соликамском заводе на Урале калийных солей», как это записано в упомянутом протоколе № 49, нет никаких оснований.

Можно понять специалистов негеологического профиля (химиков, писателей, журналистов, краеведов, архивариусов и др.), которые не видят разницы между выявлением поисковых признаков и открытием месторождения. Удивительно, но среди них оказались и некоторые геологи (например, П.Н. Чирвинский, Б.М. Голубев, Е.П. Зайцева).

Изучение Верхнекамского месторождения осуществлялось в основном путем бурения скважин, которые в начальный период располагались бессистемно. В последующем (с 1939 г.) геолого-разведочные работы были упорядочены и приведены почти в соответствие с существующими стадиями разведки. Поисковые и поисково-оценочные работы в пределах ВКМС после проходки скв. № 1 велись в самом простом варианте, т.е. осуществлялось оконтуривание калийной залежи. Изучение месторождения на этой стадии разведки проводилось в основном по сети скважин 4 x 4 км. Темпы проведения этих работ были невелики, работы часто прерывались детальной разведкой. Поисковые работы продолжались более 60 лет и были завершены лишь в 1987 г.

Детальная разведка месторождения проводилась в пределах его отдельных участков по сети скважин ≈ 1 x



Изменение представления о контурах калийной залежи ВКМС

1 км. На сегодняшний день в пределах калийной залежи выделено 12 детально разведанных участков: Дурыманский (1958 г.), Соликамский (1961 г.), Березниковский (1963 г.), Балахонцевский (1964 г.), Быгельско-Троицкий (1965 г.), Талицкий (1969 г.), Палашерский (1971 г.), Ново-Соликамский (1971 г.), Половодовский

(1975 г.), Усть-Яйвинский (1990 г.), Боровской (19?? г.) и Южно-Юрчукский (2009 г.). Общая площадь детально разведанных участков составляет 1085 км², или около 0,3 площади калийной залежи.

Кроме П.И. Преображенского, Г.А. Бюлера и В.И. Скока, значительный вклад в разведку месторождения в разные годы был внесен А.А. Ивановым, Г.А. Дягилевым, А.И. Белоликовым, Б.И. Сапегиним, В.В. Захваткиным, В.Н. Яниным и С.Ю. Квиткиным.

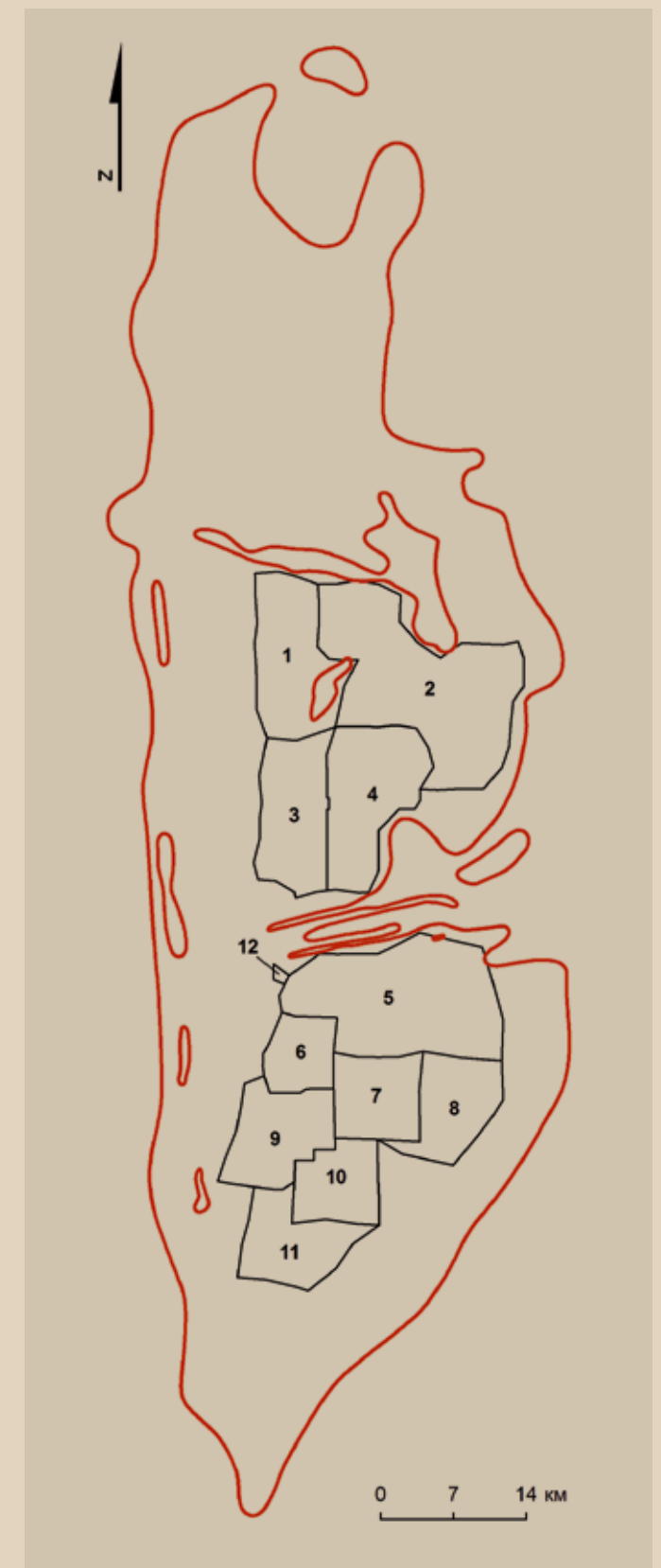
30 августа 1926 г. Госплан СССР постановил: «Признать необходимым немедленно приступить к организации в СССР калиевой промышленности на базе соликамских и ближайших к ним месторождений». Промышленное освоение запасов калийных солей ВКМС началось задолго до завершения оконтуривания калийной залежи. 7 ноября 1927 г. в 2 км к югу от г. Соликамска была заложена шахта № 1 Первого калийного рудника (теперь СКРУ-1 ОАО «Уралкалий»). В мае 1930 г. рудник был сдан в эксплуатацию, а с 1936 г. на нем, кроме сильвинитовых руд, ведется добыча карналлита.

28 июня 1931 г. близ дер. Чуртан (около Березников) была развернута проходка ствола № 1 Березниковского калийного рудника (БКПРУ-1). Однако в связи с нехваткой средств в 1936 г. его строительство было приостановлено. Работы по строительству рудника возобновились в 1941 г., а в апреле 1944 г. он выдал первые тонны карналлита. С 1954 г. этот рудник начал добычу сильвинита.

В годы Великой Отечественной войны пищевая соль в небольших объемах добывалась на Первом Березниковском руднике. Распад СССР вызвал в России дефицит технической и особенно пищевой соли. В целях покрытия этого дефицита Правительство России приняло постановление от 30.12.92 № 1035 о развитии производства соли. Все это неизбежно заставило обратить внимание на огромные геологические запасы каменной соли Верхнекамского месторождения. В связи с этим на части калийных предприятий (СКРУ-1, СКРУ-3, БКПРУ-4) добывалась пищевая каменная соль.

Наиболее интенсивно месторождение осваивалось после 50-х гг. За этот период было построено еще пять мощных калийных предприятий. Общие сведения о калийных предприятиях бассейна приведены в таблице.

Два рудника (БКПРУ-3 на Балахонцевском участке и БКПРУ-1 на Березниковском участке) были затоплены в результате аварий в 1986 и 2006 гг. Все ныне действующие калийные предприятия (СКРУ-1, СКРУ-2, СКРУ-3, БКПРУ-2, БКПРУ-3, БКПРУ-4) входят в состав ОАО «Уралкалий». Четыре участка переданы для освоения (Усть-Яйвинский и Половодовский – ОАО «Уралкалий», Талицкий – ООО «Верхнекамская калийная компания», Палашерский и Балахонцевский – ОАО «Ковдорский ГОК»). Боровский и Южно-Юрчукский участки являются резервными.



Участки детальной разведки калийной залежи ВКМС: 1 – Боровский; 2 – Половодовский; 3 – Соликамский; 4 – Ново-Соликамский; 5 – Быгельско-Троицкий; 6 – Березниковский; 7 – Дурыманский; 8 – Талицкий; 9 – Усть-Яйвинский; 10 – Балахонцевский; 11 – Палашерский; 12 – Южно-Юрчукский

Некоторые данные о калийных предприятиях Верхнекамского бассейна

Предприятие	Год ввода в действие	Разрабатываемый участок детальной разведки	Проектная мощность по руде, млн т
СКРУ-1	1930	Соликамский	3,6
БКПРУ-1*	1944	Березниковский	7,2
БКПРУ-2	1969	Дурыманский	8,0
БКПРУ-3**	1973	Балахонцевский	10,0
СКРУ-2	1973	Соликамский	7,0
СКРУ-3	1983	Ново-Соликамский	12,4
БКПРУ-4***	1987	Быгельско-Троицкий	14,1

* В 2006 г. рудник затоплен вследствие прорыва подземных вод в горные выработки.

** В 1986 г. рудник затоплен вследствие прорыва подземных вод в горные выработки.

*** Добываемая рудником калийная руда перерабатывается на фабрике БКПРУ-3.

ЛИТЕРАТУРА

Аристов В.В. Поисковые признаки / Горная энциклопедия. Т. IV. М.: Советская энциклопедия, 1989.

Баталин Ю.В., Вишняков А.К. Верхнекамский бассейн калийных солей / Российская геологическая энциклопедия. Т. 1. М.; СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

Бординских Г.А. История длиной в столетие. Соликамск: ОАО «Сильвинит», 2005.

Глушков И.Н. О необходимости исследования пермских отложений каменной соли проведением новых или углублением существующих скважин // Уральский техник. 1911. № 4–5.

Голубев Б.М. Еще раз об истории открытия и освоения Верхнекамского месторождения калийных солей (по архивным материалам) // Горное эхо. 2004. № 8.

Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и др. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. СПб.; Соликамск, 2000.

Дзенс-Литовский А.И., Татаринов П.М., Эдельштейн Я.С. Памяти профессора П.И. Преображенского // Природа. 1946. № 3.

Евстрахин В.А. Первооткрыватель месторождения / Горная энциклопедия. Т. IV. М.: Советская энциклопедия, 1989.

Ефремов Н.Н. Материалы по истории открытия месторождений солей калия в Соликамске // Изв. ин-та физ.-хим. анализа АН СССР. 1930. Т. 4, вып. 2.

Жебелев О.В. Усть-Боровской солеваренный завод // Природные ресурсы: вестник недропользователя Пермской области. 2003. № 2.

Зайцева Е.П. Калийный промысел / Геологические памятники Пермского края: энциклопедия / под общ. ред. И.И. Чайковского. Пермь: Книжная площадь, 2009.

Иванов А.А. История открытия Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1962. Т. 83.

Иванов А.А. Недобросовестная работа (критика на статью А.К. Шарца «Первооткрыватель калия Н.П. Рязанцев») // Инф. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 26.

Иванов А.А., Морачевский Ю.В., Фивег М.П. История открытия и изучения Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВНИИГ. 1948. Вып. XIX.

Казакевич В.И. К вопросу добычи в России калиевых солей // Тр. Технического совета отд. хим. пром. ВСНХ. Вып. 1. Петроград: Науч.-техн. изд-во, 1922.

Кротов П.И. Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала // Тр. геол. комитета. 1888. Т. VI.

Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001.

Кудряшов А.И. История открытия и освоения Верхнекамского месторождения калийных солей // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6.

Курнаков Н.С. Отчет о химических работах в Соликамске // Изв. Геол. ком. 1918. Т. 37, № 1.

Курнаков Н.С. О нахождении калиевого минерала – хлористого калия или сильвина – в России // Изв. АН СССР. 1916.

Лепешков И.Н. К 100-летию со дня рождения Н.С. Курнакова // Журн. неорг. химии. 1960. Т. V, вып. 2.

Маркелова О.А., Агапова Ж.А. Соликамский калийный комбинат – первенец калийной промышленности на Урале. 2006. URL: <http://www.rusarchives.ru/publication/solikamsk.shtml>.

Преображенский П.И. История разведки на калий в Соликамском районе и размеры

калийного месторождения // Еженедельник Уральского облсовнархоза. 1926. № 2.

Преображенский П.И. Предварительный отчет по работе Соликамской разведочной партии за период с 1 октября 1925 г. по 1 октября 1926 г. // Матер. по общ. и прикл. геологии. 1927. Вып. 104.

Рябинин А.Н. К вопросу о геологических условиях нахождения калийных солей в Соликамском районе Пермской губернии // Матер. по общ. и прикл. геологии. 1920. Вып. 53.

Рязанцев Н.П. Как был открыт калий // Еженедельник Уральского облсовнархоза. 1926. № 2.

Самойлов Я.В. Об источниках калиевых солей в России // Изв. Моск. отд. Геологического комитета. 1919 (изд. 1923). Т. I.

Смирнов В.И. Месторождение полезных ископаемых / Горная энциклопедия. Т. 3. М.: Советская энциклопедия, 1987.

Филатов В.В. Соль земли // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6.

Чернов А.А. Задачи разведочных работ на каменную соль и соли калия в Пермской губернии // Горн. журнал. 1922. № 1–2.

Чернов А.А. К вопросу об условиях залегания прикамской соленосной толщи // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1908. Т. X, вып. 3.

Чирвинский П.Н. Как были открыты калиевые соли в Соликамске (историческая справка) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1944. № 1.

Шарц А.К. Первооткрыватель калия Н.П. Рязанцев. Пермь: Пермск. кн. изд-во, 1967.

Эрлих Э. Минеральные месторождения в истории человечества. 2006. URL: <http://www.port-folio.org/2006/part22.htm>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

ПАВЕЛ ИВАНОВИЧ ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ (1 ЯНВАРЯ 1874 Г. – 10 СЕНТЯБРЯ 1944 Г.)

Совсем немного времени осталось до 140-летия со дня рождения выдающегося российского геолога П.И. Преображенского. Имя его известно немногим, преимущественно геологам-солевикам и нефтяникам. Причем знают его лишь как первооткрывателя Верхнекамского месторождения солей и Верхнечусовского месторождения нефти. Причиной этому является его необычная биография, в которой, по удачному высказыванию Л. Биккель с соавторами (2009), есть все негативное: «происхождение — сын священника, образование — стажировка в Мюнхене, неблагонадежность — участвовал в работе Временного правительства и (о, ужас!) в правительстве адмирала Колчака, причем в качестве управляющего Министерством народного просвещения». По сведениям сослуживцев, ему не тыкали в нос былой контрреволюционностью, но, видимо, против его фамилии в нужном месте стояла метка «контрреволюционер». Кроме того, до 1917 г. Павел Иванович имел статус статского советника. В сознании большинства советских людей личности с таким статусом однозначно относились к категории «царских мироедов». Его биография не умещалась в рамках советской официальности, и именно поэтому имя П.И. Преображенского в советской печати упоминалось весьма редко, да и то без особых подробностей. Немногие крупные российские энциклопедии и словари имеют статью «Преображенский Павел Иванович». К стыду геологов, этой статье не нашлось места даже в недавно вышедшей трехтомной «Российской геологической энциклопедии» (2010–2012).

Имеющиеся в официальной печати сведения об этом человеке весьма скудные (практически всегда выпадает самый драматический в его жизни период – время Гражданской войны) и нередко страдают неточностями. То его повышают в званиях и степенях (пишут, что он заслуженный деятель науки и даже академик), то путают районы его геологических исследований, даты событий и т.п. Воспоминания о нем – хороший материал, но и он поразным причинам не всегда надежен. Даже его дочь (Н.П. Орлова) в книге «Репрессированные геологи» (1999), видимо по давности событий (на то время прошло уже около 80 лет), поместила «факты», которых в действительности не было. Например, она отметила, что ее отец был арестован в Омске в апреле 1919 г., а в декабре освобожден и Чрезвычайным революционным трибуналом

(ЧРТ) Сибири в 1920 г. был приговорен к высшей мере наказания – расстрелу.

Наиболее достоверные и относительно полные сведения о жизни и деятельности Павла Ивановича находятся в архивных материалах, среди которых очень важными являются тексты стенограмм заседаний Чрезвычайного революционного трибунала Сибири, обработанные В.И. Шишкиным (2003), и трудовой список, заполненный рукой самого П.И. Преображенского (по записям 1937 г.). К сожалению, и в этом документе есть нестыковки в датах, а также отсутствуют сведения о его работе в 1918–1920 гг. Другая важная категория материалов, использованных при написании биографии, включает обширные статьи геологов А.А. Иванова (1978) и А.С. Соколова (2001), хорошо знавших Павла Ивановича. И, наконец, автору посчаст-

ПЕРВЫЙ РАЗДЕЛ ОБЩИЕ ДАННЫЕ			
№ п/п	ВОПРОС	ОСНОВАНИЕ	Отг.
1	Родился <u>1874</u> году <u>1</u> января <u>1874</u> года <u>1</u> января <u>1874</u> года	<u>Формально-юридический список</u>	
2	Родился <u>1874</u> году <u>1</u> января <u>1874</u> года		
3	Социальное положение: 1) Рабочий, 2) Крестьянин, 3) Служащий или 4) <u>Статский советник</u>		
4	Образование: 1) Низшее, 2) Незаключ. среднее, 3) Среднее, 4) Незаключ. высшее, 5) Высшее	<u>Окончил в 1890 г. в Ленинграде</u> <u>Училище Императорского</u> <u>Землеустроительного ведомства</u>	
5	Профессия: <u>Статский советник</u> <u>Геолог</u> со ставки <u>24</u> руб.		
6	Политические взгляды: 1) Член ВКП(б) 2) Членкад. чл. ВКП(б) 3) Член ВЛКСМ		
7	В профсоюзном составе: 1) Член профсоюза <u>Геологов</u> с <u>1924</u> г.	<u>Членская книжка № 235</u>	
8	На военном учете: 1) <u>Снят с учета за действительную</u> <u>призывную службу</u> группа <u>катег.</u>		

Фрагмент трудового списка П.И. Преображенского

ливалось беседовать о П.И. Преображенском с людьми (докторами геолого-минералогических наук А.А. Ивановым, А.Е. Ходьковым, П.А. Софроницким, главным геологом ПО «Уралкалий» Н.Г. Шешуковым), большинству из которых в молодости довелось не только встречаться, но и бок о бок работать с этим удивительным человеком. В ходе этих бесед у автора складывался образ простого, увлеченного своей работой, самодостаточного и сильного духом человека, что, конечно, значительно облегчило написание приведенной ниже версии биографии.

По известным причинам, сейчас у автора нет никаких сведений о детстве Павла Ивановича, его увлечениях, почти нет данных о его родных и еще о многом другом. Поэтому настоящая статья лишь намечает канву полной и подлинной биографии этого выдающегося геолога России, которая ждет своего автора.

Павел Иванович родился 1 января 1874 г. в Крестецком уезде Новгородской губернии. Отец И.И. Преображенский был священником, мать Раиса Матвеевна — медицинским работником. Лишившись отца в четырехлетнем возрасте, он вместе с младшим братом и сестрой был отправлен к деду со стороны матери — М. Барсову, который тоже был священником в Демянском уезде Новгородской губернии. Мать Павла Ивановича в начале 1880-х годов вместе со своим братом военным врачом Н.И. Барсовым уехала в Среднюю Азию сестрой милосердия. Там она вторично вышла замуж за военного врача В.В. Покровского и поселилась в Ташкенте.

В 10-летнем возрасте, живя в Ташкенте в семье отчима, П.И. Преображенский поступил в гимназию и в 1892 г. окончил ее с золотой медалью. В этот же год он поступил на физико-математический факуль-



Здание Санкт-Петербургского горного института. Начало XX в.



Студент Санкт-Петербургского горного института Павел Преображенский. Начало XX в.

тет Московского университета. Но в 1894 г. перевелся в Санкт-Петербургский горный институт (ныне Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»). 2 июня 1900 г. Павел Иванович окончил Горный институт по первому разряду, получив звание горного инженера, а летом и осенью этого же года проводил изыскания для железнодорожной линии Уфа — гора Магнитная в должности начальника геологической партии.

По приглашению профессора В.А. Обручева 31 января 1901 г. Павел Иванович вошел штатным геологом в состав Ленской геологической партии Геологического комитета (в то время Геологический комитет был единственным государственным геологическим учреждением России). Уже со следующего года он стал его штатным геологом. 4 февраля 1913 г. был избран в состав Геологического комитета на должность старшего геолога, а с 1916 г. заведовал его сибирской секцией.

28 июня 1903 г. Павел Иванович был назначен штатным ассистентом кафедры минералогии и петрографии Горного института, которой заведовал профессор В.В. Никитин. Однако работать на кафедре ему привелось недолго. Причиной этому явился так называемый «коноваловский конфликт». Директором Горного института в то время был Д.П. Коновалов (физико-химик, талантливый ученик Д.И. Менделеева и будущий академик РАН и АН СССР). В марте 1904 г. Д.П. Коновалов начал преследование либеральной части студенчества. Последнее ответи-

ло забастовкой и потребовало отставки Д.П. Конова-лова. Консервативно настроенные студенты, вначале голосовавшие против директора, отказались поддержать революционное студенчество. Возник конфликт, который разбирался третейским судом чести. В итоге девять студентов были исключены из института, а пятьдесят студентов отстранены от обучения на разные сроки. В мае 1904 г. в знак протеста против такого решения шесть профессоров (в их числе В.И. Бауман, В.В. Никитин, Н.Н. Яковлев, К.И. Богданович и др.) и несколько ассистентов, включая П.И. Преображенского, подали в отставку.

В октябре–декабре 1907 г. Павел Иванович стажировался в Мюнхене у профессора Э. Вейншенка, известного в нашей стране как автор книги «Спутник петрографа» (М.; Л., 1935). Здесь он изучал новейшие методы петрографических исследований и обрабатывал ранее собранный полевой материал.



На память о стажировке в Мюнхене (Преображенский — справа). 1907 г.

Разумеется, работа в Геолкоме носила выраженный сезонный характер: весной геологи выезжали на полевые работы в регионы России, а зимой обрабатывали полученный фактический материал. За пятнадцать лет Павел Иванович работал во многих местах азиатской части России, но главным образом в Ленском золотоносном районе. В 1901 г. под руководством В.А. Обручева Павел Иванович выполнил маршрутные геологические исследования в бассейне р. Бодайбо. В 1902–1903 гг. он обследовал бассейны рек Тахтыги, Анангры, Кевакте, Тонде; нижнего течения р. Б. Патом. В последующие годы районами его работ явились северная и западная окраины Патомского нагорья, маршрут по р. Витим. Описаны прииски на реках Таймендре и Челончи. В 1906 г., ненадолго прервав исследования в Сибири, П.И. Преображенского направили для геологических работ в Чу-Илийских горах Семиречья и проведения исследований железнодорожной линии Ташкент — Алма-Ата.

В 1907–1913 гг. он вновь работает в Ленском золотоносном районе. В 1914–1915 гг. провел исследования в Восточном Саяне, в бассейнах рек Иркут и Ока. Дал описание месторождений медных руд в Иркутской губернии и геологопромышленную оценку Федоровского медного месторождения на р. Уде. Изучал также месторождения асбеста, слюды. Составил описание минеральных источников Иркутской губернии и дал оценку их бальнеологического значения.

Надо сказать, что работа в Ленском золотоносном районе и сейчас далеко не самая легкая, а тем более 100 лет назад. Например, Преображенский так рассказывал об экспедиции 1909 г. в район Бодайбо, где в крайне глухой местности без дорог, проводников и географических карт он нередко страдал от голода: «Все течение Большой Чуи от верхних порогов до устья реки Зимовойной — безводная пустыня: тунгусы вымерли, соболь выбит, золота не найдено, некому и незачем идти в эти угрюмые негостеприимные места». Временами в его сознании прорывалось: «мне повезло — я благополучно выполнил этот маршрут, но повторять его я не решился бы». Интересно отметить, что спустя 20 лет геологи пытались повторить трудный маршрут П.И. Преображенского по реке на Патомском нагорье. Соорудили плот, но его на пороге разбило, снаряжение утонуло и завершить маршрут не удалось.

Но главным в его работе всегда был результат, благодаря чему он быстро снискал признание и уважение геологов. Позднее В.А. Обручев в труде «История геологических исследований Сибири» приводит биографии и фотографии ведущих исследователей этой части России, в том числе еще сравнительно молодого П.И. Преображенского.



Геологи, работавшие от Геолкома в Сибири и на Дальнем Востоке Слева направо: первый ряд — А.И. Хлапонин, Л.А. Ячевский, П.К. Яворовский, А.К. Мейстер, В.К. Котульский; второй ряд — М.М. Иванов, (?), П.Б. Риппас, П.И. Преображенский, Я.С. Эдельштейн, Э.Э. Анерт, Н.И. Свистальский. Фото 1912 г.

Характеризуя его работы по Прибайкалью, Байкальскому нагорью, Забайкалью, В.А. Обручев отметил, что он:

- в Патомском нагорье установил две характерные толщи пород — кварциты, подчиненные известняки и грубые конгломераты;
- в докладе о золотоносности Прибайкалья связал золотоносные прииски с полосой метаморфизованных пород, прорванных гранитами;
- для Олёкмо-Витимского золотоносного района выяснил генезис золота, связав это с метаморфизацией осадочных пород гранитами;
- исследуя верховья рек Левая Мама, Чуя и др., установил здесь признаки оледенения, роль дизъюнктивных дислокаций, создававших горсты и грабены, сходство метаморфической свиты со свитой Бодайбо и вероятность ее золотоносности;
- на р. Витим установил массивы гранитов, нередко прорванных базальтами, открыл базальтовые вулканы с кратерами, привел сведения о золотоносности.

В 1909–1917 гг., находясь в Петербурге, он занимался преподавательской деятельностью. В течение ряда лет преподавал в Горном институте, читал лекции по геологии на Высших женских курсах им. П.Ф. Лесгафта, некоторое время выполнял обязанности декана. Занимался проблемами технического внешкольного обучения. В 1915 г. был избран заведующим географической секцией Геолкома. Являясь статским советником, он состоял членом IV Государственной думы фракции трудовиков, а 13 апреля 1917 г. — товарищем (заместителем) министра народного просвещения Временного правительства по вопросам профессионального образования.

В годы Первой мировой войны Павел Иванович, не будучи военнообязанным, возглавлял врачебно-питательный отряд им. Русских техников — подвижной госпиталь, работавший в прифронтовой полосе. Позднее он был начальником санитарного поезда, вывозившего с фронта раненых солдат и офицеров, и организовывал военные госпитали в городах бывшей Галиции — Львове, Перемышле и других. Павел Иванович принимал участие в организации автотранспортных колонн санитарного назначения, которые создавались в основном на средства земского общества «Союз городов».

Большевистский переворот 1917 г. застал Павла Ивановича на Дальнем Востоке, когда он находился во Владивостоке. Вследствие развала транспортной системы он очень долго добирался до Оренбурга, где находилась его семья, и некоторое время работал в кооперативных организациях, занимаясь организацией Высшей вольной школы (по типу Университета Шаняевского в Москве).

В апреле 1918 г. П.И. Преображенский получил от Геолкома предложение провести геологические изыскания западного участка Южно-Сибирской железной дороги (Актюбинск — Оренбург). Для уточнения задач и организации работ Па-

вел Иванович прибыл в Петроград. По-видимому, дополнительной задачей, поставленной Геолкомом, был осмотр месторождения каменного угля в Тургайске. Затем с группой геологов численностью 15 человек он отправился к месту работы. В то время, когда Павел Иванович с геологами прибыл в Екатеринбург, через город «перекатился» фронт, и, таким образом, он оказался в «белой Сибири». Вследствие военных действий, идущих к югу от Екатеринбурга, попытка добраться до места назначения не удалась, и Павел Иванович вернулся к работе по организации Высшей вольной школы.

Чтобы понять фон, на котором проходила деятельность П.И. Преображенского с конца 1918 г. до середины 1920 г., коротко осветим основные события, предшествующие этому периоду. Как известно, после октября 1917 г. в разных частях России формировались многочисленные организации и правительства, целью которых было свержение советской власти. Иногда в одном и том же регионе страны в одно и то же время существовали разные правительства. Мятеж Чехословацкого корпуса в мае–августе 1918 г. усугубил ситуацию. Наиболее мощное и длительное сопротивление советской власти было организовано на Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке. Уже 27 января 1918 г. в Томске было сформировано Временное правительство автономной Сибири (ВПАС), но 23 июня этого же года группа членов ВПАС декларировала новый состав Временного сибирского правительства (ВСП). 23 сентября 1918 г. на Государственном совещании в Уфе, на котором присутствовало большинство членов ВСП, в результате вынужденного и крайне неустойчивого компромисса различных антибольшевистских сил востока страны было сформировано Временное Всероссийское правительство (неофициально — Уфимская Директория, Директория). 4 ноября 1918 г. был сформирован исполнительный орган Директории — Всероссийский Совет министров во главе с П.В. Вологодским. А.В. Колчак — бывший командующий Черноморским флотом, вице-адмирал — занял пост военного и морского министра.

Оказавшийся в гуще этих событий, высокообразованный и энергичный П.И. Преображенский, имеющий опыт работы в правительстве, не мог не привлечь внимания членов Директории. Министром народного просвещения Директории в то время был профессор В.В. Сапожников (уроженец г. Перми, известный исследователь Алтая, ректор Томского университета), который хорошо знал П.И. Преображенского. Вызвав Павла Ивановича из Екатеринбурга в Омск, он предложил ему занять пост помощника заведующего отделом (заместителем министра) народного просвещения. Мотивация вступления П.И. Преображенского в это правительство неясна, но по-видимому, он дал согласие, поскольку 14 ноября 1918 г. В.В. Сапожни-

ков подал представление в Совет министров Директории о назначении его товарищем министра народного просвещения. Но утверждение задержалось.

В Омске в ночь на 18 ноября 1918 г. по причине малозначащего конфликта группа военнослужащих казачьих частей арестовала председателя и ряд членов Директории. Утром собравшийся на экстренное заседание Совет министров пришел к выводу о необходимости сосредоточения всей полноты власти в руках одного лица — Верховного правителя. Тайным голосованием членов Совмина на пост Верховного правителя был избран А.В. Колчак, который одновременно был повышен в звании до полного адмирала. Так было образовано новое Российское правительство (неофициальное название — Омское правительство, Правительство Колчака, Колчаковское правительство). Кроме Верховного правителя, это правительство включало Совет министров, Совет Верховного правителя и ряд других инстанций.

19 ноября 1918 г. по старому представлению В.В. Сапожникова (от 14.11.18 г.) П.И. Преображенский был утвержден в должности товарища министра народного просвещения Российского (колчаковского) правительства. В то время министерство народного образования находилось в Томске, и Павел Иванович с семьей переехал туда.

В апреле 1919 г. П.И. Преображенский подал в отставку в знак протеста против бездействия и непоследовательных актов В.В. Сапожникова. Второй раз он подал прошение об отставке с поста товарища министра 1 мая 1919 г., но в связи с отставкой В.В. Сапожникова 2 мая 1919 г. на П.И. Преображенского было временно возложено управление министерством народного просвещения. 6 мая указом Верховного правителя он был назначен министром народного просвещения, хотя своего согласия занять этот пост не давал.

9 мая 1919 г. Павел Иванович направил на имя председателя Совета министров П.В. Вологодского заявление, в котором просил «ввиду неясности политической позиции Кабинета министров все же считать свое управление временным». Но после поражений колчаковской армии не считая возможным бросить правительство и остался на своем посту. Будучи министром, Павел Иванович разрабатывал законопроект о единой школе, выдержанный в демократическом духе. Из речи Павла Ивановича на заседании суда следует, что в августе – сентябре 1919 г. он болел, а в октябре ушел в отпуск и уехал к семье в Томск.

10 ноября 1919 г. в связи с угрозой захвата Омска Красной армией Омское правительство выехало в Иркутск. 14 ноября Омск пал, фронт развалился. 4 января 1920 г. А.В. Колчак подписал указ об отречении в пользу генерала А.И. Деникина. 5 января А.В. Колчак и члены Российского правительства были арестованы. Верховный правитель был осужден, а 7 февраля 1920 г. расстрелян.

В декабре 1919 г. Павел Иванович по окончании отпуска из Томска поездом направился в Иркутск. По дороге он узнал, что большая часть членов правительства бежали на восток вместе с отступающей армией белых, а председатель Совета министров А.А. Червен-Водали сам явился в Иркутский политический центр. Павел Иванович имел полную возможность проехать мимо Иркутска (в его распоряжении был целый вагон), но счел эту позицию неприемлемой. С железнодорожного вокзала он приехал в город и в тот же вечер был арестован и заключен в тюрьму (точную дату ареста установить не удалось, но, видимо, это было в самом начале января 1920 г.). Затем по причине болезни его выпустили из тюрьмы под домашний арест. Однако 24 марта 1920 г. в соответствии со специальным постановлением Иркутской ГубЧК прежде принятая по отношению к нему мера пресечения была отменена и Павел Иванович вновь посажен в Иркутскую тюрьму.

Здесь уместно привести один интересный документ, имеющий прямое отношение к П.И. Преображенскому:

«Ходатайство руководства Иркутского губернского Совета народного хозяйства в Иркутскую чрезвычайную следственную комиссию г. Иркутск 19 марта 1920 г.

По имеющимся у горного отдела сведениям, геолог П.И. Преображенский, как лицо, входившее в состав бывшего Омского правительства, подлежит отправке в Омск для производства над ним следствия наряду с другими участниками названного правительства.

Ввиду того что в настоящее время намечены геологические работы на территории Иркутской губернии, необходимо и важно присутствие такого компетентного в этом отношении лица, как Преображенский. Президиум губсовнархоза, находя необходимым оставление его в Иркутске, со своей стороны просит сообщить, имеются ли препятствия со стороны чрезвычайной комиссии к отмене отправки его в Омск.

За председателя президиума
(подпись неразборчива)
Управляющий делами С. Третьяк»

Приведенное письмо наводит на ряд предположений и вопросов. Первое — очевидно, что руководство Иркутского губернского СНХ в завуалированной форме хотело вывести П.И. Преображенского из-под нависшей над ним угрозы (в сложившейся на то время сложной политической обстановке приведенная мотивация — необходимость кадров — явно несостоятельна). Второе — кто был инициатором этого ходатайства? Третье — неизвестна реакция Иркутской чрезвычайной следственной комиссии на это письмо.

К сожалению, ответов на эти вопросы пока нет.

Как бы то ни было, 18 апреля 1920 г. все арестованные члены колчаковского правительства в количестве 24 человек, в том числе и П.И. Преображенский, были перевезены в тюрьму г. Омска, в котором Сибревкомом готовился показательный процесс. Этот суд, по выражению председателя Сибревкома И.Н. Смирнова, подготавливался как «большой политический митинг». С этой целью было использовано самое вместительное помещение Омска — новые мастерские вагонного цеха на Атамановском хуторе (ныне Ленинский район г. Омска). Для доставки публики из Омска были организованы даже специальные поезда.



Зал заседаний суда на Атамановском хуторе в Омске. Фото 1920 г.

20 мая 1920 г. начался суд. Первый день судебного заседания чрезвычайного революционного трибунала Сибири (ЧРТ Сибири) оправдал ожидания организаторов. Численность присутствовавших составляла около 8 тыс. человек. Но искусственно вызванный интерес стал очень быстро угасать. В последний день заседания (30 мая), когда объявлялся приговор, количество публики едва достигало 3 тыс. человек. Да и то значительную их часть составляли доставленные в «добровольно-принудительном порядке» курсанты местных военных школ, курсов и красноармейцы частей Омского гарнизона, которые должны были изображать народный гнев и одобрение при вынесении приговора.

Над Павлом Ивановичем нависла смертельная угроза — ведь только 6 из 24 подсудимых (в т.ч. П.И. Преображенский) были министрами. О серьезности угрозы свидетельствуют два нижеприведенных документа.

«Записка по прямому проводу председателя Сибревкома И.Н. Смирнова председателю реввоенсовета республики Л.Д. Троцкому г. Омск 27 мая 1920 г.

Мая 20 дня начался процесс колчаковских министров. <...> Процесс закончится через три дня. О приговоре известим немедленно. Не исключается возможность применения к ним высшей меры наказания.

Предсибревкома Смирнов»

Из стенограммы обвинительной речи государственного обвинителя на финальном заседании ЧРТ Сибири заведующего отделом юстиции Сибревкома профессора А.Г. Гойхбарга:

«Гойхбарг. ...невольно из горла рвется вопрос: что полагается за такие преступления? (Значительная часть из публики: «Расстрелять! Расстрелять!»).

Председатель. Тише, товарищи, к порядку.

Гойхбарг. Тише, тише, тише... Уймись, гнев трудового народа!»

О смягчении приговора известному геологу П.И. Преображенскому просили видные ученые, руководство Геологического комитета в Петрограде, председатель Московского отделения Геолкома А.Н. Рябинин, президент Российской академии наук А.П. Карпинский, Пермский госуниверситет и др. 22 мая 1920 г. по просьбе Геолкома к В.И. Ленину обратился писатель А.М. Горький с телеграммой: «Ходатайствую о смягчении участи Преображенского, крупного геолога, нужного стране».

К счастью, П.И. Преображенский остался жив: 30 мая 1920 г. революционным трибуналом Сибири он был приговорен «к лишению свободы с применением принудительных работ на все время гражданской войны». В ночь на 23 июня 1920 г. министры колчаковского правительства, приговоренные к высшей мере наказания (А.А. Червен-Водали, Л.И. Шумиловский, А.К. Клафтон, А.М. Ларионов), были расстреляны.

Удивительно, но не прошло и месяца после приговора, как П.И. Преображенский стал занимать относительно высокие (для его положения) должности: 23 июня 1920 г. он был назначен заместителем заведующего отделом народного образования Сибревкома и председателем Сибирского комитета профессионально-технического образования, а в ноябре этого же года — заведующим научным отделом какого-то (?) института в г. Омске. По сведениям дочери Павла Ивановича Н.П. Орловой, до конца 1920 г. Преображенский содержался в тюрьме, ходил на работу под конвоем.

В январе 1921 г. Павел Иванович был направлен на поиски вольфрама в Кокчетавский уезд (прииск «Степняк»), а в апреле назначен начальником Северо-Степной геологической экспедиции.

13 октября 1921 г. по ходатайству Сибревкома постановлением президиума ВЦИК П.И. Преображенский был полностью амнистирован, т.е. Павел Иванович обрел свободу за год до окончания Гражданской войны.

Следует отметить, что 13 июля 1920 г. (т.е. задолго да амнистии) ректор Пермского университета профессор Н.П. Оттокар обратился в Отдел высших учебных заведений Наркомпроса с просьбой возбудить «ходатайство об оказании содействия по передаче в распоряжение Пермского университета осужденного на принудительные работы в г. Омске геолога Павла Преображенского для работ в связи с организацией геолого-разведочного отделения при физико-математическом факультете Пермского университета». Решение Народного комитета просвещения от 23 июля 1920 г. по поводу заявления Н.П. Оттокара было положительным, но перевод П.И. Преображенского в г. Пермь затягивался. И лишь 1 августа 1922 г. он был зачислен на должность профессора кафедры геологии Пермского университета и проработал там до 1 декабря 1925 г.



П.И. Преображенский (в центре) – профессор Пермского университета. 1925 г.

Будучи в Перми, 27 июня 1923 г. Павел Иванович был назначен исполняющим обязанности инженера-геолога в Уральском бюро Геолкома, а затем восстановлен в должности геолога Геолкома и работал в этой организации (Геолком – Институт нерудных ископаемых – ЦНИГРИ – ВСЕГЕИ) до 1939 г. 9 октября 1924 г. он был переведен в старшие геологи и переехал в Ленинград (при этом в течение нескольких лет оставался внештатным профессором Пермского университета). Затем Павел Иванович работал в Геолкоме на должностях (в скобках – дата назначения или утверждения): заведующий подсекцией солей и соляных озер неметаллической секции (05.02.1927 г.), старший геолог неметаллического отдела (05.01.1929 г.), старший геолог института нерудных ископаемых (17.11.1929 г.), геолог в химической секции ЦНИГРИ (16.06.1931 г.), старший геолог сектора полезных ископаемых кабинета химического сы-

рья (15.04.1932 г.), руководитель кабинета, старший геолог сектора минерального сырья (15.02.1933 г.), старший геолог секции неметаллического сырья минерального сектора (20.10.1933 г.), начальник сектора минерального сырья (03.12.1933 г.). 14 января 1937 г. по совместительству зачислен во Всесоюзный институт галургии (ВИГ – ныне ЗАО «ВНИИГалургии») на должность руководителя геохимической группы.

Вскоре после зачисления в Пермский университет профессором Павел Иванович занял пост заведующего кафедрой геологии, а с 1923 г. (после кончины профессора Б.К. Поленова) одновременно занимал должность заведующего кафедрой минералогии. Параллельно с этим он в 1923 г. был избран деканом формирующегося агрономического факультета Пермского университета. Наряду с работой в Перми преподавал в Горном институте в Екатеринбурге, где основал кафедру геологии полезных ископаемых и был ее первым заведующим.

Работая профессором в Пермском университете, Павел Иванович выполнял разовые поручения Геолкома. Так, например, он проводил геологические работы по изучению залежей каменного угля в Пашийском районе и обследовал Журавлинское месторождение бокситов. Летом 1924 г. он выполнял задание Уральского отделения Геолкома по изучению архивов соляных промыслов Верхнекамья и сохранившихся коллекций образцов пород, отобранных при проходке рассолодобывающих скважин. Именно с выполнением этого задания связана серия самых значительных успехов П.И. Преображенского. По результатам выполненных работ Павел Иванович выступил с докладом перед дирекцией Геолкома, в котором подтвердил перспективность Соликамского района на калийные соли, а также предложил свой план буровых работ. План был принят, а реализация его была поручена Павлу Ивановичу. По его оценке, результат реализации этого плана был ошеломляющий – 5 октября 1925 г. открыто Верхнекамское месторождение калийных солей (подробности см. в прилож. 2).

Затем П.И. Преображенским был обоснован выбор места для шахтного ствола Первого калийного рудника (в 2 км к югу от г. Соликамска), а 7 ноября 1927 г. состоялась торжественная закладка первого ствола Первого калийного рудника (ныне СКРУ-1). Принимал в ней участие и Павел Иванович Преображенский. Вместе с другим профессором, Н.А. Шадлуном, он отвез первую тачку грунта на отвал.

После открытия Верхнекамского месторождения он продолжал работу по его оконтуриванию. В октябре 1928 г. одна из поисковых скважин на калийные соли (№ 20) была заложена в 170 км к югу от Соликамска на берегу реки Рассошки у старинного села Верхнечусовские Городки. После проходки нужной части разреза стало ясно, что на этом участке соляная толща отсутствует,



Возле угольного разреза в Пашии. 1925 г.

однако 16 апреля 1929 г. при глубине скважины 325 м были обнаружены следы нефти. Утверждают, что именно П.И. Преображенский настоял на том, чтобы скважина была углублена. Затем из скважины стали временами выходить газы с запахом керосина, а в образцах пород, извлеченных из скважины, можно было видеть густую нефть. На праздничной демонстрации в Перми 1 мая 1929 г. открыватели нефти несли бутылки, наполненные темной жид-



Скважина № 20 (легендарная «Бабушка»). Июнь 1929 г.

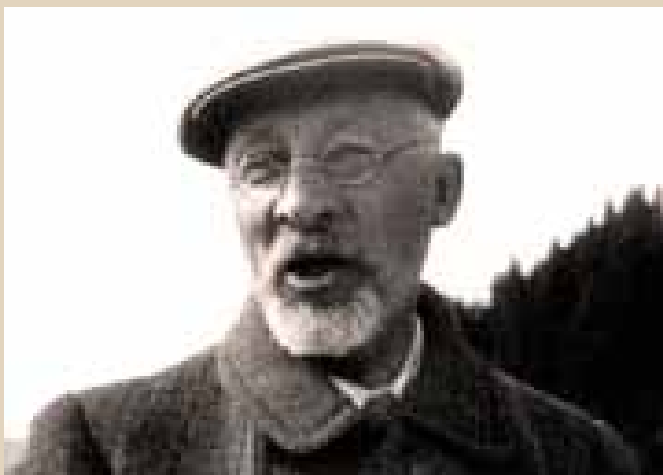
костью из скважины в Верхнечусовских Городках. При опробовании скважины был получен фонтан нефти с дебитом около 40 т/сут. 15 августа 1929 г. скважина, которую впоследствии нефтяники иронично-ласково стали называть «Бабушкой», была сдана в эксплуатацию. Открытие П.И. Преображенским Верхнечусовского месторождения стало началом работ по поиску нефти на Западном Урале, которые привели к выделению Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, получившей с легкой руки И. Губкина название «Второе Баку».



П.И. Преображенский среди рабочих буровой скважины № 20 в Верхнечусовских Городках. 1929 г.

В 1935–1936 гг. по назначению руководства ЦНИГРИ Павел Иванович вел поисковые и разведочные работы на соляном куполе Индер (Западно-Казахстанская область) сначала в качестве заместителя начальника по научной части Индерской борной экспедиции, а затем в качестве руководителя этой экспедиции.

Деятельность Павла Ивановича в этот период была многоплановой, но на первом месте были вопросы геологии соляных месторождений. Кроме выяснения геологического строения Верхнекамского месторождения солей, в отдельных статьях и заметках он касался геологии Шумковского месторождения каменной соли (Кишертский р-он Пермского края), изучал соляные залежи Ишимбаевского района Башкирии, принимал непосредственное участие в исследовании соляных озер в Западной Сибири, соляных месторождений Северной Киргизии и Джамбульской области Казахстана, рассматривал генезис рассолов Старой Руссы, давал консультации о направлениях разведочных работ на соль и рассолы в районе Иркутского Усолья и Артемовском районе на Украине. Им обращено внимание на перспективы изучения соляных ресурсов восточных областей Сибири (Усолье-Сибирское, Усть-Кут, Кемпендй, Канско-Тасеевский район и др.). В 1938 г. он принимал



П.И. Преображенский

деятельное участие как консультант в работе Камской экспедиции ЦНИГРИ, проводившей геолого-гидрогеологические исследования в области намечавшегося Камского водохранилища, и наряду с этим был постоянным консультантом Управления по изысканиям и проектированию строительства Соликамского гидроузла.

П.И. Преображенский был членом Центрального технико-экономического совета при президиуме ВСНХ СССР, входил в совет Института «Поверхность и недра», участвовал в работе XVII сессии Международного геологического конгресса.

В 1934 г. за открытие и разведку ВКМС П.И. Преображенский первым из геологов СССР награжден орденом Трудового Красного Знамени (в те времена эта награда была большой редкостью). В 1935 г. ему присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук без защиты диссертации. В конце октября 1935 г. постановлением ЦИК Казахской ССР награжден знаком «15-летие Казахстана». В январе 1944 г. в связи с 70-летием со дня рождения и за заслуги перед Отечеством Павел Иванович награжден орденом «Знак Почета». Кроме того, в трудовом списке Павла Ивановича имеется несколько записей о поощрениях в форме благодарностей и премий. Посмертно (в 1974 г.) награжден дипломом и знаком «Первооткрыватель месторождения».

10 сентября 1944 г. Павел Иванович скончался и был похоронен на кладбище Донского монастыря в г. Москве. А.С. Соколов вспоминал, что по воле покойного его отпевали в храме в Сокольниках. Всему руководству Главгорхимпрома, во главе с начальником главка Б.И. Гуджеджиани, пришлось выслушать панихиду с горящими свечами в руках, что, конечно, противоречило тогда их партийности и должностному положению. Затем траурный corteж проследовал к крематорию у Свято-Даниловского монастыря. Здесь прошла траурная процеду-



П.И. Преображенский



Кристалл преображенскита

ра прощания, на которой в числе других выступил член-корреспондент Академии наук П.М. Татаринцев.

Академик В.А. Обручев говорил, что Павел Иванович «...любил работать в поле и претворять свои идеи в полезное дело. Всякое препятствие в природе и в людях возбуждало его энергию, а также юмор, которым он обладал в большой степени». Все, кто знал профессора П.И. Преображенского, отмечали «его милую и шутовскую манеру разговора» с нередким использованием слов типа «ёлки-палки». Жена П.И. Преображенского, Мария Ростиславовна, вспоминала, что «за двое суток до кончины Павел Иванович шутил над собой так, что развеселил дочь с зятем и обеих медицинских сестер».

У Павла Ивановича была трудная, но, по его словам, счастливая жизнь. Он не раз смотрел смерти в глаза и всегда выходил из подобных ситуаций с достоинством. Ему посчастливилось избежать расстрела, досрочно «выйти» на свободу и в 37-м не попасть в лапы НКВД. Это была колоритная и мужественная личность, настоящий профессионал и патриот. Чего только стоят его последние слова на Чрезвычайном революционном трибунале Сибири в Омске: «...я еще раз благодарю судьбу, что остался в России: я предпочитаю,

оставшись здесь, по эту сторону фронта, вынести какой угодно приговор и как угодно отвечать за то, что я сделал, чем быть там, в безопасности, но считаться другом тех, кто отсюда ушел».

Ни памятников, ни мемориальных досок Павлу Ивановичу пока не установлено. Но благодарные россияне увековечили его имя в других формах. Так, в 1953 г. Я.Я. Яржемский назвал новый лимонно-желтый боратовый минерал преображенским (группа водных боратов – $Mg_3[B_{10}O_{13}(OH)_{10}]$). В г. Березники Пермского края его именем названа улица. В 2007 г. в 130 км южнее г. Перми открыто месторождение нефти, которое сейчас в честь Павла Ивановича носит название «Преображенское». В декабре 2008 г. автор настоящей книги предложил руководству проектируемого Усольского калийного комбината (филиала ОАО «Ковдорский ГОК» в г. Усолье) горный цех этого предприятия назвать «Преображенским рудником».

Павел Иванович не написал крупных монографий — объем самой большой его работы составляет 92 страницы. По выражению В.А. Обручева, обычно он «отделялся» короткими статьями или заметками. По литературным сведениям, Павел Иванович опубликовал около 50 научных работ. Ниже приводится, перечень его публикаций, к сожалению, неполный.

НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ П.И. ПРЕОБРАЖЕНСКОГО

- | | | | |
|---------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1901 г. | К вопросу о положении горнозаводского населения Урала // Известия Общества горных инженеров. № 2. | 1915 г. | Витим между Холоем и Парамой // Там-же. Вып. 13. |
| 1905 г. | Бассейны рек Тахтыги и Анангры // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. 3. | 1915 г. | Вулкан Лопатина // Геологический вестник. № 6. |
| 1907 г. | Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 году // Там-же. Вып. 4. | 1916 г. | Отчет о Федоровском медном руднике Нижнеудинского уезда Иркутской губернии // Известия Геологического комитета. № 8. |
| 1910 г. | Породы Кендыктаса // Известия Геологического комитета (?). | 1917 г. | Асбест // Естественные производительные силы России. Т. IV. Вып. 27 (соавтор Чураков А.И.). |
| 1910 г. | Река Большая и Малая Чуя и низовья Мамы // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. 7. | 1917 г. | Медные руды Иркутской губернии // Там-же. Вып. 7. |
| 1910 г. | Северная и западная окраины Патомского нагорья // Там-же. Вып. 5. | 1924 г. | Б.К. Поленов. Некролог // Труды Общества естествоиспытателей при Пермском университете. Т. I, вып. I. |
| 1912 г. | Доклад о золотоносности Прибайкалья // Золото и платина. № 2. | 1925 г. | Открытие калийных солей в районе г. Соликамска // Вестник Геологического комитета. № 1. |
| 1912 г. | Западная окраина Северобайкальского нагорья // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. 8. | 1926 г. | История разведки на калий в Соликамском районе и размеры калийного месторождения // Уральский горно-заводской синдикат. № 2. |
| 1913 г. | Маршруты в юго-западной части Северобайкальского нагорья // Там-же. Вып. 11. | 1926 г. | Перспектива Соликамского района в отношении калийных солей // Поверхность и недра. № 3. |

- 1926 г. Продолжение разведок на калийные соли на Северном Урале // Известия Геологического комитета.
- 1926 г. Следы древнего оледенения в верховьях рек Иркутга и Оки // Там-же. Т. 45.
- 1927 г. Месторождения цветных металлов хребта Сихотэ-Алин // Производительные силы Дальнего Востока. Вып. II.
- 1927 г. Предварительный отчет по работе Соликамской разведочной партии за период с 1 октября 1925 г. по октябрь 1926 г. // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 104.
- 1927 г. Уральский калий // Горный журнал. № 7.
- 1928 г. Несколько данных по гидрогеологии Соликамского соленосного района // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 106.
- 1929 г. Геолого-разведочные работы на калий в Соликамском и Березниковском районах за период с 1 октября 1926 г. по 1 октября 1927 г. // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 126.
- 1930 г. Известия Уральной области. Свердловск (соавторы Клер М.О. и Идкин П.М.).
- 1931 г. Новое месторождение каменной соли в Кунгурском районе // Уральский техник. № 11–12.
- 1931 г. Подземные воды Соликамского соляного района / Труды 1-го Всесоюзного гидрогеологического съезда. № 4.
- 1932 г. Геолого-разведочные работы на калий и их перспективы // Калий. № 1.
- 1932 г. Перспективы использования остатков от переработки сырых сильвинитов // Горно-обогащательное дело. № 1.
- 1932 г. Перспективы рационального размещения предприятий соляной промышленности // Бюллетень Института галургии. № 2.
- 1932 г. Роль первого рудника в изучении геологической структуры калийной залежи // Калий. № 11–12.
- 1932 г. Соляные месторождения Ишимбаевского района // Бюллетень Института галургии. № 4–5 (соавтор Поленова Т.Б.).
- 1933 г. Необходимый этап // Калий. № 1.
- 1933 г. Соликамское калийное месторождение. Л.: Госхимтехиздат.
- 1934 г. Подземные воды Верхнекамского соленосного района // Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. Сб. № 4.
- 1937 г. Вывалы карналлитовой породы в выработках Первого рудника и практическое значение этого факта // Калий. № 9 (соавтор Иванов А.А.).
- 1937 г. Калийные богатства СССР // Там-же. № 8 (соавтор Иванов А.А.).
- 1938 г. Соленосные отложения западного склона Урала как база галургической промышленности // Бюл. Ин-та галургии. № 1.
- 1939 г. Калийные соли СССР // Там-же. № 3.
- 1945 г. Геологические условия проявлений соленосности Северо-Запада и центральных областей Европейской части СССР / Соляные ресурсы СССР. Т. 1. М. (соавтор Дзенс-Литовский А.И.).

Профессора Пермского государственного университета. — Пермь; Пермск. Госуниверситет, 2001.

Шишкин В.И. (составитель). Процесс над колчаковскими министрами. Май 1920. Документы. Под ред. А.Н. Яковлева. — М.: Междунар. фонд «Демократия»: Новый хронограф: Изд-во Йельского ун-та, 2003.

Рафиенко Л.С. П.И. Преображенский и Пермский университет // Живые голоса, вып. 4, 1996.

Соколов А.С. Павел Иванович Преображенский // Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей. — Пермь: ГИ УрО РАН, 2001.

Софроницкий П.А. Скважина «Бабушка» — родоначальница Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Геология нефти и газа, 1964, № 9.

Трудовой список: Преображенский Павел Иванович (рукопись). Архив ЗАО «ВНИИГ», арх. № 211.

Филатов В.В. Преображенский Павел Иванович // Уральская историческая энциклопедия / Гл. ред.: В.В. Алексеев; Ин-т истории и археологии. УрО РАН. 2-е изд., перераб. и доп. — Екатеринбург: Академкнига: УрО РАН, 2000.

ЛИТЕРАТУРА О П.И. ПРЕОБРАЖЕНСКОМ

- Белицкий А.С. Воспоминания о Павле Ивановиче Преображенском / Пермский ун-т в воспоминаниях современников. Вып. 4. Живые голоса. Пермь, 1996.
- Биккель Л., Федотова С., Юзифович О. Пермский период. Пермь: ООО «ЛУКОЙЛ-ПЕРМЬ», 2009.
- БСЭ. 3-е изд-е. Т. 20. Преображенский П.И. М.: СЭ, 1975.
- Дзенс-Литовский А.И., Татаринцев П.М., Эдельштейн Я.С. Памяти проф. П.И. Преображенского // Природа. 1946. № 3.
- Зайцева Е.П. Нефтяной промысел // Геологические памятники Пермского края. Энциклопедия. Под общ. редакцией И.И. Чайковского. — Пермь: Книжная площадь, 2009.
- Иванов А.А. Герой социалистической стройки П.И. Преображенский // Разведка недр, 1934, № 11.
- Иванов А.А. Павел Иванович Преображенский (1874–1944) // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 19. — Л.: Наука, 1978.
- Иванов А.А., Морачевский Ю.В. Воспоминания о П.И. Преображенском // Зап. ВМО. 1955. Ч. LXXXIV, № 1.
- Комарский В.Я. Геологоразведчики Урала в Великой отечественной войне 1941–1945 гг. Биографический справочник. Выпуск третий. — Екатеринбург: ГИПП «Уральский рабочий», 2002.
- Костицин В.И. Преображенский Павел Иванович // Природные ресурсы. Вестник недропользователя Пермской области, 2004, № 3. — С. 68–74.
- Морачевский Ю.В. Преображенский П.И. (к трехлетию со дня смерти) // Тр. ВНИИГ. 1948. Вып. XIX.
- Орлова Н.П. Биографические материалы // Репрессированные геологи / Гл. ред. В.П. Орлов. Отв. Редакторы Л.П. Беляков, Е.М. Заблоцкий. — М.—СПб. 1999.
- Открытия профессора Преображенского // Кладовые России. Обзор природных ресурсов Российской Федерации. — М.: РусКонсалтингГрупп, 2005.

БИБЛИОГРАФИЯ ПО ГЕОЛОГИИ ВЕРХНЕКАМСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Список опубликованных работ по геологии ВКМС включает научные труды, которые были найдены в периодических изданиях, сборниках научных трудов, тезисах и материалах различных совещаний, монографиях и других печатных изданиях. В список включены работы, опубликованные на русском языке. Формально авторефераты диссертаций считаются рукописными изданиями, тем не менее они были включены в общий список работ, поскольку диссертации, посвященные геологии месторождения, обычно представляют собой определенный вклад в науку. В список не вносились работы, касающиеся вопросов охраны геологической среды района месторождения, поскольку геологическая часть в них, как правило, является компилятивной и базируется на других оригинальных работах. Публикации, содержащие результаты геофизических исследований методического характера, хотя и проведенные в пределах ВКМС, остались за рамками настоящего перечня. В список не включались также газетные статьи, опубликованные после открытия месторождения, и депонированные работы.

Библиография составлена по состоянию на 01.01.2013 г. Разумеется, этот список в последующем будет пополняться не только новыми, но и ранее опубликованными, пока еще не обнаруженными работами.

Абрамова С.А., Марченко О.Ф. Материалы палинологического изучения подсолевой толщи кунгурских отложений Верхнекамского калийного месторождения // Тр. ВНИИГ. 1960. Вып. 40. С. 337–371.

Абрамова С.А., Марченко О.Ф. Некоторые дополнительные материалы по палинологии подсолевой толщи кунгурского яруса Верхнекамского месторождения (скв. 179) // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 117–122.

Абрамова С.А., Марченко О.Ф. Результаты палинологического изучения соляных отложений кунгурского яруса Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 75–116.

Айдашев Р.Р., Третьяков Ю.А. Выявление маркирующего прослоя соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения // Сб. науч.-техн. реф. Сер. «Калийная промышленность». М.: НИИТЭХИМ. 1978. Вып. 3. С. 6–7.

Алыменко Н.И., Минин В.В., Норина Н.В., Лаптев В.Н. Исследование газоносности в подстилающей калийной соли на руднике БКЗ-4 / Проблемы

образования, научно-технического развития и экономики Уральского региона: мат-лы Всерос. науч.-практ. конф. Березники: Пермск. ПИ Березник. фил., 1996.

Андреев П.С. Совершенствование разведки Верхнекамского месторождения калийных солей // Науч. тр. ПермНИУИ. 1964. Сб. IV. Пермь. С. 5–26.

Андрейко С.С. Разработка методов регионального и локального прогнозирования выбросоопасных зон для условий месторождения калийных солей: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Л.: ЛГИ, 1984. 19 с.

Андрейко С.С. Газодинамические явления в калийных рудниках: генезис, прогноз и управление: автореф. дис. ... д-ра техн. наук. Пермь, 1999. 40 с.

Андрейко С.С., Галкин В.И., Шаманский Г.П. Некоторые особенности распределения углеводородных газов по разрезу Верхнекамского месторождения калийных солей / Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1980. С. 82–87.

Андрейко С.С., Галкин В.И., Шаманский Г.П., Шишкин М.А. К методике интерпретации геологических данных для прогноза газодинамических явлений на Верхнекамском месторождении / Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1982. С. 154–157.

Андрейко С.С., Калугин П.А., Щерба В.Я. Газодинамические явления в калийных рудниках: Генезис, прогноз и управление. Минск: Выш. шк., 2000. 335 с.

Андрейко С.С., Кудряшов А.И. Физико-геологический механизм образования очагов газодинамических явлений в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения калийных солей / Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: мат-лы Междунар. конф. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 78–85.

Андрейко С.С., Шаманский Г.П. О региональной и локальной зональности газодинамических явлений на Верхнекамском месторождении калийных солей / Разработка калийных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 1984. С. 86–95.

Андрейчук В.Н. Березниковский провал. Пермь: УрО РАН, 1996. 133 с.

Андрейчук В.Н. Трещиноватость уфимских пород (пестроцветная толща) в бортах Березниковского провала / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 13–14.

Андрейчук В.Н. Трещиноватость уфимских пород (пестроцветная толща) в бортах Березниковского провала / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 94–95.

Андрюков И.А. Исследование содержания газа в Верхнекамских залежах калийных солей // Тр. и мат-лы Свердлов. горн. ин-та. 1940. № 5. С. 11–15.

Аполлонов В.Н. Аммоний в сильвине Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1976. 231(3). С. 709–710.

Аполлонов В.Н. Бром и рубидий в сильвините Верхнекамского месторождения и некоторые вопросы генезиса // Вестн. МГУ. Сер. геологич. 1986. № 2. С. 42–48.

Аполлонов В.Н. Рубидий и аммоний в сильвинитах Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1980. 255(4). С. 961–963.

Аполлонов В.Н., Барсанов Г.П., Блинов В.А., Борисенков В.И., Иванов А.Г., Соколов В.Н. О полевом шпате галопелитов Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1975. 225(4). С. 908–910.

Аполлонов В.Н., Иванов А.Г. Галопелиты — соотношение аутигенных и аллотигенных компонентов / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 37–39.

Аполлонов В.Н., Иванов А.Г. О соотношении аутигенной и аллотигенной составляющих в галопелитах / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 38–44.

Аполлонов В.Н., Кошуг Д.Г. Исследование окраски галита и сильвина калийных месторождений / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 44–52.

Аполлонов В.Н., Кошуг Д.Г. Типоморфизм окраски галита и сильвина калийных месторождений / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 39–41.

Апродов В.А. О синем галите Соликамских калийных месторождений // Докл. АН СССР. 1945. Т. 48, № 5. С. 367–369.

Асанов В.А., Барях А.А., Еремина Н.А., Мынка Ю.В., Токсаров В.Н. О формировании естественного поля напряжений в соляных толщах / Напряжения в литосфере: глобальные, региональные, локальные: тез. докл. I Междунар. семинара. — М.: ИГиРГИ, 1994. С. 4–5.

Асанов В.А., Барях А.А., Еремина Н.А., Попов С.Н., Токсаров В.Н. Методика и результаты оценки геодинамического состояния недр Верхнекамского региона / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных иско-

паемых в зонах градопромышленных агломераций: тез. докл. Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Пермь, 1995. С. 11–12.

Асанов В.А., Барях А.А., Кудряшов А.И., Санфиоров И.А. Взаимосвязь физико-механических свойств соляных пород с особенностями геологического строения массива / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф. Пермь: 1999. С. 8–9.

Афанасьев С.Л. Наноциклитный возраст иренского горизонта березниковской свиты Соликамского района / Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 105–113.

Афанасьев С.Л., Копнин В.И. Наноциклитный метод определения геологического возраста солей иренского горизонта березниковской свиты Соликамского района / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 37–38.

Барях А.А., Санфиоров И.А., Еремина Н.А., Кудряшов А.И., Прийма Г.Ю. О влиянии рифогенных образований на структуру верхних этажей осадочного чехла // Докл. АН. 1998. Т. 363, № 3. С. 371–374.

Барях А.А., Санфиоров И.А., Кудряшов А.И., Квиткин С.Ю. Региональный прогноз осложнений строения и геодинамического состояния соляной толщи в пределах ВКМС / Мониторинг геологической среды на объектах горнодобывающей промышленности: тез. докл. 1-го Всерос. сов-я. Березники, 1999. С. 71–72.

Басова А.К., Вишняков А.К., Копнин В.И., Молоштанова Н.Е., Рыбальченко Т.М. Разновидности сильвинита и их распределение в пласте Красный II Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюзного солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 155–158.

Баталин Ю.В., Вишняков А.К. Верхнекамский бассейн калийных солей / Российская геологическая энциклопедия. М.; СПб: ВСЕГЕИ, 2010. Т. 1. С. 184–185.

Баталов В.Л., Кудряшов А.И., Шурубор Ю.В. Изучение условий привноса терригенного материала в солеродный бассейн на основе анализа горно-геометрических моделей геолого-геохимических полей, построенных с помощью ЭВМ / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений: тез. докл. III Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 34–35.

Баталов В.Л., Кудряшов А.И., Шурубор Ю.В. Изучение условий привноса терригенного материала в солеродный бассейн на основе анализа горно-геометрических моделей, построенных с помощью

ЭВМ (на примере Верхнекамского солеродного бассейна) / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 201–207.

Бахвалова О.Н. Соляные месторождения Урала / Соляные ресурсы СССР. Соляные месторождения Европейской части СССР. М.; Л.: АН СССР, 1945. Т. 1. С. 165–183.

Бачурин Б.А., Таркашев В.В. О характере формирования газовых аномалий в пределах Дуринского прогиба / Совершенствование методов поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1989. С. 13–14.

Бачурин Б.А., Новоселицкий В.М., Таркашев В.В., Матяж Л.Л. Результаты и перспективы использования комплексной газовой съемки для выяснения особенностей геотектонического строения Верхнекамского месторождения / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов.-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 16–17.

Бачурин Б.А., Новоселицкий В.М., Таркашев В.В., Матяж Л.Л. Результаты и перспективы использования комплексной газовой съемки для выяснения особенностей геотектонического строения Верхнекамского месторождения / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат.-лы II рег. сов.-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 100–102.

Бек В.Г. Выступление в прениях / Первая Всесоюз. калийная конференция. М.; Соликамск; Л.: Союзкалий-Госхимтехиздат, 1934. С. 54–55.

Белкин В.В., Плотноиков Ю.А. Доизучение геологической среды при разработке Верхнекамского калийного месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат.-лы рег. науч.-практ. конф. Пермь, 2008. С. 119–122.

Белоликов А.И., Сапегин Б.И. Верхнекамское калийное месторождение / Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недр, 1971. С. 193–209.

Бельтюков Г.В. Карстовые воды Верхнекамского солеродного бассейна / Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968. С. 49–51.

Бельтюков Г.В. Бром в межсолевых пермских рассолах Верхнекамского месторождения калийных солей и условия складкообразования / Пермская система земного шара: тез. докл. Междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 227.

Бельтюков Г.В. Бром в межсолевых рассолах Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюзного солевого сов.-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 74–75.

Бельтюков Г.В. Бром в рассолах Верхнекамского солеродного бассейна / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991. С. 59–64.

Бельтюков Г.В. Геоморфологические особенности территорий распространения соляного карста / Тез. докл. к 17-му пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. Новосибирск, 1983. С. 20–23.

Бельтюков Г.В. Гидрохимические показатели калиенности Верхнекамского солеродного бассейна // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1974. Вып. 5. С. 143–150.

Бельтюков Г.В. Гидрохимия рассолов Верхнекамского месторождения калийных солей / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 95–97.

Бельтюков Г.В. Гидрохимия рассолов Верхнекамского месторождения калийных солей / Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985. С. 160–171.

Бельтюков Г.В. Инженерно-геологические особенности районов соляного карста (на примере Верхнекамского соляного бассейна) / Вопросы инженерного карстования. Кунгур, 1972. С. 59–62.

Бельтюков Г.В. Карстовые и гипергенные процессы в эвапоритах: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Пермь, 2000. 42 с.

Бельтюков Г.В. Минералы и элементы-индикаторы постседиментационных преобразований солей / Гидрогеология, инженерная геология, геоэкология месторождений полезных ископаемых. Екатеринбург, 1994. С. 9–10.

Бельтюков Г.В. Надсолевые рассолы Верхнекамского солеродного бассейна / Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968. С. 57–59.

Бельтюков Г.В. Некоторые данные о глубинном соляном карсте // Вопросы карстования. Пермь, 1970. Вып. 2. С. 57–61.

Бельтюков Г.В. О природе гипергенных постседиментационных преобразований в солях // Вестн. Пермск. ун-та. Пермь: Пермск. ун-т, 1994. Вып. 3. Геология. С. 145–159.

Бельтюков Г.В. О соляном зеркале в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы гидрогеологии и карста. Пермь, 1984. Ч. I. С. 30–31.

Бельтюков Г.В. Оценка активности современных карстовых процессов в солях / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов.-я. СПб.: РАН, 1994. С. 12–13.

Бельтюков Г.В. Палеокарст Верхнекамского солеродного бассейна / Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст: тез. докл. рег. сов.-я. Кунгур, 1991. С. 85–90.

Бельтюков Г.В. Подземные воды и карст Верхнекамского солеродного бассейна: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1975. 24 с.

Бельтюков Г.В. Роль эрозионно-карстовых процессов в формировании широтных прогибов Соликамской впадины // Гидрогеология и карстование: межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 2000. Вып. 13. С. 204–210.

Бельтюков Г.В. Рудничные рассолы Верхнекамского месторождения калийных солей / Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969. Ч. 1. С. 89–92.

Бельтюков Г.В. Рудничные рассолы Верхнекамского месторождения калийных солей / Геология месторождений полезных ископаемых Урала и новые методы их изучения: тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. конф. молодых геологов и геофизиков. М., 1974. С. 89–92.

Бельтюков Г.В. Рудничные рассолы калийных рудников Верхнекамского месторождения / Охрана и рациональное использование подземных вод Урала. Свердловск, 1983. С. 10–12.

Бельтюков Г.В. Современные карстовые процессы в солях в северной части Предуралья / Новые прогрессивные способы комплексного изучения недр Урала – путь ускоренного развития народного хозяйства региона: тез. докл. науч.-техн. сов.-я. Пермь, 1989. С. 56–57.

Бельтюков Г.В. Современный карст Верхнекамского солеродного бассейна / Гидрогеология и карстование. Пермь, 1975. С. 56–59.

Бельтюков Г.В. Сравнительная оценка активности современных карстовых процессов в солях / 10-й Интернациональный конгресс. Будапешт, 1989. Т. 2. С. 376–377.

Бельтюков Г.В. Типы карста на площади Верхнекамского солеродного бассейна / Карст мраморов, доломитов, известковых туфов, рифов и галогенных отложений: тез. докл. науч.-практ. конф. Пермь, 1978. С. 80–82.

Бельтюков Г.В. Формирование зон вторичной минерализации при седиментогенезе и литогенезе соляных залежей / Седиментогенез и литогенез осадочных образований: тез. докл. Уральского литологического сов.-я. Екатеринбург: УГГГА, 1996. С. 133–135.

Бельтюков Г.В. Формирование карстовых полостей в солях под влиянием естественных и искусственных факторов / Состояние и задачи карстоспелеологических исследований. М., 1975. С. 28–30.

Бельтюков Г.В. К гидрогеохимии седиментационных рассолов соляных месторождений // Геохимия. 1970. № 9. С. 1131–1135.

Бельтюков Г.В., Балмышев В.В. Бром в межсолевых рассолах Верхнекамского месторождения калийных солей / Новые методы поисков, разведки и анализа месторождений полезных ископаемых в связи с комплексным изучением недр

Западного Урала. Пермь, 1987. С. 55–56.

Бельтюков Г.В., Балмышев В.В. Корреляция брома с другими компонентами в межсолевых рассолах Верхнекамского месторождения / Применение математических методов и ЭВМ в геологии: тез. докл. к IV науч. обл. семинару. Новочеркасск, 1987. С. 70.

Бельтюков Г.В., Булатов Ю.В. О динамике карстовых процессов в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей / Инженерная геология карста: тез. докл. Междунар. симпозиума. Пермь, 1992. С. 112.

Бельтюков Г.В., Булатов Ю.В. О динамике карстовых процессов в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей / Инженерная геология карста: докл. Междунар. симпозиума. Пермь: Пермск. ун-т, 1993. С. 189–193.

Бельтюков Г.В., Булатов Ю.В. Трещиноватость соленосных пород и водопритоки в шахтные стволы калийных рудников Верхнекамского месторождения калийных солей / Новые прогрессивные способы комплексного изучения недр Урала – путь ускоренного развития народного хозяйства региона: тез. докл. науч.-техн. сов.-я. Пермь, 1989. С. 58–59.

Бельтюков Г.В., Булатов Ю.В., Папириная В.Т. О формировании карстовых полостей в солях // Свет: Вестн. Киев. карст.-спелеол. центра. Киев, 1993. № 1–2 (7–8). С. 31–32.

Бельтюков Г.В., Косвинцева Г.П., Старцева С.У. Особенности режима и химического состава подземных вод в водозаборах Березниковско-Соликамского района // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. Вып. I.

Бельтюков Г.В., Максимович Г.А. Инженерно-геологические условия разработки Верхнекамского месторождения калийных солей / Тр. I Всесоюз. конф. по инженерной геологии. Тбилиси, 1978. Т. 2. Ч. 2.

Бельтюков Г.В., Морозов Л.Н. Палеокарст Верхнекамского солеродного бассейна // Советская геология. 1975. № 9. С. 138–143.

Бельтюков Г.В., Петруха В.Н. Палеокарст северной части Верхнекамского солеродного бассейна / Карст мраморов, доломитов, рифов, известковых туфов и галогенных отложений: тез. докл. науч.-практ. конф. Пермь, 1978. С. 79–80.

Бойко Г.Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М.: Наука, 1973. 184 с.

Болотов А.А. К вопросу о происхождении провалов почвы в районе пос. Новая Зырянка (г. Березники) / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст. Пермь: Пермск. ун-т, 2000. С. 144–147.

Болотов А.А. Карст северной и северо-западной частей Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов.-я. Соликамск, 2000. С. 33–35.

Болотов А.А. Карст северной и северо-западной частей Верхнекамского калийного месторождения // Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: мат-лы Междунар. конф. «Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей». Пермь, 2001. С. 71–77.

Болотов А.А. Особенности фашиального замещения соляной толщи на западной окраине Верхнекамского месторождения калийных солей // Геология и полезные ископаемые Урала: мат-лы III Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 9–11.

Большаков Я.Я. Особенности газонакопления в галогенной формации Соликамской впадины // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. Вып. 5. С. 1222–1224.

Борисенков В.И., Аполлонов В.Н., Иванов А.Г. Состав галопелитов Верхнекамского калийного месторождения как геохимический показатель палеоусловий развития солеродного бассейна / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 110–118.

Борисенков В.И., Аполлонов В.Н., Иванов А.Г. Состав галопелитов Верхнекамского калийного месторождения как геохимический показатель палеоусловий развития солеродного бассейна / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 49–50.

Борисенков В.И., Сонкин Л.С. Изучение фашиальных замещений при поисках и разведке калийных солей // Разведка и охрана недр. 1986. № 8. С. 10–14.

Борщевский Ю.А. О природе красной окраски калийных солей // Геохимия. 1964. № 3.

Борщевский Ю.А. Происхождение красной окраски калийных солей // Минералогический сборник Львовск. ун-та. 1966. Вып. 1, № 20. С. 58–69.

Бурксер Е.С. Редкие элементы в соликамских карналлитах / Соликамские карналлиты. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. С. 22–24.

Бурксер Е.С., Кондогури В.В., Капустин Н.П. Радиоактивность соликамских калийных отложений // Калий. 1932. № 3. С. 12–15.

Бюлер Г.А. Выступления в прениях / Первая Всесоюзная калийная конференция. М.; Соликамск; Л.: Союзкалий-Госхимтехиздат, 1934. С. 55.

Бюлер Г.А. Некоторые особенности тектоники сильвинитовой зоны и наивыгоднейшее направление камер // Калий. 1936. № 10. С. 13–18.

Вайполин А.Ф. Выступление в прениях / Первая Всесоюзная калийная конференция. М.; Соликамск; Л.: Союзкалий-Госхимтехиздат, 1934. С. 56–57.

Валеев Р.Н., Вишняков А.К. Тектоника и эпигенез галогенных отложений / Условия формирования и закономерности размещения месторожде-

ний нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казань: Казанск. ун-т, 1976. С. 101–129.

Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 296 с.

Варламов А.А., Козлов С.С., Липницкий В.К., Роткин С.М., Шлендова Т.К. Гидрогеологические условия вскрытия калийных месторождений. Развитие калийной промышленности: Обзорная информация. М.: НИИТЭХИМ, 1975. 34 с.

Варов А.А. Гидрогеологические исследования в Прикамском солонном районе летом 1927 г. // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. 1928. Вып. 106. С. 33–55.

Васюков В.Е. Исследование и прогнозирование разрывных нарушений на Верхнекамском месторождении солей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2005.

Васюков В.Е. Открытые трещины в солях на шахтном поле СКПРУ-3 / Проблемы комплексного мониторинга на месторождениях полезных ископаемых: мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2002. С. 15–17.

Васюков В.Е. Открытые трещины скоча на руднике СКПРУ-3 и их происхождение / Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов: мат-лы Междунар. конф. и научн. сессии. Пермь: ГИ УрО РАН, 2003. С. 153–155.

Васюков В.Е. О восстановлении палеонапряжений при образовании трещин скоча в солях Верхнекамского месторождения / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 2003 г. Пермь, 2004. С. 8–10.

Васюков В.Е., Горбунов С.Г. Об ориентировке в плане предполагаемых разрывных нарушений в пределах Верхнекамского месторождения солей / Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов: тез. докл. Междунар. конф. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 14–15.

Вахрамеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения / Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: МГУ, 1976. С. 27–48.

Вахрамеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32. С. 277–313.

Вахрамеева В.А. Линзовидные включения каменной соли в сильвинитовых пластах А и Б Верхнекамского месторождения как явления локального диагенеза // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 156–164.

Вахрамеева В.А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 129–142.

Вахрамеева В.А. О микровключенном сероводороде в соляных породах Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 151–155.

Вахрамеева В.А. Трещиноватость соляных пород карналлитовой зоны Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35. С. 251–273.

Вахрамеева В.А., Горкун О.П. Петрографическое описание пород подсолевой толщи и нижней части каменной соли Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1960. Вып. 40. С. 371–391.

Вахрамеева В.А., Чирвинский П.Н. Минералогическая характеристика Соликамского карналлита // Зап. ВМО. 2-я сер. 1943. Ч. 72, № 3–4. С. 213–223.

Винокуров В.М. О синем галите из Соликамских месторождений // Зап. ВМО. 87(4). 1958. С. 504–507.

Вишневский П.В. Выделение дизъюнктивных нарушений на Верхнекамском месторождении калийных солей по результатам обработки геофизических наблюдений // Тр. Геол. ин-та. 1970. Вып. 21. С. 51–55.

Вишневский П.В., Бареев Р.А. Некоторые особенности тектоники Соликамской впадины по материалам геофизических и палеотектонических исследований // Нефтегазовая геология и геофизика. 1969. № 5. С. 33–36.

Вишняков А.К. Вторичные (эпигенетические) изменения галогенной толщи Соликамской впадины / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 153–155.

Вишняков А.К. Вторичные (эпигенетические) изменения галогенной толщи Соликамской впадины / Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 59–68.

Вишняков А.К. Древние эрозия и карст кунгурской галогенной толщи Приуралья и их влияние на сохранность залежей каменной и калийных солей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1974.

Вишняков А.К., Асафьева С.В. Типоморфные особенности сильвина Верхнекамского месторождения / Литолого-фашиальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 111–112.

Вишняков А.К., Молоштанова Н.Е. Декрепитация сильвина Верхнекамского месторождения / Литолого-фашиальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 112–114.

Вишняков А.К., Молоштанова Н.Е. Декрепитация сильвина Верхнекамского месторождения / Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 70–77.

Вишняков А.К., Молоштанова Н.Е. К вопросу о минеральном составе галопелитов / Концептуальные проблемы литологических исследований в России: материалы 6-го Всероссийского литологического совещания, Казань, 26–30 сентября 2011. Казань: Казанский ун-т, 2011. Т. 2. С. 53–54.

Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны мира. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.

Галкин В.И. Некоторые особенности распределения и формирования газов Верхнекамского месторождения калийных солей / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 148.

Галкин В.И. Некоторые особенности распределения и формирования газов Верхнекамского месторождения калийных солей / Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 172–174.

Галкин В.И., Андрейко С.С., Шаманский Г.П. О возможности прогнозирования потенциально выбросоопасных зон по геологическим данным (на примере шахтного поля БКРУ-2, пласт АБ) / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1983. С. 139–143.

Галкин В.И., Кудряшов А.И. Геолого-промышленная оценка калийной залежи Верхнекамского месторождения в пределах нефтегазоносных площадей // Проблемы разведки, разработки и добычи нефти, газа и конденсата на территории Соликамской депрессии в районе развития ВКМ калийных солей: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1979. С. 17–19.

Галкин В.И., Кудряшов А.И. Способ определения выбросоопасности пластов месторождений калийных солей. А.С. № 994767. БИ 07.02.83, № 5.

Галкин В.И., Шаманский Г.П. О возможности прогнозирования потенциально выбросоопасных зон по геологическим данным (на примере шахтного поля БКРУ-2, пл. АБ) / Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 1983. С. 139–143.

Галушко Н.О. Выступления в прениях / Первая Всесоюзная калийная конференция. М.; Соликамск; Л.: Союзкалий-Госхимтехиздат, 1934. С. 56.

Гемп С.Д. Влияние структуры Верхнекамского месторождения калийных солей на его эксплуатацию // Отечественная геология. 1996. № 11. С. 26.

Гемп С.Д. О возможном механизме формирования зон замещений на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 125.

Гемп С.Д. О формировании структурного плана Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 30–31.

Герасимов Н.П. Кунгурский ярус Камского Приуралья // Уч. зап. Молотовского ГУ. 1952. Т. 7, вып. 1. С. 3–38.

Голубев В.М. Верхнекамское калийное месторождение и вопросы его комплексного использования / Тез. докл. Всесоюз. конф. по комплексному использованию руд и концентратов. М., 1975. С. 195–197.

Голубев В.М. Всестороннее изучение геологии Верхнекамского месторождения калийных солей на основе прогрессивных способов — путь к предотвращению затопления рудников / Новые прогрессивные способы комплексного изучения недр Урала — путь ускоренного развития народного хозяйства региона: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь, 1989. С. 16–17.

Голубев В.М. Геологическое строение Дуринской депрессионной структуры Верхнекамского месторождения калийных солей и вопросы комплексного недропользования этой территории / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 32–34.

Голубев В.М. Геологическое строение Дуринской депрессионной структуры Верхнекамского месторождения калийных солей и вопросы комплексного недропользования этой территории // Геология, разработка, бурение и эксплуатация нефтяных месторождений Пермского Прикамья. Пермь: ОАО ПермНИПИнефть. 1999. Вып. 1. С. 75–89.

Голубев В.М. Горно-геологические условия отработки сальвинитовых пластов Верхнекамского месторождения и рекомендации по выбору способов выемки сальвинитовых руд / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1977. С. 10–16.

Голубев В.М. Морфологические особенности складок внутри калийной толщи Верхнекамского месторождения и условия их формирования // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 3. С. 671–674.

Голубев В.М. О начале калийного седиментогенеза в пределах территории Верхнекамского месторождения калийных солей / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2004. С. 17–20.

Голубев В.М. О несогласном залегании пород внутри соляной толщи Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56. С. 8–12.

Голубев В.М. О природе сил, обусловивших послонное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения // Тр. КО ВНИГНИ. 1973. Вып. 118. С. 239–246.

Голубев В.М. О пустотах в породах калийной зоны Верхнекамского месторождения, вскрытых горными выработками Березниковского калийного рудника // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 51. С. 140–153.

Голубев В.М. О статье А.И. Отрешко «Проблема внутрисоляных деформаций Верхнекамского месторождения» // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 2. С. 171–173.

Голубев В.М. О характере структурно-тектонической взаимосвязи подсолевых нефтеносных горизонтов и соляной толщи в пределах территории Верхнекамского месторождения калийных солей // Горное эхо. ГИ УрО РАН, 2006. Вып. 4(26). С. 51–54.

Голубев В.М. Особенности внутреннего строения соляной толщи Верхнекамского месторождения / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 115–118.

Голубев В.М. Пласт сальвинита КР.IV как показатель начала калийного седиментогенеза на локальной площади Верхнекамского солеродного бассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2004. Вып. 6. С. 275–280.

Голубев В.М. Результаты комплексного изучения и освоения недр при разведке и разработке залежей нефти в пределах территории Верхнекамского месторождения калийных солей (на примере площади Сибирского месторождения нефти) / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат-лы ежегод. науч. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 2006 г. Пермь, 2007. С. 7–10.

Голубев В.М. Роль послонного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения / Мат-лы Всесоюз. науч.-техн. конф. молодых геологов. Л.: Химия, 1969. С. 176–177.

Голубев В.М. Роль послонного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 60. С. 100–111.

Голубев В.М. Соленакопление в Соликамской впадине по данным бурения глубоких скважин / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 36.

Голубев В.М. Строение и механизм формирования соляных структур Верхнекамского месторождения (на примере Клестовского поднятия) / Стратегия и процессы освоения георесурсов: Мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 2004 г. Пермь, 2005. С. 5–7.

Голубев В.М. Строение соляной толщи Верхнекамского месторождения: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1972. 31 с.

Голубев В.М., Бровченко О.Ф. Характер изменчивости структурно-текстурных особенностей пластов сальвинита и каменной соли на площади Верхнекамского месторождения калийных солей

по данным подземного картирования (на примере пластов Кр.I и Кр.I-Кр.II) / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 100–106.

Голубев В.М., Пукова Е.П. К вопросу стратификации соляной толщи Верхнекамского месторождения / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст. Пермь: Пермск. ун-т, 2000. С. 139–141.

Голубев В.М., Пукова Е.П. Опыт комплексного изучения и охраны недр при бурении нефтяных скважин на территории Верхнекамского месторождения калийных солей / Калийные соли Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы: тез. докл. Междунар. науч.-практич. конф., посвященной 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей в Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 162–164.

Голубев В.М., Рябова Г.Е. Соленосные отложения Соликамской впадины / Проблемы повышения эффективности разработки, подсчета запасов и извлечения углеводородов в Пермском Прикамье. Пермь: ПермНИПИнефть, 1991. С. 45–52.

Голубев В.М., Сапегин Б.И. Геологическое строение и перспективы разработки Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы разведки, разработки и добычи нефти, газа и конденсата на территории Соликамской депрессии в районе развития Верхнекамского месторождения калийных солей: тез. науч.-техн. конф. Пермь, 1979. С. 19–20.

Гольдберг-Захарова П.С. К вопросу о стратификации и тектонике калийного месторождения Соликамского района // Калий. 1932. № 8. С. 8–19; № 9. С. 1–8.

Гридин В.И., Петрик А.И., Швидченко Л.Г. Геодинамические особенности шахтных полей АО «Уралкалий» и АО «Сильвинит» / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: тез. докл. Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Пермь, 1995. С. 41–42.

Денисов М.И. К определению мощности водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении // Тр. ПермНИУИ. 1969. Сб. VI. С. 33–36.

Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Леонкин Е.И. Стратегия геолого-геофизического обеспечения безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения / Актуальные вопросы добычи и переработки природных солей: сб. научн. тр. ВНИИГ. СПб.: ЛИК, 2001. Т. 1. С. 169–189.

Джиноридзе Н.М., Аристаров .Г., Поликарпов А.И. и др. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей. СПб.: Соликамск, 2000.

Джиноридзе Н.М., Аристаров Г., Поликарпов А.И. Петротектоника Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей / Калийные соли

Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы: тез. докл. Междунар. науч.-практич. конф., посвященной 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей в Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 47–49.

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., Киселева О.В., Мелкова Н.В., Павленский А.Н., Плотников Ю.А., Поликарпов А.И., Протопопов А.Л., Рогова М.С. Зоны разрывных и флексурно-скалчатых дислокаций на Верхнекамском месторождении калийных солей: парагенез с аномальным типом строения и состояния пород водозащитной толщи, природа и время образования / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992. С. 55–98.

Джиноридзе Н.М., Ковалевич В.М., Мелкова Н.В., Мынка Ю.В., Павленский А.Н., Плотников Ю.А., Рогова М.С. Ромбоэдры скалывания в калийном пласте АБ Верхнекамского месторождения: природа и время образования / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992. С. 6–55.

Джиноридзе Н.М., Ковалевич В.М., Мынка Ю.В., Павленский А.Н., Плотников Ю.А., Поликарпов А.И., Поляковский В.Я., Протопопов А.Л., Прилуцкий Р.Е., Рогова М.С. Природа пирротиновой минерализации в сальвинитах пласта АБ Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 41.

Джиноридзе Н.М., Мелкова Н.В., Павленский А.Н., Ковалевич В.М., Кузнецов Н.В., Плотников Ю.А. К проблеме происхождения зон замещения в пределах Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 126–127.

Джиноридзе Н.М., Мелкова Н.В., Павленский А.Н., Ковалевич В.М., Кузнецов Н.В., Плотников Ю.А. К проблеме происхождения зон замещения в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 165–174.

Джиноридзе Н.М., Мелкова Н.В., Павленский А.Н., Протопопов А.Л., Рогова М.С.

Термодинамофлюидальные текстуры и структуры соляных пород Верхнекамского месторождения – индикаторы интенсивности и времени проявления тектонических деформаций / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 129–130.

Джиноридзе Н.М., Мелкова Н.В., Павленский А.Н., Протопопов А.Л., Рогова М.С. Термодинамофлюидальные текстуры и структуры соляных пород Верхнекамского месторождения – индикаторы интенсивности и времени проявления тектонических деформаций / Условия образования калийных месторождений. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–153.

Джиноридзе Н.М., Павленский А.Н., Плотников Ю.А., Коринь С.С., Поликарпов А.И., Мелкова Н.В. Геологические аспекты проблемы безопасной эксплуатации калийных рудников / Геофиз. аспекты изучения геологического строения месторождений калийных солей. Л.: ВНИИГ, 1989. С. 23–51.

Джиноридзе Н.М., Павленский А.Н., Плотников Ю.А., Поликарпов А.И. Геологические аспекты безопасности добычи калийных солей / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 32–55.

Джиноридзе Н.М., Плотников Ю.А. Геологическая характеристика Верхнекамского калийного месторождения / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках Верхнекамского калийного месторождения. М.: Недра, 1992. С. 4–17.

Джиноридзе Н.М., Плотников Ю.А. О динамике тектонических процессов на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 40.

Джиноридзе Н.М., Поликарпов А.И., Раевский В.И., Павленский А.Н., Плотников Ю.А. Критерии концептуальная основа геологического прогнозирования безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: мат-лы III рег. сов-я. Пермь: УФ ВНИИГ, 1991. С. 3–13.

Дзенс-Литовский А.И., Иванов А.А., Корчебоков Н.А. Природные рассолы Березниковского района Прикамья // Бюл. Ин-та галургии. 1939. Вып. 6–7. С. 3–8.

Дзенс-Литовский А.И., Шлендова Т.К. Гидрогеологическая изученность Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВНИИГ. 1967. Вып. 53. С. 3–10.

Доливо-Добровольский А.В. Прогнозирование открытых трещин в соленосных толщах на основе

дистанционных методов (для территории Третьего рудоуправления ПО «Сильвинит») / Геофизические аспекты изучения геологического строения месторождений калийных солей. Л.: ВНИИГ. 1989. С. 52–75.

Дорофеев В.П., Лукин В.С. Карстовые муьды оседания в северной части Соликамской депрессии // Вопросы карстологии. 1969. Вып. 1. С. 105–107.

Дубинина В.Н. Галит из Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1951. Т. 79, № 5. С. 859–862.

Дубинина В.Н. К вопросу о генезисе сильвина // Докл. АН СССР, 1951. Т. 80, № 2. С. 233–236.

Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 3–128.

Дубинина В.Н. О борациите сложного состава (типа эрикаита-чемберсита) из Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 54. С. 193–209.

Дубинина В.Н. О красной окраске минералов соляных пород (сильвина, карналлита и др.) на примере Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 54. С. 124–133.

Дубинина В.Н. Описание карналлитовых пород, пройденных скважиной 75 в 1950 году в районе Соликамского рудника Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1960. Вып. 40. С. 101–116.

Дубинина В.Н., Яржемский Я.Я. К вопросу о фациальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 6. С. 1131–1134.

Дурникин В.И., Копнин В.И. Первая находка соленосной биогенно-хемогенной породы на Верхнекамском месторождении калийных солей, ее состав и условия образования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 4. С. 68–73.

Дурникин В.И., Копнин В.И. Соленосная биогенно-хемогенная порода на Верхнекамском месторождении, ее состав и условия образования / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 48–49.

Дурникин В.И., Копнин В.И. Биогенные образования в галитобах сильвинитового пласта КрIII на Верхнекамском месторождении калийных солей / Тез. докл. на XXVII науч.-техн. конференции Пермск. ПИ. Пермь: Пермск. ПИ, 1991. С. 24.

Егер Г.Р. Предварительный отчет по геологическим исследованиям в Верхне-Камском соленосном районе за 1927 г. // Мат-лы по общей и прикладной геологии. 1929. Вып. 124. С. 39–59.

Егер Г.Р. Предварительный отчет по геологическим работам в Соликамском районе летом 1926 г. // Мат-лы по общей и прикладной геологии. 1927. Вып. 105. С. 41–61.

Ефремов Н.Н., Веселовский А.А. Содержание брома в соликамских карналлитах // Изв. ИФХА. 1930. Т. 4, вып. 2. С. 99–113.

Ефремов Н.Н., Веселовский А.А. Цезий и рубидий в соликамских карналлитах // Изв. ИФХА. 1931. Т. 1, вып. 2.

Ефремова Т.К., Шатов В.П., Блонский М.В. Состав свободных газов калийных солей и характер газовыделений на Березниковском руднике // Тр. ин-та горного дела. 1964. Вып. 10. С. 22–24.

Забродин Н.И. и др. Содержание редких щелочных элементов в соляном сырье Советского Союза и перспективы их промышленного освоения / Редкие щелочные элементы. Новосибирск: СО АН СССР, 1960.

Зауэр В.В. О позднепермской флоре района Соликамска // Палеонтол. журнал. 1960. № 4. С. 114–124.

Зауэр В.В. Пермская флора Соликамска // Тр. ВНИИГРИ. 1965. Вып. 239. С. 53–78.

Захаров Н.И. Поиск геологических критериев для прогноза сульфурных газовыделений / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1978. С. 3–5.

Земсков А.Н. Изучение выделений сероводорода в калийных рудниках Верхней Камы / Молодые ученые Западного Урала – народному хозяйству: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермск. ПИ, 1980. С. 44–46.

Земсков А.Н. Исследование выделений природных ядовитых газов в рудниках Верхнекамского калийного месторождения и меры борьбы с ними: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Л., 1983. 19 с.

Земсков А.Н. Особенности газодинамических явлений на третьем Березниковском калийном руднике / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1977. С. 100–104.

Земсков А.Н. Особенности формирования газовой составляющей калийных пород Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 150–151.

Земсков А.Н., Замотин В.Б. Изучение взаимосвязи геохимических показателей соляных пород с их газонасыщенностью / Технология и безопасность горных работ на предприятиях Западного Урала: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермск. ПИ, 1984. С. 17–18.

Земсков А.Н., Кондрашев П.И., Травникова Л.Г. Природные газы калийных месторождений и меры борьбы с ними. Пермь: ООО «Изд. дом «Типография купца Тарасова», 2008.

Земсков А.Н., Красюк Н.Ф. Газоносность пород III Березниковского рудника / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1976. С. 140–142.

Земсков А.Н., Полянина Г.Д. Газоносность по-

род и закономерности распределения газонасыщенных зон на Верхнекамских рудниках // Техника безопасности, охрана труда и горноспасательное дело. М.: ЦНИЭИуголь, 1981. № 10. С. 9–10.

Земсков А.Н., Полянина Г.Д. Закономерности распределения сероводорода в продуктивной толще Верхнекамского калийного месторождения / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 13–21.

Земсков А.Н., Полянина Г.Д. О генезисе, распределении и выделении сероводорода в калийных рудниках Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 120–122.

Земсков А.Н., Полянина Г.Д. О циклическом распределении органического вещества и газов в сильвинитовых пластах Верхнекамского калийного месторождения / Совершенствование разработки калийных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1987. С. 94–99.

Земсков А.Н., Полянина Г.Д., Красюк Н.Ф. О выделении ядовитых газов на Верхнекамских калийных рудниках / Вентиляция шахт и рудников. Л.: ЛГИ, 1979. С. 83–86.

Зильбершмидт В.Г., Тимантеев О.А. Исследование влажности горного соляного массива и ее влияние на прочностные свойства пород Верхнекамского калийного месторождения / Технология и безопасность горных работ. Пермь: Пермск. ПИ, 1976. С. 132–137.

Зуева А.С. О мощности калийных солей в связи со структурным положением подсолевых горизонтов / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 151–152.

Зуева А.С. О мощности калийных солей в связи со структурным положением подсолевых горизонтов / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 153–157.

Зуева А.С. О соотношении структурных планов надсолевых и подсолевых отложений Соликамской впадины в связи с необходимостью постановки нефтеразведочных работ // Геология и полезные ископаемые Среднего Урала: тр. Пермск. ПИ. Пермь, 1974. № 142. С. 133–138.

Зуева А.С., Герасимова А.А. Новые палинологические данные по пермским отложениям Соликамской впадины / Геология, поиски и разведка месторождений горючих полезных ископаемых. Пермь: Пермск. ПИ, 1979. С. 127–133.

Зуева А.С., Зуев А.С. Строение флюидоупорных толщ палеозойских отложений Соликамской впадины / Геология, поиски и разведка горючих

- полезных ископаемых. Пермь: Пермск. ПИ, 1982. С. 99–107.
- Зуева А.С., Зуев А.С., Толкачев Г.М., Шестакова М.И. Геологическое строение и направление поисково-разведочных работ в Боровицком прогибе Соликамской впадины / Проблемы разведки, разработки и добычи нефти, газа и конденсата на территории Соликамской депрессии в районе развития ВКМКС: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1979. С. 13–15.
- Зуева А.С., Толкачев Г.М. Геологическое строение Дуринского прогиба Соликамской впадины и направление поисково-разведочных работ в нем / Геология поиск и разведка месторождений горючих полезных ископаемых: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ун-т, 1978. С. 3–9.
- Иванов А.А. Верхнекамское месторождение калийных солей по материалам геолого-разведочных работ, произведенных за период с 1 октября 1927 г. по 1 января 1931 г. // Тр. Всесоюз. ГРО НКТП СССР. М.; Л.: Гос. НТГРИ, 1932. Вып. 232. 151 с.
- Иванов А.А. Геологические исследования в Соликамском и Чердынском районах Уральской области, проведенные летом 1928 г. // Мат-лы по общей и прикл. геологии. 1930. Вып. 148. С. 1–49.
- Иванов А.А. Геологические условия проявления соленосности Западного Приуралья / Соляные ресурсы СССР. Соляные месторождения Европейской части СССР. М.; Л.: АН СССР, 1945. Т. 1. С. 70–78.
- Иванов А.А. Заключительное слово / Первая Всесоюз. калийная конф. М.; Соликамск; Л.: Союзкалий-Госхимтехиздат, 1934. С. 57–58.
- Иванов А.А. Итоги работ по геологическому исследованию и разведке Верхнекамского месторождения калийных солей за период с 1925 по 1932 г. / Первая Всесоюз. калийная конф. М.; Соликамск; Л.: Союзкалий-Госхимтехиздат, 1934. С. 46–54.
- Иванов А.А. Итоги работ по разведке Верхнекамского месторождения калийных солей за 1931–1932 г. // Тр. Всесоюз. ГРО, 1933. Вып. 345. 87 с.
- Иванов А.А. К вопросу о генезисе сильвинита Верхнекамского месторождения калийных солей // Зап. ВМО. 1931. Ч. 61, № 2. С. 349–356.
- Иванов А.А. Калийные соли. Изд. ГГРУ, 1930. 76 с.
- Иванов А.А. Карналлиты Верхнекамского месторождения / Соликамские карналлиты. М.; Л.: Союзкалий-ОНТИ НКТП СССР, 1935. С. 5–12.
- Иванов А.А. Материалы к характеристике отложений, подстилающих прикамскую соляную толщу и осадки ей параллельные // Проблемы сов. геологии. 1934. № 3. С. 195–205.
- Иванов А.А. Минеральные соли // Геология СССР. М.: Недра, 1973. Т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская, Курганская области. Полезные ископаемые. С. 522–538.

- Иванов А.А. Некоторые черты гидрогеохимии Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 101. С. 239–244.
- Иванов А.А. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 2. С. 16–29.
- Иванов А.А. О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 99. С. 153–180.
- Иванов А.А. Опробование пластов сильвинита и каменной соли в выработках Первого рудника // Калий. 1934. № 4. С. 6–18.
- Иванов А.А. Опыт сравнительной характеристики разреза сильвинитовой зоны в пределах разведанной части Верхнекамского месторождения // Калий. 1933. № 1. С. 4–12.
- Иванов А.А. Основные результаты работ по разведке Верхнекамского месторождения калийных солей за 1931 г. // Калий. 1932. № 3. С. 2–7.
- Иванов А.А. Основные черты стратиграфии и тектоники сильвинитовой зоны Верхнекамского месторождения на участке Первого рудника // Тр. ЦНИГРИ. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. Вып. 5. 43 с.
- Иванов А.А. Отчет по разведочным работам ручным бурением, производившимся Соликамской партией Геологического комитета // Мат-лы по общей и прикладной геологии. 1927. Вып. 105. С. 1–40.
- Иванов А.А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Новосибирск: СО АН СССР, 1965. 98 с.
- Иванов А.А. Соликамский район. Междунар. XVII геол. конгресс. Пермск. эксп. Северный маршрут. М.: ОНТИ, 1937.
- Иванов А.А., Алексеевский П.И. Минерально-сырьевая база СССР. Л.; М.: ОНТИ-НКТП СССР, 1935. Вып. 36. Поваренная соль. 72 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 328 с.
- Иванов А.А., Воронова М.Л. О сильвинитовой шляпе Верхнекамского месторождения // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 99. С. 181–190.
- Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 442 с.
- Иванов А.А., Рейнике В.И. Газы Верхнекамского соленосного района / Природные газы СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1935. С. 72–76.
- Иванов А.А., Шешуков Н.Г., Сапрыкин Ф.Я. Древесные остатки в ископаемых соляных залежах // Сов. геология. 1963. № 8. С. 107–111.
- Иванов А.Г. Исследование изменений в составе галопелитов на площади Верхнекамского месторождения / Геохимия литогенеза и осадочных формаций Урала. Пермь, 1983. С. 30–31.

- Иванов А.Г., Аполлонов В.Н., Борисенков В.И. Минеральные парагенезисы галопелитов в отложениях калийных солей // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 2. С. 469–472.
- Иванов А.Г., Коротаев М.А. Литолого-геохимические исследования надсоляных отложений центральной части Верхнекамского месторождения / Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 109–110.
- Иванов О.В. Газоносность карналлитовых пластов на восточном крыле шахтного поля СКПРУ-1 // Горное эхо. 2003. № 1 (11). С. 5–8.
- Иванов О.В. Газоносность соляных пород Верхнекамского месторождения калийных солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. ст. по мат-лам регион. науч.-практ. конф. Пермь; Пермск. ун-т, 2006. С. 218–220.
- Иванов О.В. Оценка газоносности пород сильвинитовых и карналлитовых пластов Верхнекамского месторождения калийных солей / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат-лы ежегод. науч. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 2005 г. Пермь, 2006. С. 160–162.
- Иконников Е.А. О вертикальной гидрогеодинамической и гидрогеохимической зональности надсолевой толщи Верхнекамского месторождения солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. науч.-практ. конф. Пермь, 2002. С. 231–233.
- Исаенко С.И. Природа синей окраски галита // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН. Сыктывкар, 1999. Вып. 101. С. 94–100.
- Кассин Г.Г., Филатов В.В. Геодинамический анализ Верхнекамского месторождения калийных солей по геофизическим данным / Геофизические аспекты изучения геологического строения месторождений калийных солей. Л.: ВНИИГ, 1989. С. 75–83.
- Кассин Г.Г., Филатов В.В. Динамика Дуринского прогиба по гравиметрическим данным / Геофизические работы при региональных и геологических исследованиях на Урале: тез. докл. науч.-техн. конф. Свердловск, 1989.
- Кассин Г.Г., Филатов В.В. Методика и результаты изучения трещиноватости пород Верхнекамского месторождения калийных солей // Изв. УГГГА. Сер.: Геология и геофизика. Екатеринбург, 2002. Вып. 15. С. 214–219.
- Кассин Г.Г., Филатов В.В. Методика и результаты пространственного прогнозирования геодинамических событий на Верхнекамском месторождении калийных солей / Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов: мат-лы Междунар. конф. и науч. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2003. С. 31–34.

- Кассин Г.Г., Филатов В.В. Физико-геологическая модель зон трещиноватости в Соликамской впадине / Построение физико-геологической модели и системный подход при истолковании результатов исследований: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1990.
- Кассин Г.Г., Филатов В.В., Суворов В.В. О тектонике пермских образований ВКМ по данным гравиметрии и магнитометрии / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: мат-лы III рег. сов-я. Пермь: УФ ВНИИГ, 1991. С. 50–56.
- Квиткин С.Ю. Новые данные о характере залегания подсолевого ложа во внутренних частях Соликамской впадины / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 60.
- Квиткин С.Ю. О причинах периодичности изменения геологических полей Верхнекамского месторождения / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992. С. 145–149.
- Квиткин С.Ю. Об анизотропии геологических полей Верхнекамского калийного месторождения / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991. С. 108–110.
- Квиткин С.Ю. Оптимизация разведочной сети на основе анализа геологических полей Верхнекамского месторождения / Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермский дом науки и техники, 1991. С. 18–19.
- Квиткин С.Ю. Особенности изучения газоносности солей Верхнекамского калийного месторождения // Разведка и охрана недр. 1988. № 2. С. 20–23.
- Квиткин С.Ю. Результаты изучения газоносности солей на Усть-Яйвинском участке Верхнекамского калийного месторождения / Новые методы поисков, разведки и анализа месторождений полезных ископаемых в связи с комплексным изучением недр Западного Урала: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь: Дом техники НТО, 1987. С. 12–13.
- Квиткин С.Ю., Белкин В.В., Кузнецов Н.В. Геологическое обеспечение калийных рудников Верхнекамского месторождения / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории России и Урала: мат-лы рег. конф. Екатеринбург, 2000. Кн. 1. С. 142–143.
- Киселева О.В. Расчленение соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения в зонах гипергенеза // Сов. геология. 1987. № 8. С. 87–90.
- Киселева О.В., Поликарпов А.И., Липницкий В.К. Особенности дедоломитизации надсолевых пород Верхнекамского месторождения / Проблемы

морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 146–150.

Ковалевич В.М., Московский Г.А., Копнин В.И. Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно-Европейского региона / Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакпления. М.: Наука, 1985. С. 203–211.

Козлов С.С., Мустель И.П., Самарин Б.Н., Чебыкин В.Р. Некоторые гидрогеохимические особенности разреза соленосной тощи Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 73.

Козлов С.С., Шлендова Т.К. Инженерно-гидрогеологическое районирование условий освоения калийных залежей Верхнекамского месторождения / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: мат-лы III рег. сов-я 1991 г. Пермь: УФ ВНИИГ, 1991. С. 77–85.

Кокарева К.А., Фивег М.П., Коновалова Г.М., Банера Н.И. О периодичности седиментации сильвинитовой подзоны Верхнекамского месторождения калийных солей / Мат-лы Всесоюз. науч.-техн. конф. молодых геологов. Л.: Химия, 1969. С. 190.

Константинова С.А., Мараков В.Е., Аникин Н.Ф., Копнин В.И., Кузнецов Н.В. Эндеогенные, экзогенные и техногенные процессы на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 108–112.

Копнин В.И. Верхнекамское месторождение калийных, калийно-магниевых и каменных солей и природных рассолов // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 10–43.

Копнин В.И. Взаимодействие литогенетических и тектонических процессов в истории формирования Верхнекамского месторождения калийных солей / Минеральные ресурсы Западного Урала и их народнохозяйственное значение: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь: Дом техники НТО, 1983. Ч. 1. С. 12–13.

Копнин В.И. Внутренняя тектоника продуктивной толщи на ВКМКС как тектонотип кондиагенетической складчатости горизонтального сжатия / Конкурс грантов по фундамент. иссл. в обл. геологии, методов поисков и разведки месторожд. полез. ископ.: реф. лучших науч. разработок. М., 1994. С. 13–14.

Копнин В.И. Геологическое строение Верхнекамского месторождения / Технологические схемы механизированной очистной выемки калийных пластов Верхнекамского месторождения: тр. УФ ВНИИГ. Пермь: Пермск. кн. изд-во, 1979. С. 6–16.

Копнин В.И. Закономерности формирования Верхнекамского месторождения солей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1966. 26 с.

Копнин В.И. История формирования тектонического строения Соликамской впадины и Верхнекамского месторождения калийных солей / Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: мат-лы Междунар. конф. «Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей». Пермь, 2001. С. 26–35.

Копнин В.И. К вопросу о длительности образования сильвинитового пласта Красный II на Верхнекамском месторождении // Геология Урала и Приуралья: тр. Пермск. ПИ. Пермь, 1969. Вып. 48. С. 138–145.

Копнин В.И. Калийный рудогенез и рудный этап складкообразования на Верхнекамском месторождении калийных солей / Седиментогенез и литогенез осадочных образований: тез. докл. Уральского литолог. сов-я. Екатеринбург, 1996. С. 144–145.

Копнин В.И. Кондиагенетические складки течения на месторождениях калийных солей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. № 2. С. 49–59.

Копнин В.И. Морфология и генезис соляной тектоники в Соликамской впадине Предуральяского прогиба / Тез. докл. II межвед. симпоз. Чернигов, 1966. С. 70–71.

Копнин В.И. Некоторые особенности внутреннего строения соляных структур в Соликамской впадине Предуральяского прогиба / Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Саратов. ун-т, 1978. С. 128–130.

Копнин В.И. Некоторые особенности соляного карста в районе Верхнекамского месторождения // Тр. ин-та геологии УФ АН СССР. 1964. Вып. 69. С. 161–167.

Копнин В.И. О генезисе некоторых структур на Верхнекамском месторождении солей // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151, № 4. С. 915–918.

Копнин В.И. О методике палеотектонического анализа соленосных толщ на примере Верхнекамской галогенной формации // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 72. С. 82–91.

Копнин В.И. О площадном распределении хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149, № 2. С. 416–419.

Копнин В.И. О распределении постоянных компонентов в соляных отложениях Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1966. № 6. С. 715–725.

Копнин В.И. О соленосности пород верхнего кунгура в районе Верхнекамского месторождения солей // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, № 5. С. 1123–1125.

Копнин В.И. О соотношении темпов седиментации и погружения при формировании соленосных толщ / Геологические особенности солянокупольных регионов и методика поисков и разведки солянокупольных структур в связи с нефтегазодобываемостью: тез. докл. II межвед. симпоз. Чернигов, 1966. С. 16–17.

Копнин В.И. Опыт изучения слоистости соляных отложений на Верхнекамском месторождении калийных солей / Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Саратов. ун-т, 1978. С. 143–145.

Копнин В.И. Сезонно-периодическая слоистость соляных пород Верхнекамского месторождения / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. ст. Пермь, Пермск. ун-т, 2000. С. 136–139.

Копнин В.И. Современный галокинез и связанные с ним процессы и их роль в формировании геодинамической обстановки на Верхнекамском месторождении / Мониторинг геологической среды на объектах горнодобывающей промышленности: тез. докл. 1-го Всерос. сов-я. Березники, 1999. С. 80–81.

Копнин В.И. Соликамский калиеносный бассейн / Пермская система земного шара. Путеводитель геологических экскурсий: тез. докл. Междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. Ч. 3. С. 103–135.

Копнин В.И. Соляная тектоника в Соликамской впадине и условия ее формирования / Геология месторождений полезных ископаемых. Пермь: ПГТУ, 1997. С. 39–48.

Копнин В.И. Соляная тектоника, галокинез и кондиагенетическая складчатость на примере Верхнекамского месторождения калийных солей / Современные проблемы геологии Западного Урала: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1995. С. 14–16.

Копнин В.И. Солянокупольная тектоника в Соликамской впадине и формы ее проявления / Моделирование геологических систем и процессов. Пермь: Пермск. ун-т, 1996. С. 134–136.

Копнин В.И. Строение водозащитной толщи Верхнекамского месторождения и вопросы ее формирования / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 56–65.

Копнин В.И. Строение водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 6–8.

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.

Копнин В.И. Строение и закономерности формирования морских хлоридных калиеносных ассоциаций: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1988. 33 с.

Копнин В.И. Структурно-тектонические условия газодинамических явлений на ВКМКС / Проблемы техногенного изменения геологиче-

ской среды и охраны недр в горнодобывающих регионах: тез. докл. рег. сов-я. Пермь, 1991. С. 140–142.

Копнин В.И. Тектоника Верхнекамского месторождения калийных солей и условия складкообразования / Пермская система земного шара. Путеводитель геологических экскурсий: тез. докл. Междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 199.

Копнин В.И. Тектоника Верхнекамского месторождения калийных солей: строение, этапы и современный галокинез / Калийные соли Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы: тез. докл. Междунар. науч.-практич. конф., посвященной 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей в Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 49–51.

Копнин В.И. Тектоника и история формирования Соликамской впадины и Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 115–118.

Копнин В.И. Тектоника и этапы складкообразования на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 65–66.

Копнин В.И. Тектоническая модель Соликамской впадины в истории развития Предуральяского краевого прогиба / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь, 2000. С. 104–107.

Копнин В.И. Условия развития соляной тектоники в Соликамской депрессии // Тр. ВНИГНИ. 1965. Вып. 46. С. 121–129.

Копнин В.И. Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуральяского прогиба // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып. 118. С. 221–238.

Копнин В.И. Этапы и условия складкообразования на Верхнекамском месторождении калийных солей // Геотектоника. 1983. № 6. С. 46–59.

Копнин В.И., Бельтюков Г.В., Бабушкина Н.П. О соляном зеркале в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы гидрогеологии и карста: тез. докл. науч.-техн. семинара. Пермь, 1984. Ч. 1. С. 56–57.

Копнин В.И., Васкецова Е., Пятунин С. Строение складок в вендских отложениях р. Чусовой и в калиеносных солях Верхнекамского месторождения калийных солей / Комплексное освоение недр Западного Урала: тез. докл. обл. науч.-техн. конф. студентов по результ. иссл. работ 1987 г. Пермь: Пермск. ун-т, 1988. С. 11.

Копнин В.И., Зуева А.С. К вопросу корреляции иренских отложений Соликамской впадины / Тез. докл. сов-я по нижнепермским отложениям. Пермь, 1974. С. 50–52.

Копнин В.И., Зуева А.С. К вопросу о границе между соликамским и иренским горизонтами Верхнекамского калийного месторождения // Геология и полезные ископаемые Среднего Урала: тр. Пермск. ПИ. Пермь, 1974. Сб. 142. С. 65–71.

Копнин В.И., Зуева А.С., Курочкин В.С., Хурсик В.З. Строение и корреляция галогенных отложений Соликамской впадины и прилегающих территорий / Осадочные породы и руды. Киев: Наукова думка, 1978. С. 185–193.

Копнин В.И., Константинова С.А. Геологическая ситуация в юго-восточной части первого Березниковского калийного рудника: соотношение тектонических, экзогенных и техногенных процессов / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь, 2000. С. 101–104.

Копнин В.И., Коротаев М.А. Изменение слоистости и петрографического состава солей в южной части Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 71. С. 15–18.

Копнин В.И., Коротаев М.А. Стратиграфия соляной толщ Верхнекамского месторождения калийных солей / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 44–45.

Копнин В.И., Коротаев М.А. Стратификация соляной толщ Верхнекамского месторождения калийных солей / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 79–94.

Копнин В.И., Кухарчук А.К. Детальное строение сильвинитового пласта Красный II в южной части Верхнекамского месторождения / Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980. С. 32–44.

Копнин В.И., Леденцов Л.А. О влиянии соляной складчатости на распределение хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения // Тр. ПермНИУИ. Сб. 4. Пермь, 1962. С. 24–29.

Копнин В.И., Леденцов Л.А. Опробование сильвинитовых руд по минералогическому составу: Техн. информ. Пермского совнархоза. Сер: Химич. промышленность. Пермь, 1962. № 11. 3 с.

Копнин В.И., Маврина Н.В. Строение и взаимоотношение галитов и тектонических дислокаций в южной части Верхнекамского месторождения / Тез. докл. XXVII науч.-техн. конф. Пермск. ПИ по результатам науч.-иссл. работ, выполненных в 1988-1990 гг. Пермь, 1991. С. 25.

Копнин В.И., Молоштанова Н.Е. К вопросу о минеральном составе сильвинитовых руд Верхнекамского месторождения // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1980. Вып. 439. С. 45–47.

Копнин В.И., Наборщиков В.П. К условиям формирования Дуринского эрозионно-компенсационного прогиба Соликамской впадины // Тр. Пермск. ПИ. 1966. Сб. 20. С. 269–280.

Копнин В.И., Оборин А.А., Шишкин М.А. Роль терригенных кос и глинисто-ангидритовых валов на процессы галогенеза в Уфимско-Соликамской впадине / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 134–138.

Копнин В.И., Оборин В.В., Харитонов Т.В. Неотектоника и галокинез в Соликамском Предуралье / Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: мат-лы рег. науч. конф. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1998. С. 28–29.

Копнин В.И., Пшеничников А.Г. Газоносность складчатых структур отслоения эоны рабочих пластов КрII и АБ на Верхнекамских рудниках / Вопросы совершенствования методов поисков, разведки и разработки нефтяных месторождений Пермского Прикамья: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь, 1984. С. 7–8.

Копнин В.И., Пшеничников А.Г. Структурно-тектонические условия газодинамических явлений на Березниковских калийных рудниках и вопросы прогнозирования выбросоопасных зон / Разработка калийных месторождений. Пермь: Пермск. кн. изд-во, 1984. С. 96–99.

Копнин В.И., Пшеничников А.Г. Тектоника и условия складкообразования зоны рабочих пластов на Верхнекамском месторождении калийных солей / Минеральные ресурсы Западного Урала и их народнохозяйственное значение: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь, 1983. Ч. 1. С. 47–49.

Копнин В.И., Раевский В.И., Леденцов Л.А. Плотность разведочной сети в стадии детальной разведки Верхнекамского месторождения // Тр. ПермНИУИ. 1962. Сб. 4. С. 30–39.

Кореньевский С.М. Соляной карст как фактор образования некоторых долин Верхнекамской впадины // Мат-лы к изучению соляных месторождений и минеральных вод. Л.: ВНИИГ, 1955. Вып. 30. С. 253–257.

Корочкина Е.О. К вопросу о вариациях названия Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы науч.-практ. конф. Пермь, 2010. С. 101–102.

Корочкина Е.О. Характер и формы нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского месторождения / Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. Т. 2. С. 127–130.

Корочкина Е.О., Молоштанова Н.Е., Корочкина О.Ф. К вопросу о характере и формах нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2004. Вып. 6. С. 287–291.

Корочкина Е.О., Молоштанова Н.Е., Корочкина О.Ф. Формы нахождения сульфидов железа в отложениях Верхнекамского

месторождения / Синтез знаний в естественных науках. Рудник будущего: проекты, технологии, оборудование: материалы Междунар. науч. конф. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 2011. С. 148–153.

Корочкина О.Ф., Кудряшов А.И. О деформации соляной толщи в Тверитинской мульде Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы техногенного изменения геологической среды и охраны недр в горнодобывающих регионах. Пермь: ГИ УрО РАН, 1991. С. 139–140.

Корочкина О.Ф., Кудряшов А.И. Системы трещин в соляной толще Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: мат-лы III рег. сов-я. Пермь: УФ ВНИИГ, 1991. С. 16–24.

Котельников А.Н. Геологическое строение участка в районе провала Березниковского калийного рудника / Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: тез. докл. Пермь: Пермский Дом науки и техники, 1990. С. 51–52.

Котельников А.Н., Минькевич И.И. Гидрогеологические условия формирования провала на шахтном поле БКРУ-3 / Катастрофы и аварии на закарстованных территориях. Пермь: Пермский Дом науки и техники, 1990. С. 49–50.

Красюк Н.Ф. Исследование газоносности солевых пород и ее роли во внезапных выбросах: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Л., 1975. 19 с.

Кропачев А.М., Кропачева Т.С. К изоморфизму рубидия в сильвине и карналлите из Верхнекамского месторождения // Вест. ЛГУ. Сер. геол.-геогр. 1967. № 6, вып. 1. С. 94–96.

Кропачев А.М., Кропачева Т.С., Раевский В.И. Особенности распределения акцессорного лития в соляных отложениях Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56. С. 12–18.

Кропачев А.М., Кропачева Т.С., Хурсик В.З. Малые (акцессорные) элементы в галититах Соликамской и Юрезано-Сьльвинской депрессий // Сов. геология. 1965. № 8. С. 157–159.

Кропачев А.М., Молоштанова Н.Е. Марганец и титан в солях Верхнекамского месторождения / Минералогия и геохимия полезных ископаемых Западного Урала. Пермь: Пермск. ун-т, 1987. С. 77–89.

Кропачев А.М., Раевский В.И. Особенности распределения рубидия в отложениях солей Предуральского прогиба // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 282–284.

Кудряшов А.И. Бром / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 187.

Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.

Кудряшов А.И. Геолого-геохимический анализ строения Верхнекамского калийного месторожде-

ния и его районирование в целях эксплуатации: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1977. 19 с.

Кудряшов А.И. Закономерности распространения гипергенных сильвинитов на Верхнекамском месторождении солей / Кунгурская Ледяная пещера. 300 лет научной и туристической деятельности: мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. Кунгур: ГИ УрО РАН, 2003. С. 349–353.

Кудряшов А.И. К методике изучения палеогеографических условий формирования соляных толщ (на примере Верхнекамского месторождения) / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. 2-го Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 149–150.

Кудряшов А.И. Калийные соли / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 190–194.

Кудряшов А.И. Каменная соль / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 194–196.

Кудряшов А.И. Краткая минералого-петрографическая характеристика соляных пород / Барях А.А., Константинова С.А., Асанов В.А. Деформирование соляных пород. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 6–9.

Кудряшов А.И. Магний / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 175–176.

Кудряшов А.И. Математический метод расшифровки природных связей компонентов калийных солей на примере Верхнекамского месторождения / Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Сарат. ун-т, 1978. С. 161–163.

Кудряшов А.И. Методика регионального прогнозирования интенсивности внутрисоляной складчатости на Верхнекамском калийном месторождении / Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1979. С. 9–14.

Кудряшов А.И. Миграции флюидов внутри галогенных формаций — основной фактор метасоматоза калийных солей / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: мат-лы Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Екатеринбург: ГИ УрО РАН, 1997. С. 81–86.

Кудряшов А.И. Определение глубины Верхнекамского солеродного бассейна / Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 107–108.

Кудряшов А.И. Определение глубины Верхнекамского солеродного бассейна / Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 217–220.

Кудряшов А.И. Основные задачи геологии в решении проблемы водозащитной толщи Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы

комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов.-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 3–4.

Кудряшов А.И. Основные проблемы генезиса Верхнекамского месторождения солей / Проблемы комплексного мониторинга на месторождениях полезных ископаемых: мат.-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2002. С. 3–6.

Кудряшов А.И. Основные черты геологического строения Верхнекамского калийного месторождения / Повышение эффективности разработки Верхнекамского калийного бассейна. Пермь: Пермск. кн. изд., 1986. С. 6–20.

Кудряшов А.И. Роль подземных вод в формировании калийной залежи Верхнекамского месторождения // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1975. Вып. 7. С. 66–76.

Кудряшов А.И. Рубидий / Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Пермь: Книжная площадь, 2006. С. 179.

Кудряшов А.И. Флюидогеодинамика и горно-геологические условия разработки Верхнекамского месторождения калийных солей / Комплексное освоение недр Западного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 3–7.

Кудряшов А.И. Флюидогеодинамика и эпигенез калийных залежей (на примере Верхнекамского месторождения): автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1994. 39 с.

Кудряшов А.И., Андрейко С.С. О природе очагов внезапных выбросов соли и газа // Изв. вузов. Горный журнал. 1986. № 2. С. 10–13.

Кудряшов А.И., Андрейко С.С. Физико-геологический механизм образования очагов газодинамических явлений в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов.-я. Соликамск, 2000. С. 126–129.

Кудряшов А.И., Базанова О.В. Методика прогнозирования участков развития соляных пород пониженной прочности / Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1982. С. 82–86.

Кудряшов А.И., Барях А.А., Новоселицкий В.М. Новые проблемы геологического обеспечения безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: тез. докл. Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Пермь, 1995. С. 85–86.

Кудряшов А.И., Васюков В.Е. О структуре подошвы соляной толщи в пределах Чашкинского месторождения нефти / Мат.-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. С. 278–280.

Кудряшов А.И., Васюков В.Е. Особенности

строения, состава и свойств соляной толщи в районе развития трещин скола (восток шахтного поля СКПРУ-3) / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат.-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2004. С. 5–7.

Кудряшов А.И., Васюков В.Е., Фон-дер-Флаасс Г.С. и др. Разрывная тектоника Верхнекамского месторождения солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2004. 194 с.

Кудряшов А.И., Горбунов С.Г. Использование природных связей в целях прогнозирования качества каменной соли промышленной зоны Верхнекамского месторождения / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф., Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. С. 124–125.

Кудряшов А.И., Корочкина О.Ф., Скрыбина Н.Е., Харитонов Т.В. Редкие породы соляной толщи Верхнекамского месторождения / Пермская система земного шара: тез. докл. Междунар. конгр. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 163.

Кудряшов А.И., Кузнецов Н.В. Основные задачи геологии в решении проблемы водозащитной толщи Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат.-лы II рег. сов.-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 15–22.

Кудряшов А.И., Молоштанов В.А. Геологическое строение Боровицкого прогиба в связи с перспективами разработки северной части Верхнекамского месторождения солей / Проблемы геотехнологии и недроведения: докл. Междунар. конф. Екатеринбург, 1998. С. 257–262.

Кудряшов А.И., Молоштанов В.А. Роль глубинного карста в формировании широтных структур Верхнекамского месторождения солей // Вестник Пермского ун-та. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. Вып. 3. Геология. С. 207–216.

Кудряшов А.И., Молоштанов В.А., Васюков В.Е. О влиянии структур подсолевого ложа на эпигенез пермских отложений Верхнекамского месторождения / Мат.-лы научн. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 1999 г. Пермь, 2000. С. 129–134.

Кудряшов А.И., Молоштанов В.А., Морошкина Ю.Н. Еще раз о природе слоистости каменной соли Верхнекамского месторождения / Моделирование геологических систем и процессов. Пермь: Пермский ун-т, 1996. С. 136–139.

Кудряшов А.И., Молоштанова Н.Е. Состав и ритмичность строения пачки галит-ангидритовых и глинисто-доломитовых прослоев («книжечки») пласта КрI-КрII Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. 2-го Всесоюз. солевого сов.-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 151–153.

Кудряшов А.И., Молоштанова Н.Е. Состав и ритмичность строения пачки галит-ангидритовых и глинисто-доломитовых прослоев («книжечки») пласта КрI-КрII Верхнекамского месторождения / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 106–110.

Кудряшов А.И., Морошкина Ю.Н. Маркирующие горизонты подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат.-лы рег. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1997. С. 115–117.

Кудряшов А.И., Морошкина Ю.Н. Стратификация верхней пачки подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения / Проблемы геотехнологии и недроведения (Мельниковские чтения): докл. Междунар. конф. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 1998. Т. 3. С. 248–253.

Кудряшов А.И., Морошкина Ю.Н., Васюков В.Е. Провалы района пос. Нов. Зырянка – геодинамика или техногенез? / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф., Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. С. 127–129.

Кудряшов А.И., Морошкина Ю.Н., Одинцова Т.А., Норина Н.В., Дудырев И.Н. Некоторые свойства галита Верхнекамского месторождения каменной соли / Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды: мат.-лы Междунар. науч.-практич. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1997. С. 102–104.

Кудряшов А.И., Мягков В.Ф. Пространственные соотношения морфоструктурных и геохимических полей сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 120–126.

Кудряшов А.И., Мягков В.Ф. Сопоставление разведочных и эксплуатационных данных в пределах шахтных полей Верхнекамского месторождения // Калийная промышленность: реф. сб. № 2. М.: НИИТЭХИМ, 1977. С. 17–18.

Кудряшов А.И., Одинцова Т.А., Николаев А.С. Генезис нефтепроявлений в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых соленосных бассейнов: тез. V Междунар. Всерос. солевого сов.-я. СПб.: РАН, 1994. С. 71–72.

Кудряшов А.И., Одинцова Т.А., Николаев А.С. Генезис нефтепроявлений в солях Верхнекамского месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 56–60.

Кудряшов А.И., Сметанников А.Ф. Au, Ag и Pt-металлы в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: мат.-лы рег. научн. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1998. С. 31–33.

Кудряшов А.И., Сметанников А.Ф. Научные и практические аспекты геохимии элементов-примесей солей Верхнекамского месторождения /

Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов: тез. докл. Междунар. конф. Пермь, 2001. С. 28–31.

Кудряшов А.И., Сметанников А.Ф. Содержание и распределение благородных металлов в маркирующей глине Верхнекамского месторождения солей // Геохимия. 1999. № 6. С. 669–672.

Кудряшов А.И., Сметанников А.Ф., Седых И.М. Тяжелые металлы в калийных рудах Верхнекамского месторождения / Калийные соли Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы: тез. докл. Междунар. науч.-практич. конф., посвященной 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей в Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 78–80.

Кудряшов А.И., Сметанников А.Ф., Седых И.М. Тяжелые металлы в каменной соли Верхнекамского месторождения / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф., Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. С. 129–130.

Кудряшов А.И., Сунцев А.С. О природе галитовых тел продуктивных пластов Верхнекамского месторождения / Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермск. Дом науки и техники, 1991. С. 17–18.

Кудряшов А.И., Тупицын И.С. Разведанность Верхнекамского месторождения и выбор шахтных полей / Повышение эффективности разработки Верхнекамского калийного бассейна. Пермь: Пермск. кн. изд-во. 1986. С. 37–45.

Кудряшов А.И., Чайковский И.И. Морфология и генезис пирротина Верхнекамского месторождения / Моделирование геологических систем и процессов. Пермь: Пермск. ун-т, 1996. С. 139–142.

Кудряшов А.И., Чернышев Н.И. О роли эолового осадконакопления в формировании пермских пород Приуралья // Уч. зап. Пермск. ГУ. 1976. № 318. С. 84–89.

Кудряшов А.И., Шестакова М.И., Лужецкая Н.В., Плотников Ю.А., Бессонова Н.В. Некоторые особенности строения пласта «Б» на Втором Березниковском руднике / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов.-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 124–125.

Кудряшов А.И., Шмагина Е.Б. Оценка агрессивности растворов различного генезиса в условиях Верхнекамского месторождения // Калийная промышленность: реф. сб. № 3. М.: НИИТЭХИМ, 1977. С. 11–12.

Кудряшов А.И., Шурубор Ю.В. Факторный анализ данных о составе и мощности карналлитового пласта «В» Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов.-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 123–124.

Кудряшов А.И., Шурубор Ю.В. Факторный анализ данных о составе и мощности пласта «В» Верхнекамского месторождения / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991. С. 110–115.

Кузнецов А.М., Бельтюков Г.В., Кузнецов В.А. Межсолевые рассолы Верхнекамского месторождения калийных солей // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1971. Вып. 4. С. 137–143.

Кузнецов Н.В. Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых соленых бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 74.

Ладынина И.Н., Аношин Г.Н. Некоторые закономерности распределения рубидия, таллия и брома в процессе формирования месторождений калийных солей // Геология и геофизика. 1962. № 3. С. 64–74.

Лаптев Б.В. Газоносность соляных пород / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках Верхнекамского калийного месторождения. М.: Недра, 1992. С. 25–32.

Лаптев Б.В., Комиссарова В.К., Азанова Н.С. Выявление газонасыщенных зон в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 6. С. 77–82.

Лаптев Б.В., Механические свойства и газоносность пород средней части Верхнекамского калийного месторождения / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках ОАО «Сильвинит». Новосибирск: Наука, 2011. С. 24–37.

Лаптев Б.В., Тупицын И.С. Прогноз выбросоопасности калийных пород при подготовке выемочных полей // Шахтное строительство. 1990. № 4. С. 9–10.

Лебедев Л.А., Денисов М.И. О степени достоверности результатов геолого-разведочных работ // Тр. ПермНИУИ. 1963. Сб. № 5. С. 24–30.

Левина Л.П., Коурова Т.С. Исследование связи между плотностью и химическим составом Верхнекамских сильвинитовых руд в массиве / Разработка соляных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1982. С. 20–24.

Левина Л.П., Коурова Т.С., Старостин Ю.Н. Установление количественных зависимостей между слоем и пластом по содержанию компонентов в сильвинитовых рудах Верхнекамского месторождения / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1983. С. 36–39.

Левина Л.П., Коурова Т.С., Старостин Ю.Н., Парфенов В.Б. Аналитическое определение средней мощности сильвинитовых пластов при очистной выемке на рудниках Верхнекамского месторождения / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1980. С. 36–41.

Левицкий Ю.А. Результаты комплексного изучения ландшафта Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 14–15.

Леденцов Л.А. О мощности междупластий рабочих пластов на Верхнекамском месторождении калийных солей // Тр. ПермНИУИ. 1965. Сб. VII. С. 15–20.

Леденцов Л.А. Устойчивость рабочих пластов по мощности и содержанию основного компонента на Верхнекамском месторождении калийных солей // Тр. ПермНИУИ. 1964. Сб. VI. С. 27–32.

Липницкий В.К. О гидрогеологической структуре разреза соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения // Калийная промышленность. М.: НИИТЭХИМ, 1981. Вып. 3. С. 17–20.

Липницкий В.К., Бахтин В.В. Инженерно-геологические свойства пород соляно-мергельной толщи в связи с их гипергенными преобразованиями и перспективами разработки Верхнекамского месторождения / Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1982. С. 92–105.

Липницкий В.К., Бахтин В.В., Толкачев М.Д. О структуре трещинно-порового пространства пород соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения // Калийная промышленность. М.: НИИТЭХИМ, 1982. Вып. 3. С. 14–16.

Липницкий В.К., Бахтин В.В., Шарипова Е.Ю. Некоторые аспекты постседиментационного преобразования пород Верхнекамского калийного бассейна / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 92–93.

Липницкий В.К., Данилова Н.В., Бахтин В.В. Водно-физические свойства пород соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения // Калийная промышленность. М.: НИИТЭХИМ, 1981. Вып. 4. С. 1–5.

Липницкий В.К., Парфенов А.П. О гидрогеологическом строении Верхнекамского месторождения калийных солей и его влиянии на продолжительность и стоимость сооружения шахтных стволов // Шахтное строительство. 1981. № 12. С. 12–13.

Лунев Б.С., Копнин В.И. Генезис некоторых форм рельефа Прикамья // Изв. Всесоюз. геогр. общ-ва. 1964. Т. 96, вып. 6. С. 517–519.

Лукин П.И. О генетической связи соляных и нефтеносных погребенных структур Приуралья // Тр. ИГН АН СССР. М., 1941. Вып. 60, № 18. 33 с.

Лупинович Ю.И., Кислик В.З., Зеленцов И.И., Вишневецкий В.Н. Происхождение гематитовых прослоев в надсоляных толщах калийных месторождений // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 6. С. 86–97.

Маликова И.Н. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1966. 24 с.

Маликова И.Н. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск: Наука, 1967. 150 с.

Маловичко Д.А. Особенности скоростного строения соляного массива Верхнекамского месторождения калийных солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы регион. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1997. С. 117–118.

Маловичко А.А., Санфилов И.А. Особенности строения пермских отложений Верхнекамского месторождения калийных солей по данным сейсмических и акустических исследований / Пермская система земного шара: тез. докл. Междунар. конгр. Свердловск: УрО РАН, 1991. С. 251.

Мартьянова М.А., Егоров Ю.М., Бондаренко С.Н., Кобецакая И.М. Изучение ионно-солевого комплекса пород как один из методов прогнозирования гидрогеохимического разреза (на примере надсолевой толщи Верхнекамского месторождения калийных солей) / Гидрогеология и гидрогеохимия. Л.: ЛГУ, 1976. С. 75–82.

Медведев И.И., Полянина Г.Д. Газовыделения на калийных рудниках. М.: Недра, 1974. 168 с.

Медведев И.И., Софронов А.В. Особенности газопроявлений на Соликамском калийном руднике / Пути повышения производственной культуры, улучшения техники безопасности и охраны труда на химических предприятиях. Пермь: ЦБТИ, 1962. С. 41–42.

Мелкова Н.В. К петрографии зоны калийно-магниевого солей Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 54. С. 80–107.

Мелкова Н.В. Петрографическая характеристика пород переходной толщи южной части Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 68. С. 15–22.

Мигунов Л.В. Вопросы литологии и стратиграфии Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 1. С. 136–141.

Мигунов Л.В. Вопросы тектонического развития Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных // Геотектоника. 1992. № 2. С. 124–126.

Мигунов Л.В. Гидрогеологические границы в отложениях надсолевых комплексов Верхнекамского и Нурекского месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1986. № 8. С. 116–123.

Мигунов Л.В. Гидрогеологические структуры в отложениях надсолевых комплексов Верхнекамского и Нурекского районов // Доклады АН. 1993. Т. 133, № 2. С. 235–237.

Мигунов Л.В. Гидрогеологическое строение надкалиеносных отложений Верхнекамского ме-

сторождения / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 11–12.

Мигунов Л.В. Гидрогеологическое строение надкалиеносных отложений Верхнекамского месторождения / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 81–86.

Мигунов Л.В. Гидрогеохимические критерии оценки знака современных движений // Советская геология. 1990. № 7. С. 110–112.

Мигунов Л.В. Инфильтрационная минеральная зональность надсолевых толщ / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых соленых бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 83.

Мигунов Л.В. Новые сведения по геологии и гидрогеологии Верхнекамского района // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 106–117.

Мигунов Л.В. О гидрогеологическом расчленении пермских надсоляных отложений Соликамского района / Вопросы гидрогеологии. М.: МГУ, 1977. С. 182–190.

Мигунов Л.В. О зональности минерального заполнения трещин в надсолевом комплексе Верхнекамского района // Сов. геология. 1984. № 10. С. 107–108.

Мигунов Л.В. О карстогенных породах в разрезе кунгурского яруса Соликамского района // Вест. МГУ. Сер. геологич. 1976. № 9. С. 114–117.

Мигунов Л.В. О куполовидном залегании минеральных новообразований и минерализованных подземных вод в долинах рек Камы и Вахша // Вест. МГУ. Сер. геологич. 1975. № 1. С. 82–86.

Мигунов Л.В. О принципах гидрогеологического расчленения геологических разрезов Соликамского и Нурекского районов / Тез. докл. 4-го науч.-техн. сов-я ин-та «Гидропроект». М., 1978.

Мигунов Л.В. О содержании понятий «соляное зеркало» и «зеркало гипса» (на примере Соликамского района) // Сов. геология. 1977. № 2. С. 144–150.

Мигунов Л.В. Об использовании вертикальной зональности минеральных новообразований для гидрогеологической стратификации районов с широким развитием галогенных пород // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 1. С. 210–212.

Мигунов Л.В. Поисковые критерии промышленных хлоридных натриевых рассолов Верхнекамского района // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 2. С. 120–122.

Мигунов Л.В. Формирование гидрогеохимических условий пермских отложений центральной части Соликамской впадины (в связи с проектированием Верхнекамской ГЭС): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1977. 27 с.

Мигунов Л.В. Формирование химического состава подземных вод и инфильтрационной минеральной зональности надсолевой толщи в Верхнекамском районе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 4. С. 110–120.

Михайлов Г.К., Тюрина И.М., Бирин Г.М. Стронций в подземных водах подсолевых палеозойских отложений Соликамской депрессии / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь, 2000. С. 226–228.

Мишин Г.Т. О природе радиоактивности калийных солей Верхнекамского и Старобинского месторождений // Тр. ВНИИГ. 1971. Вып. 55. С. 10–15.

Молоштанов В.А. Влияние процессов формирования структур Дуринской площади на горно-геологические условия разработки запасов калийных солей / Горные науки на рубеже XXI века: тез. докл. Междунар. конф. Пермь, 1997. С. 130–131.

Молоштанов В.А. Влияние процессов формирования структур Дуринской площади на горно-геологические условия разработки запасов калийных солей / Горные науки на рубеже XXI века: мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 283–287.

Молоштанов В.А. Механизмы формирования структур Дуринской площади Верхнекамского месторождения / Комплексное освоение недр Западного Урала: мат-лы. науч. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 1998. С. 60–63.

Молоштанов В.А. Об особенностях геологического строения Боровицкого прогиба / Геология Западного Урала на пороге XXI века: мат-лы. рег. конф. Пермь, 1999. С. 21–22.

Молоштанов В.А. Об особенностях разреза надсолевой толщи в широтных прогибах Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1997. С. 111–113.

Молоштанов В.А., Колесников В.П. Геологическое строение Дуринской площади (по данным геофизики) / Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: мат-лы рег. науч. конф. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1998. С. 194–195.

Молоштанов В.А., Кудряшов А.И. Модель строения Дуринской площади Верхнекамского месторождения солей / Моделирование геологических систем и процессов: мат-лы рег. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1996. С. 132–134.

Молоштанова Н.Е. Выявление условий солевого накопления по типоморфизму сильвина / Методы геологических исследований: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь: Дом техники НТО, 1984. С. 20–21.

Молоштанова Н.Е. Геологические условия осадконакопления сильвинитов Верхнекамского месторождения: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1988. 17 с.

Молоштанова Н.Е. Исследования зон замещения на Верхнекамском месторождении / Геологические

исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермск. Дом науки и техники, 1991. С. 16–17.

Молоштанова Н.Е. К вопросу о взаимосвязи текстурно-структурных и геохимических особенностей сильвинитов Верхнекамского месторождения / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 97–99.

Молоштанова Н.Е. К вопросу о взаимосвязи текстурно-структурных и геохимических особенностей сильвинитов Верхнекамского месторождения / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 122–132.

Молоштанова Н.Е. К вопросу о генезисе сильвинитов Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2001. С. 190–196.

Молоштанова Н.Е. К вопросу о температурном режиме формирования сильвинитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2005. Вып. 8. С. 190–194

Молоштанова Н.Е. К вопросу о типоморфных особенностях сильвинитов Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 122–123.

Молоштанова Н.Е. Литогенетические изменения в эвапоритах Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2006. Вып. 9. С. 154–158.

Молоштанова Н.Е. Минералого-петрографическая характеристика соликамских отложений Пермской области / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. научно-техн. конф. Пермь, 2002. С. 43–46.

Молоштанова Н.Е. Минеральный состав нерастворимого остатка галопелитов из «коржей» Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала (мат. юбил. конф.). Пермь, 2011. С. 49–50.

Молоштанова Н.Е. О работе П.Н. Чирвинского «Сильвин и сильвиниты Верхнекамского месторождения» // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Перм. ун-т, 2005. Вып. 7. С. 25–26.

Молоштанова Н.Е. Типоморфизм сильвинитов Верхнекамского месторождения / Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1991. С. 102–108.

Молоштанова Н.Е. Характеристика коржей над продуктивными пластами Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. статей по мат-лам рег. научно-практич. конф. Пермь: Перм. ун-т, 2006. С. 12–13.

Молоштанова Н.Е., Беяева Г.Л. Результаты литолого-петрографических и технологических исследований продуктивных пластов на шахтном поле СКРУ-3 Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь, 2000. С. 107–109.

Молоштанова Н.Е., Булатов Ю.В. Литолого-фациальный анализ сильвинитового пласта Кр. II на южной части Верхнекамского месторождения / Новые методы поисков, разведки и анализа месторождений полезных ископаемых в связи с комплексным изучением недр Западного Урала: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь: Дом техники НТО, 1987. С. 11–12.

Молоштанова Н.Е., Гаранина Л.В., Поляковский В.Я. Вещественный состав коржей над продуктивными пластами Верхнекамского месторождения как показатель условий солевого накопления // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2008. Вып. 11. С. 107–111.

Молоштанова Н.Е., Корочкина Е.О. Комплексное исследование вещественного состава коржей над продуктивными пластами Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2007. Вып. 10. С. 302–305.

Молоштанова Н.Е., Корочкина Е.О. Особенности разновидностей сильвинитов Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2009. Вып. 12. С. 263–267.

Молоштанова Н.Е., Корочкина Е.О. Характеристика коржей над продуктивными пластами Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. науч.-практич. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 2006. С. 12–13.

Молоштанова Н.Е., Кропачев А.М. Модель формирования сильвинитов Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. научн.-практ. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 2008. С. 122–128.

Молоштанова Н.Е., Кропачев А.М., Беяева Г.Л. Закономерности распределения брома и рубидия в сильвинитах Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 158–161.

Молоштанова Н.Е., Кудряшов А.И., Скрябина Н.Е. Формы нахождения сульфидов железа в отло-

жениях Верхнекамского месторождения / Геология и минеральные ресурсы Западного Урала: тез. докл. науч. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1993. С. 43.

Молоштанова Н.Е., Кунц Н.А. О расслоении рапы в солеродном бассейне при формировании сильвинитов и карналлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2012.

Молоштанова Н.Е., Самбук Е.С. Исследование зон замещения геохимическими методами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2002. Вып. 4. С. 190–195.

Молоштанова Н.Е., Самбук Е.С. Минералого-петрографические исследования зон замещения на Верхнекамском месторождении калийных солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2003. Вып. 5. С. 123–128.

Молоштанова Н.Е., Устькачкинцева Ю.Л. Минеральный состав легкой фракции галопелитов Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2001. С. 25–26.

Морачевский А.Г. Калийные соли Верхнекамского месторождения // Журнал прикладной химии. СПб.: Гос. тех. ун-т, 1977. Т. 70, вып. 11. С. 1931–1933.

Морачевский Ю.В. Акцессорные элементы и нерастворимые остатки соликамского карналлита / Соликамские карналлиты. М.; Л.: ОНТИ НКТП, 1935. С. 13–21.

Морачевский Ю.В. Газы ископаемых солей // Бюл. Ин-та галургии. 1938. Вып. 5. С. 1–14.

Морачевский Ю.В. Геохимические исследования Верхнекамских соляных залежей // Уч. зап. ЛГУ. Сер. хим. наук. 1940. № 5(54). С. 175–189.

Морачевский Ю.В. Геохимическое изучение Верхнекамского месторождения калийных солей // Калий. 1933. № 7. С. 12–17.

Морачевский Ю.В. О генезисе пестрых сильвинитов // Тр. ВНИИГ. 1948. Вып. XIX. С. 121–143.

Морачевский Ю.В. О химическом составе Соликамских соляных отложений // Изв. ИФХА. 1930. Т. IV, вып. 2. С. 23–34.

Морачевский Ю.В. Предварительная характеристика химического состава Соликамских соляных отложений // Мат-лы по общей и прикладной геологии. 1929. Вып. 125. С. 3–23.

Морачевский Ю.В. Условия отложения осадков в Соликамском бассейне // Бюл. Ин-та галургии. 1940. № 6-7. С. 3–20.

Морачевский Ю.В., Безденежных А.Г., Поленова Т.Б., Тихомирова М.М., Черепенников А.А. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений // Тр. ВНИИГ. Л.: ГОНТИ, 1939. Вып. 17. 88 с.

Морачевский Ю.В., Поленова Т.Б. Бес-сульфатность верхнекамских соляных отложений // Тр. ВНИИГ. 1939. Вып. 17. С. 3–34.

Морачевский Ю.В., Поленова Т.Б. Материалы к познанию толщ пород, покрывающих соль Верхнекамского месторождения // Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин. 1934. Вып. 361. С. 59.

Морачевский Ю.В., Поленова Т.Б. Рассеянные элементы в ископаемых солях // Бюл. Ин-та геологии. 1938. № 3. С. 1–12.

Морачевский Ю.В., Самарцева А.Г., Черепеников А.А. Газоносность толщи калиевых солей Верхнекамского месторождения // Калий. 1937. № 7. С. 24–31.

Морачевский Ю.В., Самарцева А.Г., Черепеников А.А. Разрез толщи калиевых солей Верхнекамского месторождения // Калий. 1937. № 7. С. 23–28.

Морачевский Ю.В., Федорова А.И. Бром в соликамских карналлитах // Вестн. Геол. ком-та. 1937. № 4.

Морачевский Ю.В., Федорова А.И. Результаты опробования на бром средних проб солей Соликамского месторождения // Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин.-я. 1932. Вып. 52. С. 757–772.

Морачевский Ю.В., Черепеников А.А. Газоносность соляной толщи Верхнекамских отложений // Тр. ВИГ. 1939. Вып. 17. С. 32–33.

Мормиль С.И. Геолого-геохимические особенности распределения рассеянных щелочных элементов (цезий, литий, рубидий) в соленосных отложениях, минерализованных водах и продуктах переработки солей Верхнекамского месторождения в Западном Приуралье: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1970. 19 с.

Мормиль С.И. К геохимии цезия в галогенной формации Западного Приуралья // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 62–71.

Мормиль С.И. Рассеянные щелочные элементы в минералах природных солей Верхнекамского соленосного бассейна / Геология месторождений полезных ископаемых Урала и новые методы их изучения: тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. конф. молодых геологов и геофизиков, Свердловск. М., 1974. С. 123–125.

Мормиль С.И., Амосов Л.А. Некоторые особенности распределения цезия в соляных отложениях Западного Предуралья / Мат-лы III Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971. С. 175–176.

Мормиль С.И., Амосов Л.А. Рассеянные щелочные элементы в минералах и продуктах переработки природных солей // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 43–51.

Морозов В.Ю. Характер распространения эпигенетической минерализации в разрезе Верхнекамского месторождения калийных солей // Проблемы минералогии, петрографии и металло-

гении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2006. Вып. 9. С. 143–146.

Морозов Л.Н. К вопросу о происхождении «зон замещения» в калийных пластах Верхнекамского месторождения / Геология полезных ископаемых Урала. Свердловск, 1969. Ч. 2. С. 116–117.

Морозов Л.Н. Некоторые особенности формирования литофаций в краевых зонах калийных бассейнов / Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 96–98.

Морозов Л.Н. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского калийного месторождения / Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые: тез. докл. симпозиум. Киев: Наукова думка, 1971. С. 147–149.

Морозов Л.Н. О знаках ряби в соляной толще Верхнекамского калийного месторождения // Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области: тр. Геол. ин-та. Казань, 1970. № 26. С. 192–195.

Морозов Л.Н. О неправомерности применения термина зоны «замещения» в калийных пластах месторождений // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2005. Вып. 8. С. 194–212.

Морозов Л.Н. О проявлении карстовых процессов на Верхнекамском калийном месторождении / Геология полезных ископаемых Урала. Свердловск, 1969. Ч. 2. С. 118–120.

Морозов Л.Н. О проявлении карстовых процессов на Верхнекамском калийном месторождении / Геология месторождений полезных ископаемых Урала и новые методы их изучения: тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. конф. молодых геологов и геофизиков, Свердловск. М., 1974. С. 118–120.

Морозов Л.Н. Основные генетические разновидности сильвинитов как критерии корреляции калийных горизонтов в хлоридных и сульфатно-хлоридных галогенных формациях / Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980. С. 106–110.

Морозов Л.Н. Палеогеографические условия формирования калийных солей Верхнекамского и Эльтонского месторождений / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 97–101.

Морозов Л.Н. Пестрые сильвиниты и зоны «замещения» (разубоживания) — мелководные фации Верхнекамского бассейна / Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: мат-лы Междунар. конф. «Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей». Пермь, 2001. С. 86–87.

Морозов Л.Н., Бельтюков Г.В. Реконструкция палеокарста на площади Верхнекамского соленосного бассейна // Гидрогеология и карстование. Пермь, 1975. Вып. 7. С. 174–176.

Морозов Л.Н., Третьяков Ю.А. Микростратиграфия зон разубоживания Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. IV Всесоюз. солевого сов.-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 128–129.

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. 121–127.

Морошкина Ю.Н. Геологическая характеристика шахтных полей ОАО «Сильвинит» Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках ОАО «Сильвинит». Новосибирск: Наука, 2011. С. 5–24.

Морошкина Ю.Н. Геологическое строение верхней части подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1999. 20 с.

Морошкина Ю.Н. Латеральная изменчивость разреза верхней части подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения / Горные науки на рубеже XXI века: тез. докл. Междунар. конф. Пермь, 1997. С. 132–133.

Морошкина Ю.Н. Стратиграфия подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения / Комплексное освоение недр Западного Урала: мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 1998. С. 63–66.

Морошкина Ю.Н., Васюков В.Е. Особенности строения северного окончания калийной залежи ВКМС / Мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 2000 г. Пермь, 2001. С. 274–277.

Мохнач М.Ф. О влиянии некоторых факторов на средние концентрации брома в разрабатываемых пластах Верхнекамского месторождения калийных солей // Геохимия. 1979. № 8. С. 1223–1235.

Мохнач М.Ф. О механизме формирования сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения / Исследования по математической геологии. Л.: Наука, 1978. С. 53–62.

Мохнач М.Ф. О происхождении терригенных прослоев сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 2. С. 442–445.

Мохнач М.Ф. Стохастические особенности стратификации сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения и факторы, влияющие на распределение в них концентраций брома: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1984. 19 с.

Мягков В.Ф. К вопросу об определении поправочного коэффициента к данным поверхностной разведки шахтных полей Верхнекамского калий-

ного месторождения // Сб. науч. тр. Пермск. ПИ. 1961. № 8. С. 95–101.

Мягков В.Ф. К вопросу разработки «смешанных» солей на рудниках Верхнекамского месторождения // Учен. зап. Пермск. ун-та. 1959. Т. 14, вып. 1. С. 65–68.

Мягков В.Ф. К методике рудничного опробования сильвинитов и карналлитов в условиях Верхнекамского месторождения / Тез. докл. конф. геол. фак-та Пермск. ун-та. Пермь, 1957. С. 25.

Мягков В.Ф. Некоторые вопросы методики рудничного опробования калийных солей на Верхнекамском месторождении // Сб. научн. тр. Пермск. ПИ. 1961. № 8. С. 87–94.

Мягков В.Ф. О выборе компонентов для анализа проб калийных солей при рудничной разведке шахтных полей на Верхнекамском месторождении / Методика опробования рудных месторождений при разведке и эксплуатации: тез. докл. междунар. науч. сов.-я. Свердловск, 1960. С. 30–32.

Мягков В.Ф. О выборе компонентов для анализа проб калийных солей при рудничной разведке шахтных полей на Верхнекамском месторождении / Вопросы методики опробования рудных месторождений при разведке и эксплуатации. М., 1962. С. 183–190.

Мягков В.Ф. О системе рудничного опробования калийных солей Верхнекамского месторождения // Пром.-экон. бюл. Пермск. совнархоза. 1958. № 1. С. 10–11.

Мягков В.Ф. Об обработке проб сильвинитов и карналлитовой породы из Соликамском и Березниковском калийных комбинатах // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 285–294.

Мягков В.Ф., Бурмистров Д.В. Распределение брома в карналлитовых породах Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1964. № 7. С. 684–686.

Мягков В.Ф., Кудряшов А.И., Янин В.Н., Бровченко О.Ф. Эволюция минерального и химического состава солей калийной залежи Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов.-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1972. Т. 2. С. 52–53.

Мягков В.Ф., Раевский В.И. Избирательное разрушение кернов сильвинитов и карналлитовых пород при бурении скважин на Верхнекамском месторождении // Изв. вузов. Горный журнал. 1964. № 5. С. 8–12.

Мягков В.Ф. Распределение брома в сильвинитах Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1961. № 8. С. 708–710.

Несмелова З.Н. Газоносность соляной толщи Березниковского калийного рудника: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1957.

Несмелова З.Н. Газы древних соляных отложений / Метан. М.: Недра, 1978. С. 218–222.

Несмелова З.Н. Геохимические особенности газов соленосных пород // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 174. С. 177–185.

Несмелова З.Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35. С. 206–243.

Несмелова З.Н., Гемп С.Д. Вероятная модель формирования газовой составляющей соляных пород калийных месторождений / Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 162–171.

Несмелова З.Н., Травникова Л.Г. Радиогенные газы древних соляных отложений // Геохимия. 1973. № 5. С. 716–722.

Николаев А.С. Вредные элементы в каменной соли 10 ЮВП рудника БРУ-4 / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 173–174.

Николаев А.С. Об опасности радона на рудниках АО «Уралкалий» // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 177–179.

Николаев В.И. Несколько соображений и данных по вопросу происхождения соликамских бессульфатных калиевых месторождений / Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР. 1935. Т. 7. С. 218–240.

Николаев В.И., Буялов Н.И., Лепешков И.Н. К вопросам генезиса пермских соляных отложений // Изв. АН СССР. Сер. химич. 1937. № 2. С. 399–411.

Новиков В.П. Особенности фильтрационной структуры надсолевого водоносного комплекса Верхнекамского месторождения / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 10–11.

Новиков В.П. Особенности фильтрационной структуры надсолевого водоносного комплекса Верхнекамского месторождения / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 71–80.

Новоселицкий В.М. Достоверность и обоснованность разломно-блокового строения территории Верхнекамского месторождения как основа геологического мониторинга по материалам геофизики / Мониторинг геологической среды на объектах горнодобывающей промышленности: тез. докл. 1-го Всерос. сов-я. Березники, 1999. С. 88–89.

Новоселицкий В.М., Погадаев С.В., Простолупов Г.В. Строение южного борта Дуринского прогиба в северо-западной части БПКРУ-4 / Проблемы геотехнологии и недроведения: докл. Междунар. конф. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 1998. С. 307–311.

Новоселицкий В.М., Таркашев В.В., Бачурин Б.А., Уткин В.И., Юрков А.К. Применение

газовой съемки для изучения геотектонического строения Верхнекамского месторождения калийных солей / Комплексное освоение недр Западного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 8–13.

Новоселицкий В.М., Чадаев М.С. Изучение напряженно-деформированного состояния геологической среды Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: тез. докл. Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Пермь, 1995. С. 114–115.

Новоселицкий В.М., Щербинина Г.П., Плотникова Н.Ю., Погадаев С.В. О латеральной неоднородности плотностных свойств толщ осадочного чехла на территории Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: тез. докл. Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Пермь, 1995. С. 112–113.

Новоселицкий В.М., Щербинина Г.П., Погадаев С.В., Плотникова Н.Ю. Карстовые явления в породах надсолевой толщи Верхнекамского месторождения солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1997. С. 110–111.

Оборин А.А., Галкин В.И., Бачурин Б.А., Шишкин М.А. Генезис рассеянных углеводородных газов в калийных солях Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 119–120.

Одинцова Т.А., Бачурин Б.А. О природе органического вещества в галогенных формациях Соликамской депрессии / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф., Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. С. 178–179.

Отрешко А.И. Проблемы внутрисоляных деформаций Верхнекамского месторождения / Проблемы прогноза поисков и разведки горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971. С. 243–247.

Оффман П.Е. Новые данные по геологии Соликамского Приуралья // Советская геология. 1946. № 10. С. 140–154.

Павленский А.Н., Рогова М.С. Зоны разубоживания промышленных пластов калийных пород Верхнекамского месторождения: их природа и связь с сальвинитизацией карналлитов / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992. С. 99–114.

Павленский А.Н., Рогова М.С. О парагенной связи процессов разубоживания калийно-магниевого солей и сальвинитизации карналлитов на

Верхнекамском месторождении / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 91–92.

Пермяков Р.С., Проскуряков Н.М. Внезапные выбросы соли и газа. Л.: Недра, 1972. 177 с.

Плотников Ю.А. Роль тектоники в формировании субширотных структур на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 186–188.

Плотников Ю.А. Ромбоэдры скалывания в сальвинитах пласта АБ как индикаторы проявления сдвиговых дислокаций на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 102.

Поленова Т.Б., Колотов Д.С. Отчет полевой лаборатории Соликамской разведочной партии геологического комитета // Мат-лы по общей и прикладной геологии. 1929. Вып. 125. С. 23–57.

Поликарпов А.И. Деформация гипсо-ангидритовых желваков в соляно-мергельной толще Верхнекамского месторождения / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992. С. 115–122.

Поликарпов А.И., Джиноридзе Н.М., Поляковский В.Я., Протопопов А.Л. Расслоение, грануляция и другие преобразования, связанные с динамометаморфизмом соляных пород Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 106–107.

Поликарпов А.И., Джиноридзе Н.М., Поляковский В.Я., Самарин Б.Н. Содержание и типы накопления стронция в породах и минералах Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всерос. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 107–108.

Поликарпов А.И., Киселева О.В., Поляковский В.Я., Ковальская В.В. Гидрогеохимическая зональность и хлоридно-магниевого аномалии в соляно-мергельной толще Верхнекамского месторождения / Тектоника, минералообразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей. СПб.: ВНИИГ, 1992. С. 123–134.

Поликарпов А.И., Мелкова Н.В., Киселева О.В. Породы и минералы-индикаторы выщелоченных галогенных отложений соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения / Условия форми-

рования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л.: ВНИИГ. 1982. С. 34–44.

Поликарпов А.И., Мелкова Н.В., Липницкий В.К., Киселева О.В. Особенности гипергенеза пород соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения и проблема реконструкций ее первичного солевого состава / Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 108–109.

Поликарпов А.И., Петров Е.В., Поляковский В.Я., Толкачев М.Ф. Калиевые полевые шпаты в породах галогенных формаций (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений) // Минералогический журнал. 1981. Т. 3, № 4. С. 34–45.

Поликарпов А.И., Поляковский В.Я. Зональность и циклы карстогенных преобразований в центральной части Верхнекамского месторождения / Актуальные вопросы добычи и переработки природных солей: сб. научн. тр. ВНИИГ. СПб.: ЛИК, 2001. Т. 1. С. 80–95.

Поликарпов А.И., Поляковский В.Я., Мелкова Н.В. О значении аутигенных калиевых полевых шпатов в породах соляно-мергельной толщи Верхнекамского калийного месторождения // Зап. ВМО. Сер. 108. 1979. Вып. 4. С. 461–475.

Поликарпов А.И., Рудашевская Н.С., Мелкова Н.В. О составе глинистых фракций пород калиеносной части разреза Палашерского участка Верхнекамского месторождения // Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 71. С. 9–15.

Поляковский В.Я., Поликарпов А.И., Мелкова Н.В. Особенности минералогии глинистых фракций калиеносных пород Ново-Соликамского участка Верхнекамского месторождения // Сб. науч.-техн. реф. Серия «Калийная промышленность». М.: НИИТЭХИМ, 1980. Вып. 3. С. 15–17.

Поляковский В.Я. Амесит – аутигенный минерал карналлитовых пород Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 75.

Поляковский В.Я. О распространении и условиях образования глинистых минералов пород Старобинского и Верхнекамского месторождений / Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1982. С. 24–33.

Поляковский В.Я. О роли аллотигенных и аутигенных факторов в формировании ассоциаций глинистых минералов калийных месторождений хлоридного типа / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений: сб. науч. тр. Новосибирск, 1983. С. 44–45.

Полянина Г.Д. Газы соляных пород и газопроявления в рудниках Верхнекамского месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 145–150.

Полянина Г.Д. О природе динамических явлений и возможности их прогнозирования в условиях Второго Березниковского рудника / Газодинамические явления на калийных рудниках: мат-лы отрасл. сов-я. Л.: ВНИИГ, 1974. С. 122–137.

Полянина Г.Д., Виноградов Ю.А. Взаимосвязь складчатости и напряженно-деформированного состояния карналлитового пласта / Разработка калийных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1989. С. 68–71.

Полянина Г.Д., Водопьянов В.Л., Медведев И.И., Синопальников К.Г. Газодинамические явления на Верхнекамских калийных рудниках и возможность их предупреждения / Исследования по горному делу. Пермь: Пермск. ПИ, 1968. С. 122–127.

Полянина Г.Д., Земсков А.Н. Газы соляных пород и газовыделения в горные выработки / Технология и безопасность разработки Верхнекамского калийного месторождения. Пермь: Пермск. кн. изд-во, 1990. С. 105–119.

Полянина Г.Д., Земсков А.Н., Красюк Н.Ф. Некоторые данные по газоносности пород Второго Соликамского калийного рудника // Вентиляция шахт и рудников. 1976. Вып. 3. С. 57–59.

Полянина Г.Д., Иванова И.В. Заблаговременный региональный прогноз газоносности калийных пластов / Горные науки на рубеже XXI века: тез. докл. Междунар. конф., Москва-Пермь. Пермь, 1997. С. 154–155.

Полянина Г.Д., Константинова С.А., Хросунов В.В. Некоторые особенности строения и газоносности пород зон переходного состава и влияние очагового газового скопления на напряженно-деформированное состояние подрабатанного массива / Горные науки на рубеже XXI века: мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 78–84.

Полянина Г.Д., Красюк Н.Ф., Трапезников И.И. Данные по газоносности пород рудника БКЗ-4 / Технология и безопасность разработки калийных месторождений: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1991. С. 50–55.

Пономарев Н.Н. Природные газы калийных солей Верхнекамского месторождения. Соликамск, 1954. 80 с.

Преображенский П.И. Геолого-разведочные работы на калий в Соликамском и Березниковском районах за период с 1 октября 1926 г. по 1 октября 1927 г. // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. Л.: Геол. комитет, 1929. Вып. 126. 70 с.

Преображенский П.И. Геолого-разведочные работы на калий и их перспективы // Калий. 1932. № 1. С. 7–9.

Преображенский П.И. Калийные соли // Бюл. Ин-та геологии. 1939. № 3. С. 65–75.

Преображенский П.И. Несколько данных по гидрогеологии Соликамского соленосного района // Мат-лы по общей и прикл. геологии. 1928. Вып. 106. С. 1–32.

Преображенский П.И. Перспектива соликамского района в отношении калийных солей // Поверхность и недра. 1926. № 3. С. 10.

Преображенский П.И. Подземные воды Верхнекамского соленосного района // Водные богатства недр земли на службу социалистическому строительству. 1934. Сб. № 4. С. 53–62.

Преображенский П.И. Предварительный отчет по работе Соликамской разведочной партии за период с 1 октября 1925 г. по октябрь 1926 г. // Мат-лы по общей и прикл. геологии. 1927. Вып. 104. 92 с.

Преображенский П.И. Роль первого рудника в изучении геологической структуры калийной залежи // Калий. 1932. № 11–12. С. 16–19.

Преображенский П.И. Соленосные отложения западного склона Урала как база галургической промышленности // Бюл. Ин-та геологии. 1938. № 1. С. 47–60.

Преображенский П.И. Соликамское калийное месторождение. Л.: Госхимтехиздат, 1933. 34 с.

Преображенский П.И. Уральский калий // Горный журнал. 1927. № 7. С. 389–395.

Преображенский П.И., Иванов А.А. Вывалы карналлитовой породы в выработках Первого рудника и практическое значение этого факта // Калий. 1937. № 9. С. 4–5.

Преображенский П.И., Иванов А.А. Калийные богатства СССР // Калий. 1937. № 8. С. 8–14.

Проскураков Н.М. Газодинамические проявления на Верхнекамских калийных рудниках / Газодинамические явления на калийных рудниках: мат-лы отрасл. сов-я. Л.: ВНИИГ, 1974. С. 69–94.

Проскураков Н.М. Газодинамические проявления при отработке Верхнекамского месторождения калийных солей / Совершенствование технологии и механизации очистных работ на калийных рудниках. Л.: ВНИИГ, 1974. С. 253–278.

Протопопов А.Л. Петроминералогические и геохимические особенности карналлитовых отложений Соликамской впадины / Соликамские карналлиты: сб. научн. тр. СПб.: ЛИК, 2007. С. 6–19.

Протопопов А.Л. Сравнительный анализ эпигенетического минералообразования на Верхнекамском и Старобинском месторождениях / Калийные соли Беларуси: состояние освоения месторождений, перспективы развития, проблемы: тез. докл. Междунар. науч.-практич. конф., посвященной 50-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей в Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 73–75.

Протопопов А.Л. Типизация пород сильвинитовой и сильвинит-карналлитовой зон (СЗ и СКЗ) Верхнекамского месторождения по их основным петрогеохимическим параметрам / Геология и освоение ресурсов галогенных формаций: мат-лы Междунар. конф. «Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей». Пермь, 2001. С. 35–47.

Протопопов А.Л., Петров Е.В. Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и

Старобинского месторождений) / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 1. С. 53–54.

Протопопов А.Л., Петров Е.В. Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений) / Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 59–71.

Протопопов А.Л., Рогова М.С., Джиноридзе Н.М. О двух путях образования гипергенных сильвинитов на Верхнекамском месторождении калийных солей / Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов: тез. докл. V Междунар. Всеросс. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 109.

Пуаре И.В. Минералогический состав некоторых образцов соликамских солей // Изв. ИФХА. 1930. Т. 4, вып. 2. С. 35–98.

Раевский В.И. Верхнекамский соленосный бассейн / Горная энц-я. М.: СЭ, 1984. Т. 1. С. 363.

Раевский В.И. Допустимая погрешность определения основных горно-геологических параметров при детальной разведке месторождений калийных солей первой группы // Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 71. С. 100–111.

Раевский В.И. Исследование эффективности детальной разведки Верхнекамского месторождения калийных солей: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1963. 28 с.

Раевский В.И. Метод определения плотности разведочной сети, необходимой для выявления зон замещения в калийных солях // Тр. Пермск. ПИ. 1962. Сб. 12. Вып. 2. С. 87–92.

Раевский В.И. Методы оценки основных горно-геологических параметров при подготовке исходных данных для проектирования калийных рудников. Сер. «Развитие калийной промышленности». М.: НИИТЭХИМ, 1976. 41 с.

Раевский В.И. О возможности практического использования способа разрежения разведочных выработок // Тр. Пермск. ПИ. 1962. Сб. 12, вып. 1. С. 137–142.

Раевский В.И. О происхождении пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1967. № 3. С. 378–380.

Раевский В.И. О происхождении пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 7.

Раевский В.И. Обоснование целесообразности изменения порядка разведки месторождений калийных солей / Добыча и переработка калийных солей Верхнекамского месторождения. Пермь: Пермск. кн. изд-во, 1976. С. 42–48.

Раевский В.И. Плотность разведочной сети на стадии детальной разведки Верхнекамского месторождения // Тр. Пермск. ПИ. 1962. Сб. 12, вып. 2.

Раевский В.И. Применение последовательного анализа при разведке месторождений полезных ископаемых // Тр. Пермск. ПИ. 1966. Сб. XX. С. 281–286.

Раевский В.И. Применение последовательного анализа при решении некоторых вопросов опробования / Мат-лы II Всесоюз. совещания по опробованию месторождений полезных ископаемых при их разведке и отработке. Свердловск: Свердловск. ГИ, 1969. С. 44–53.

Раевский В.И., Копнин В.И., Леденцов Л.А. Плотность разведочной сети в стадии детальной разведки Верхнекамского месторождения // Науч. тр. ПермНИУИ. 1962. Сб. 4. С. 30–39.

Раевский В.И., Кудряшов А.И. Принципы районирования месторождений калийных солей по горно-геологическим условиям их отработки (на примере Верхнекамского месторождения) / Геологическая и минералого-петрографическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений СССР. Л.: ВНИИГ. 1979. С. 3–9.

Раевский В.И., Медведев Н.С. Методы изучения изменчивости свойств пластовых месторождений. Л.: Недра, 1976. 102 с.

Раевский В.И., Медведев Н.С. Некоторые особенности рельефа кровли соляных отложений Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1969. Вып. 54. С. 344–350.

Раевский В.И., Медведев Н.С. Характеристика изменчивости и последовательность разведки рудных тел // Тр. ВНИИГ. 1973. Вып. 64. С. 99–107.

Раевский В.И., Смирнов Б.С. Влияние тектонического строения кристаллического фундамента востока Русской платформы на основные направления складчатых структур соляной толщи Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 60. С. 130–139.

Раевский В.И., Смирнов Б.С. Некоторые закономерности соляной тектоники Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56. С. 3–7.

Раевский В.И., Фивег М.П., Герасимова В.В. и др. Месторождения калийных солей СССР. Л.: Недра, 1973. 344 с.

Разумовская Е.Э. Описание соленосной толщи Соликамского месторождения // Тр. ГГРУ ВСНХ СССР. М.; Л.: Геол. изд-во ГГРУ, 1931. Вып. 54. 43 с.

Разумовская Е.Э. Описание структур соляных пород Соликамска и схематическая таблица их свойств // Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии. Минер. сер. 1936. Вып. 7. С. 291–306.

Разумовская Е.Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения // Мат-лы по общ. и прикл. геологии. 1927. Вып. 105. С. 61–74.

Ротыкин С.М., Липницкий В.К., Голубев Б.М., Сапегин Б.И. Гидрогеологические исследования надсолевых пород и перспективы повышения извлечения калийных руд в условиях Верхнекамского месторождения / Пути снижения потерь при добыче калийных руд. Л.: ВНИИГ, 1978. С. 84–91.

Ротыкин С.М., Шлендова Т.К. Гидрогеологические особенности переходной толщи южной части Верхнекамского месторождения калийно-магниевого солей // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 56. С. 59–64.

Ротыкин С.М., Шлендова Т.К. О гидрогеологическом разрезе надсолевых отложений средней части Верхнекамского калийного месторождения // Тр. ВНИИГ. 1972. Вып. 60. С. 168–172.

Русинов Л.А. Опробование Соликамского месторождения в пределах выработок Первого рудника // Калий. 1936. № 5. С. 32–39.

Рыковсков А.Е. Проблема бессульфатности Соликамских калийных отложений // Тр. ГГРУ. 1932. Вып. 43. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР. С. 4–27.

Рябов В.Е. Связь напряженного состояния соляного массива Верхнекамского месторождения и складчатости промышленных пластов / Технология подземной разработки калийных месторождений. Пермь, 1988. С. 6–8.

Самоварова О.Н., Попова В.И., Боярский Ю.П. К характеристике галита и сильвина Верхнекамского месторождения / Минералогия месторождений Урала: тез. докл. II рег. сов-я. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. Т. 2. С. 136–137.

Самойлович С.Р. О возрасте соликамской свиты по данным споропыльцевого анализа // Геологический сб.: Тр. ВНИГРИ. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. № II (V).

Сапегин Б.И. Распределение хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения / Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 118–120.

Сапегин Б.И., Янин В.Н. Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторождения / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 118–124.

Середин В.В. Инженерно-геологическое районирование Верхнекамского калийного месторождения / Инженерная геология Западного Урала: тез. докл. Пермь, 1982. С. 12–13.

Середин В.В. К вопросу о районировании Верхнекамского месторождения по интенсивности гипергенных процессов / Минеральные ресурсы Западного Урала и их народно-хозяйственное значение: тез. докл. Пермь, 1983. Ч. 2. С. 7–8.

Сиверцева И.А. Споропыльцевые комплексы отложений кунгурского и уфимского ярусов Соликамского района // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1969. Вып. 4. С. 42–53.

Сиденко П.Д. О взаимоотношении между пресными и солеными водами Прикамья // Бюл. Ин-та геологии. 1940. № 1–2. С. 43–54.

Сиденко П.Д. О генезисе природных рассолов Соликамского района // Бюл. Ин-та геологии. 1940. № 3. С. 3–6.

Сидор Д.В. Перекристаллизация калийных солей Верхнекамского месторождения по данным исследований включений / Проблемы формирования и освоения месторождений калийно-магниевого солей // Тр. ВНИИГ. 1994. С. 120–121.

Сидор Д.В. Температурные особенности перекристаллизации солей Верхнекамского месторождения // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1992. № 4. С. 65–69.

Силин-Бекчурин А.И. О куполовидном залегании минерализованных вод в долинах Камы и Волги // Сов. геология. 1941. № 4.

Слинко О.В., Сысоев А.П. Оценка гидрогеологической изученности Верхнекамского месторождения калийных солей // Геоэкология. 1999. № 4. С. 366–373.

Сметанников А.Ф. Благородные металлы в соляных породах Верхнекамского месторождения / Мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2009. С. 14–18.

Сметанников А.Ф. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения и технология их извлечения / Научные основы и современные процессы комплексной переработки труднообогатимого минерального сырья: мат-лы Междунар. совещ. (Плаксинские чтения – 2010). Казань, 2010. С. 99–103.

Сметанников А.Ф. Микропримесная минерализация в соляных породах и продуктах их переработки / Мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2010. С. 14–18.

Сметанников А.Ф. Минералогия и геохимия благородных металлов в соляных породах и технология их извлечения / Структура и разнообразие минерального мира: мат-лы Междунар. минералогического семинара. Сыктывкар, 2008. С. 189–192.

Сметанников А.Ф. Минералогия солей и благородных металлов Верхнекамского месторождения: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2012. 40 с.

Сметанников А.Ф. Особенности минералогии и геохимии благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения / Новые идеи и концепции в минералогии: мат-лы III Междунар. минералогич. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 149–151.

Сметанников А.Ф. Особенности минералогии и геохимии благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения и технология их извлечения / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2008. С. 50–55.

Сметанников А.Ф. Результаты прикладных и фундаментальных исследований по минералогии и геохимии соляных пород Верхнекамского месторождения / Стратегия и процессы освоения георесурсов: мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2004. С. 11–16.

Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Некоторые особенности минералогии и формы нахождения благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 217–219.

Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. О возможности извлечения золота и серебра из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 118–121.

Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. О выделении новой рудной формации благородных металлов в эвапоритовых отложениях Предуралья прогиба / Металлогения древних и современных океанов – 2000. Открытие, оценка, освоение месторождений: мат-лы Шестой науч. студ. школы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 221–224.

Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt-металлов в сильвините Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. № 9. С. 1348–1351.

Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Элементы-примеси пород соляной толщи Верхнекамского месторождения / Проблемы горного недроведения и системологии: мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 1999. С. 41–44.

Сметанников А.Ф., Николаев А.С., Кудряшов А.И., Кузнецов Н.В. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. 2000. № 3. С. 271–277.

Сметанников А.Ф., Оносов Д.В., Шанина С.Н. и др. Некоторые особенности поведения соединений благородных металлов из соляных пород Верхнекамского месторождения / Современные проблемы комплексной переработки природного и техногенного сырья: мат-лы Междунар. совещ. (Плаксинские чтения – 2005). СПб., 2005. С. 378–381.

Сметанников А.Ф., Филиппов В.Н., Шанина С.Н. Взаимоотношения микропримесной и благороднометалльной минерализации в соляных породах Верхнекамского месторождения и продуктах их переработки / Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: мат-лы Всерос. минералогич. семинара. Сыктывкар, 2010. С. 115–118.

Сметанников А.Ф., Филиппов В.Н., Янулова Л.А. Минеральный состав пигмента сильвинов Верхнекамского месторождения солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь, 2000. С. 71–72.

Сметанников А.Ф., Филиппов В.Н. Некоторые особенности минерального состава соляных пород и продуктов их переработки (на примере Верхнекамского месторождения солей) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научн. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2010. Вып. 13. С. 99–113.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Зап. Рос. минералогич. общества. 2006. № 3. С. 61–65.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н. Некоторые особенности минералогии и формы нахождения благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения / Минералогия Урала: мат-лы Всерос. совещ. Миасс, 2003. Т. 2. С. 20–29.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н. Некоторые особенности минералогии и формы нахождения наночастиц золота, платины и палладия в соляных породах Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Перм. ун-т, 2004. Вып. 6. С. 280–287.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н. Некоторые особенности состава соляных минералов в условиях проявления эпигенетических процессов (на примере Верхнекамского месторождения солей) / Новые идеи и концепции в минералогии: мат-лы III Междунар. минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 209–211.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н. Особенности поведения органических соединений благородных металлов в соляных породах и продуктах их переработки / Органическая минералогия: мат-лы III Российского совещ. с междунар. участием. Сыктывкар, 2009. С. 142–146.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н., Синегрибов В.А. и др. Благородные металлы Верхнекамского месторождения солей // Горный журнал. 2006. № 6. С. 62–64.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н., Синегрибов В.А. и др. Некоторые особенности поведения соединений благородных металлов в солях Верхнекамского месторождения / XV Российское совещание по экспериментальной минералогии: мат-лы совещ. Сыктывкар, 2005. С. 501–503.

Сметанников А.Ф., Шанина С.Н., Синегрибов В.Н. и др. Влияние хлоридной матрицы на органические соединения благородных металлов в соляных породах и продуктах их переработки / Минералогия и жизнь: мат-лы IV Междунар. семинара. Сыктывкар, 2007. С. 26–27.

Соколов Н.А. Вероятность присутствия газа в карналлитовых пластах Соликамского рудника и его влияние на проведение горных работ // Тр. НИИГХС. 1957. Вып. 3. С. 5–14.

Софроницкий П.А. О границах соликамского горизонта Пермского Приуралья / Геологические и минеральные ресурсы Западного Урала: тез. докл. науч. конф. Пермь: Пермск. ун-т. 1993. С. 23.

Софроницкий П.А. О границе между соликамским и иренским горизонтами в Пермском Прикамье // Вестник Пермск. ун-та. Геология. 1994. Вып. 3. С. 3–9.

Софроницкий П.А., Копнин В.И., Хурсик В.З., Зуева А.С., Курочкин В.С., Денисов М.И. Кунгурская галогенная формация Пермского Прикамья / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 1. С. 137–138.

Спаский Б.А., Митюнина И.Ю., Чувызгалов О.Э., Шестопадова Е.В. Особенности строения надсолевых отложений Соликамской депрессии и сейсмические волновые поля / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. конф. Пермь, 2000. С. 148–150.

СТИШОВ С.М. По поводу статьи В.М. Винокурова «О синем галите из Соликамских месторождений» // Зап. ВМО. 1959. Ч. 88, вып. 2. С. 213–214.

Табаксблат Л.С. Редкие земли в рассолах Верхнекамских калийных месторождений // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 51–56.

Тарунина О.Л. К проблемам морфологии и генезиса прогибов в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: мат-лы рег. науч. конф. Пермь: Пермск. ун-т, 1998. С. 183–184.

Тарунина О.Л. Морфология и генезис прогибов Верхнекамского месторождения солей по данным детальной гравиразведки // Вестник Пермского университета. 2007. Вып. 4(9). С. 123–128.

Темербаева Ю.А. Минеральные ассоциации Верхнекамского месторождения / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: мат-лы науч. конф. Пермь, 1999. С. 31–32.

Темербаева Ю.А., Чайковский И.И. Пирит Верхнекамского месторождения соли и его генетическое значение / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермск. ун-т, 2000. С. 148–150.

Толкачев Г.М., Зуева А.С., Сапегин Б.И. Влияние качества керна на достоверность установления химического состава калийных пластов / Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 57–58.

Толкачев Г.М., Зуева А.С., Сапегин Б.И. Повышение информативности геологоразведочных работ на калийные соли / Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. М.: Наука, 1986. С. 19–27.

Третьяков Ю.А. Закономерности взаимоперевода карналлитовой породы и пестрого сильвини-

та на Верхнекамском месторождении / Геохимия галогенеза. М.: МГУ, 1989. С. 71–83.

Третьяков Ю.А. Закономерности распределения зон разубоживания в калиеносных отложениях Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1973. Вып. 64. С. 40–48.

Третьяков Ю.А. Закономерности распределения синего галита в калийных месторождениях / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 85–86.

Третьяков Ю.А. Закономерности распространения синего галита в калийных месторождениях / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 35–40.

Третьяков Ю.А. Зоны разубоживания Верхнекамского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 1. С. 75–85.

Третьяков Ю.А. Литологический контроль пространственного распределения зон разубоживания Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 2. С. 127–128.

Третьяков Ю.А. Состав карбонатов и гидрослюды в отложениях зон разубоживания Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 68. С. 86–96.

Третьяков Ю.А. Строение зон разубоживания в пластах красных сильвинитов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1973. Вып. 64. С. 26–40.

Третьяков Ю.А. Строение и распространение зон разубоживания на Верхнекамском калийном месторождении: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1975. 25 с.

Третьяков Ю.А. Фациальные осложнения в некоторых галогенных породах / Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 98–104.

Третьяков Ю.А., Морозов Л.Н. Микростратиграфия зон разубоживания Верхнекамского калийного месторождения / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 158–164.

Третьяков Ю.А., Морозов Л.Н. Распределение брома в каменной соли зон разубоживания Верхнекамского месторождения калийных солей / Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М.: Наука, 1986. С. 85–93.

Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей / Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 52–59.

Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И. Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского калийного месторождения / Соленосные формации и практическое значение их из-

учения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 46–47.

Третьяков Ю.А., Сидоров И.В. Состав сульфатов, карбонатов и гидрослюды в соляных отложениях юго-восточной части Верхнекамского калийного месторождения // Тр. ВНИИГ. 1974. Вып. 71. С. 18–25.

Трубчанинов В.В. О геологических аспектах проблем газодинамических явлений на Верхнекамском месторождении // Калийная промышленность: науч.-тех. реф. сб. М.: НИИТЭХИМ, 1979. Вып. 2. С. 35–37.

Трубчанинов В.В. О геологических особенностях газодинамических явлений на Третьем Березниковском калийном руднике Верхнекамского и Индерского месторождений / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ПИ, 1977. С. 111–116.

Тупицын И.С. Способ оценки устойчивости кровли очистных камер калийных рудников. АС SU 1490275. 30.06.1989 г.

Тупицын И.С., Лаптев Б.В. Особенности распределения сероводорода в соляных породах Верхнекамского месторождения // Советская геология. 1991. № 3. С. 26–27.

Тупицын И.С., Харитонов Т.В. Оценка степени гипергенных процессов в калийной залежи // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермск. ун-т, 2002. Вып. 4. С. 186–190.

Уразов Г.Г. Порядок отложения солей калиевого Соликамского месторождения с точки зрения путей кристаллизации четверной системы KCl - NaCl - MgCl₂ - H₂O // Изв. ИФХА АН СССР. 1930. Т. IV, вып. 2. С. 41–85.

Уразов Г.Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения // Тр. ГГРУ. М.; Л.: ГГРУ, 1932. Вып. 43. С. 28–58.

Феофилов В.Г. Газодинамические проявления приразработке сильвинитовых пластов рудника 2-го рудоуправления / Совершенствование технологии и механизации очистных работ на калийных рудниках комбината «Уралкалий». Л.: ВНИИГ. 1974. С. 278–284.

Феофилов В.Г. Газодинамические явления на руднике Третьего Березниковского рудоуправления // Технология и безопасность горных работ: межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермск. ПИ, 1976. № 190. С. 152–155.

Фивег М.П. Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1961. 28 с.

Фивег М.П. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций / Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Львовск. ун-т, 1956. С. 235–240.

Фивег М.П. Геологическая характеристи-

ка калийных бассейнов СССР / Развитие калийной промышленности: обзорная информация. М.: НИИТЭХИМ, 1975. 37 с.

Фивег М.П. О геологических особенностях формирования соляных толщ // Тр. ВНИИГ. 1952. Вып. 23. С. 3–9.

Фивег М.П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1948. Т. 61, вып. 6. С. 1087–1090.

Фивег М.П. О длительности накопления соляных толщ // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 341–350.

Фивег М.П. О некоторых особенностях палеогеографии эпох соленакпления / Состояние и задачи советской литологии: докл. на спец. заседаниях VIII Всесоюз. литологического сов-я. М.: Наука, 1970. С. 24–31.

Фивег М.П. О работах ВИГ по изучению газов карналлитовых пород Соликамского рудника // Тр. ВНИИГ. 1973. Вып. 64. С. 63–72.

Фивег М.П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35. С. 244–250.

Фивег М.П. Об условиях формирования Верхнекамской соленосной толщи // Тр. ВНИИГ. 1955. Вып. 30. С. 182–195.

Фивег М.П. По поводу статьи В.И. Копнина «О площадном распределении хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения» // Литология и полезные ископаемые. 1964. № 6. С. 172–173.

Фивег М.П. Стратиграфия и внутренняя тектоника продуктивной толщи Верхнекамского месторождения калийных и магниевых солей // Тр. ВНИИГ. 1948. Вып. XIX. С. 41–120.

Фивег М.П., Банера Н.И. Палеогеография кунгурского соленакпления восточной части Русской платформы и Предуралья прогиба // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 1. С. 33–43.

Фивег М.П., Раевский В.И. Калийные породы и руды Верхнекамского и Предкарпатского бассейнов / Флотация растворимых солей. Минск: Наука и техника, 1971. С. 15–19.

Филатов В.В., Кассин Г.Г., Попов Б.А. Геофизические исследования на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей // Изв. вузов. Горный журнал. 1995. № 6. С. 150–162.

Филиппов С.А. Конседиментационно-фильтрационные зоны замещения продуктивных пластов каменной солью на Верхнекамском калийном месторождении // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 6. С. 124–127.

Филиппов С.А. Морфогенетические разновидности зон разубоживания и замещения продуктивных пластов калийных месторождений и их классификация / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 41–47.

Филиппов С.А. Морфогенетические разновидности зон разубоживания и замещения продуктив-

ных пластов калийных месторождений и их классификация / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 87–93.

Филиппов С.А. Типы зон разубоживания и замещения продуктивных пластов калийных месторождений / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 15–16.

Филиппов С.А., Ковальчук А.И. Гидрогеохимия рудничных рассолов Верхнекамского месторождения в связи с аварией на БКРУ-3 / Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале: тез. докл. науч.-техн. конф. Пермь: Пермский Дом науки и техники, 1991. С. 38–39.

Филиппов С.А., Ковальчук А.И. К проблеме изучения водозащитной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: тез. докл. рег. сов-я. Пермь: ГИ УрО АН СССР, 1989. С. 8–9.

Филиппов С.А., Ковальчук А.И. К проблеме изучения водозащитной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей: мат-лы II рег. сов-я. Березники: АО «Уралкалий», 1991. С. 66–70.

Филиппов С.А., Ковальчук А.И. Особенности гидрогеохимии рудничных рассолов на Верхнекамском калийном месторождении / Проблемы комплексного изучения водозащитной толщи на месторождениях калийных солей: мат-лы III рег. сов-я. Пермь: УФ ВНИИГ, 1991. С. 86–88.

Филиппов С.А., Корочкина О.Ф. Проявления дизъюнктивной тектоники в продуктивной толще Верхнекамского месторождения калийных солей // Геотектоника. 1990. № 1. С. 64–67.

Филиппов С.А., Наймушина Р.П. Зоны замещения в продуктивных пластах Верхнекамского месторождения // Советская геология. 1988. № 9. С. 21–27.

Фон-дер-Флаасс Г.С. Литологические карты соляного зеркала и среза Дуриной площади Верхнекамского месторождения солей / Мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН по результатам НИР в 1999 г. Пермь, 2000. С. 137–141.

Фон-дер-Флаас Г.С., Кудряшов А.И. Особенности метасоматического процесса соляных пород / Проблемы комплексного мониторинга на месторождениях полезных ископаемых: мат-лы научн. сессии ГИ УрО РАН. Пермь, 2002. С. 6–9.

Ходьков А.Е. Вопросы формирования и использования естественных рассолов Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1953. Вып. 28. С. 3–36.

Ходьков А.Е. Гидрохимическая оценка надсолевой толщи Верхнекамского месторождения в связи с перспективой его разработки / Добыча

и переработка калийных солей Верхнекамского месторождения. Пермь, 1976. С. 53–57.

Ходьков А.Е. К истории гидрогеологического изучения Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1955. Вып. 30. С. 276–290.

Ходьков А.Е. Некоторые частные вопросы формирования Верхнекамского месторождения / Теоретические и прикладные вопросы геологии и гидрогеологии. Л.: ВНИИГ, 1989. С. 15–28.

Ходьков А.Е. О газопроявлениях на калийных рудниках / Теоретические и прикладные вопросы геологии и гидрогеологии. Л.: ВНИИГ, 1989. С. 50–64.

Ходьков А.Е. О генезисе рассолов Соликамско-Березниковского района // Тр. ВНИИГ. 1948. Вып. XIX. С. 160–173.

Ходьков А.Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32. С. 314–338.

Ходьков А.Е. Об экзотектонических явлениях как следствии подземного выщелачивания галогенных пород // Тр. ВНИИГ. 1953. Вып. 28. С. 90–93.

Ходьков А.Е. Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатируемых соляных (калийных) месторождений / Мат-лы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971. С. 4–70.

Ходьков А.Е. Относительно понимания роли флюидогеодинимики в формировании изменчивости соляных (калийных) пород / Теоретические и прикладные вопросы геологии и гидрогеологии. Л.: ВНИИГ, 1989. С. 36–50.

Ходьков А.Е. Роль флюидогеодинимики в познании природы изменчивости состава и структуры пород калийных месторождений / Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 69–73.

Ходьков А.Е. Соляной карст Верхнекамского и Бахмутского районов и закономерности его развития / Спец. вопр. карстоведения: тез. докл. III науч. сов-я по изучению карста. М.: АН СССР, 1956. С. 44–58.

Ходьков А.Е. Флюидогеодинимики и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ / Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1. С. 171–183.

Ходьков А.Е. Флюидогеодинимические особенности тектоники соляной толщи Верхнекамского месторождения / Теоретические и прикладные вопросы геологии и гидрогеологии. Л.: ВНИИГ, 1989. С. 28–36.

Ходьков А.Е. Формирование и геологическая роль подземных вод соляных месторождений (на примере Верхнекамского, Бахмутского и Предкарпатских): автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л., 1959. 37 с.

Ходьков А.Е., Белоликов А.И., Исакова М.С., Хидирова К.Г. О причинах засоления подземных вод в водозаборе Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ. 1959. Вып. 35. С. 385–394.

Ходьков А.Е., Ходькова С.В. Годовые и более длительные циклические колебания гидрологического

режима и их отражение в породах Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 47–49.

Ходьков А.Е., Ходькова С.В. Годовые и более длительные циклические колебания гидрологического режима и их отражение в породах Верхнекамского месторождения / Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 55–58.

Ходьков А.Е., Часовникова Е.В., Малкин Г.А. Гидрохимические особенности надсолевой толщи Верхнекамского калийного месторождения / Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений. Л.: ВНИИГ, 1976. С. 13–21.

Ходькова С.В. О природе годового слоя / Валукоис Г.Ю., Ходьков А.Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. С. 113–123.

Ходькова С.В. Строение годового слоя сильвинитового пласта КрII Верхнекамского месторождения / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 2. С. 53–55.

Ходькова С.В. Строение годового слоя сильвинитового пласта КрII Верхнекамского месторождения / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 94–100.

Хросунов В.В., Щербинина Г.П. О возможности формирования при галогенезе в надсоляной толще во впадинах между соляными куполами зон разуплотненных пород с позиций механики сплошных сред / Горные науки на рубеже XXI века: мат-лы Междунар. конф. 1997 г. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 124–127.

Чайковский И.И. Генезис складчатости Верхнекамского месторождения / Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: мат-лы XL тектонич. совещ. М., 2007. Т. 2. С. 338–341.

Чайковский И.И. Динамометаморфическое преобразование карналлитов Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. научн.-практ. конф. Пермь, 2009. С. 19–21.

Чайковский И.И. Минералогические индикаторы метасоматоза и миграции флюидов в солях Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 243–246.

Чайковский И.И. Минералогические индикаторы тектонических деформаций в соляной толще Верхнекамского месторождения / Кристаллогенезис и минералогия: мат-лы II Междунар. конф. СПб., 2007. С. 368–371.

Чайковский И.И. Минералогия зон разубоживания соляной залежи Верхнекамского месторождения / Уральская минералогическая школа — 2007. «Под знаком марганца и железа»: мат-лы Всерос. науч. конф. Екатеринбург, 2007. С. 219–220.

Чайковский И.И. Минеральные ассоциации Верхнекамского месторождения солей / Минералогия Урала — 2007: V Всерос. совещ.: сб. науч. тр. Миасс; Екатеринбург, 2007. С. 128–132.

Чайковский И.И. Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. 2008. № 4. С. 41–44.

Чайковский И.И. Тектонические индикаторы в слоистой толще Верхнекамского месторождения калийных солей / Литологические аспекты геологии слоистых сред: мат-лы 7-го Урал. регион. литол. совещ. Екатеринбург, 2006. С. 278–280.

Чайковский И.И., Галинова О.И., Морозов В.Ю. Тектоническое строение Верхнекамского месторождения: становление новой парадигмы // Горное эхо: вестн. ГИ УрО РАН. 2006. Вып. 1 (23). С. 21–24.

Чайковский И.И., Корочкина Е.С., Каблинов О.С. Структурная позиция зон выщелачивания на Поповском поднятии Верхнекамского месторождения солей / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. научн.-практ. конф. Пермь, 2008. С. 128–133.

Чайковский И.И., Молоштанова Н.Е. Форма вхождения железа в солях Верхнекамского месторождения и природа их окраски / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: мат-лы науч. конф. Пермь, 1999. С. 26–31.

Чайковский И.И., Сиразетдинов А.Т. О новообразованном кварце в соляной и надсолевой частях разреза Верхнекамского месторождения / Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы рег. научн.-практ. конф. Пермь, 2008. С. 179–184.

Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Корочкина Е.О. Минералогия зоны сульфидизации в солях Верхнекамского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Перм. ун-т, 2012. Вып. 15. С. 85–90.

Часовникова Е.В. Гидрогеохимические особенности подсолевой толщи Верхнекамского калийного месторождения в связи с оценкой ее водозащитных свойств // Вестн. ЛГУ. 1982. № 6. С. 35–41.

Черепеников А.А. Газоносность солей Соликамского калийного рудника / Рудничная аэрология и безопасность труда в шахтах. М.: Углетехиздат, 1949.

Чирвинский П.Н. Загадка окраски синей соли // Изв. ЕНИ при Пермском гос. ун-те. 1947. Т. 12, вып. 5. С. 211–223.

Чирвинский П.Н. Заметка о синей каменной соли Соликамского месторождения // Зап. ВМО. 1943. Ч. 72, № 1. С. 51–54.

Чирвинский П.Н. Октаэдрический пирит и его парагенезис в кунгурских отложениях Пермской области // Зап. Уральского геол. об-ва. 1948. Вып. 2. С. 20–27.

Чирвинский П.Н. Петрохимические отношения карналлитовых и сильвинитовых фаций Верхнекамского месторождения // Зап. ВМО. 2-я сер. 1943. Ч. 72, № 2. С. 125–138.

Чирвинский П.Н. Ритмы отложений верхней толщи подстилающей каменной соли Соликамского месторождения // Изв. ЕНИ при Молотовском ГУ. 1948. Т. 12, вып. 7. С. 293–311.

Чирвинский П.Н. Синяя каменная соль как возможный индикатор наличия месторождений калиевых солей // Зап. ВМО. 1945. Ч. 74, № 4. С. 313–315.

Чирвинский П.Н. Случай каустического изменения карналлита в Соликамском руднике // Зап. ВМО. 2-я сер. 1946. Ч. 75, вып. 2. С. 149–150.

Чирков С.К. Содержание йода и брома в соликамских карналлите, сильвините, сильвине и галите // Калий. 1937. № 9. С. 21–28.

Чудинов Н.К. Генезис газов калийных солей и методы прогноза газодинамических явлений / Газодинамические явления на калийных рудниках: мат-лы отрасл. сов-я. Л.: ВНИИГ, 1974. С. 137–146.

Чудинов Н.К. О природе окраски калийных солей палеозоя / Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967. С. 118–130.

Шабловский В.П., Третьяков Ю.А. Разрывные нарушения и зоны разубоживания Верхнекамского калийного месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза: тез. докл. IV Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 127–128.

Шадун Н.А. Материалы о месторождениях калийных солей Прикамского района // Поверхность и недра. 1926.

Шадун Н.А. Соликамские калийные залежи // Минеральное сырье. 1926. № 10–11. С. 774–793.

Шаманский Г.П., Вишняков А.К. О возможности прогнозирования газодинамических явлений в солях на основе геологических признаков / Разработка соляных месторождений. Пермь: Пермск. ун-т, 1977. С. 105–110.

Шаманский Г.П., Гребенькова М.В. Зависимость газодинамических явлений от структуры и тектонических особенностей калийных месторождений // Техника безопасности, охрана труда и горноспасательное дело: науч.-техн. реф. сб. ЦНИЭИуголь. 1977. Вып. 3. С. 15–18.

Шамахов В.А. Прогноз зон разубоживания пласта Кр.П Верхнекамского месторождения калийных солей / Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 175–178.

Шамахов В.А. Эпигенетическое и гипергенное перераспределение редких щелочных элементов в сильвин-карналлитовых горизонтах галогенных формаций (на примере Верхнекамского место-

рождения) / Седиментогенез и литогенез осадочных образований: тез. докл. Уральского литологич. сов-я. Екатеринбург, 1996. С. 168–170.

Шанина С.Н. Включения органического вещества в природных солях: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2000. 15 с.

Шанина С.Н. Состав газов в микровключениях солей в зависимости от типа соляных месторождений и текстурно-структурных особенностей солей / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: мат-лы конф. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 211–214.

Шанина С.Н. Состав газов соленосных отложений Верхнекамского месторождения калийных солей / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: мат-лы VI науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 3–4 дек. 1997 г. Сыктывкар, 1997. С. 174–175.

Шанина С.Н., Бушнев Д.А. Состав биомаркеров органического вещества солей Верхнекамского месторождения / Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей: тез. докл. VI солевого сов-я. Соликамск, 2000. С. 250–252.

Шанина С.Н., Бушнев Д.А., Юшкин Н.П. и др. Состав и генезис углеводородных включений в соляных минералах Верхнекамского месторождения // Доклады АН. 2000. № 6. Т. 372. С. 812–815.

Шанина С.Н., Сметанников А.Ф. Состав органического вещества соляных пород Верхнекамского месторождения / Углерод: минералогия, геохимия и космохимия: мат-лы Междунар. конф. Сыктывкар, 2003. С. 186–189.

Шатов В.П. Исследование газопроявлений и газовый режим на Верхнекамских калийных рудниках: автореф. дис. ... канд. техн. наук. Свердловск: СГИ, 1966. 21 с.

Шестов И.Н. Гидрогеология и гидрохимия нижнепермского водоносного комплекса // Тр. ВНИГНИ. 1973. Вып. 118. С. 304–326.

Шешуков Н.Г. К вопросу геологии карналлитов Верхнекамского калийного месторождения // Калий. 1936. № 9. С. 16–22.

Шешуков Н.Г., Лепехина В.Г. Остатки древесины из соляных отложений Березниковского рудника // Тр. ВНИИГ. 1964. Вып. 45. С. 70–74.

Шилов А.И. Соликамское месторождение и его разработка // Калий. 1932. № 5–6. С. 5–10; № 7. С. 18–24.

Шимановский Л.А., Крутов В.М. Гидрогеологические и гидрохимические особенности Верхнекамского соленосного бассейна // Гидрогеология и карстоведение: уч. зап. Пермск. ун-та. 1964. Т. 119, вып. 2. С. 228–238.

Шимановский Л.А., Сычкина Г.А., Кунц Э.В. Сопоставление минерализации подземных вод и водных вытяжек надсолевых отложений Верхнекамского месторождения солей / Минеральные ресурсы Западного Урала и их

народнохозяйственное значение: тез. докл. науч.-техн. сов-я. Пермь, 1983. С. 106–107.

Шлеймович Р.Э. Бром в соляных породах Верхнекамского месторождения / Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: МГУ, 1976. С. 48–140.

Щербинина Г.П. Геодинамические эффекты в системе «плотностные неоднородности надсоляного комплекса — продуктивная толща» / Горные науки на рубеже XXI века: тез. докл. Междунар. конф., Москва-Пермь. Пермь, 1997. С. 196.

Щербинина Г.П. Геодинамические эффекты в системе «плотностные неоднородности надсоляного комплекса — продуктивная толща» / Горные науки на рубеже XXI века: мат-лы Междунар. конф. 1997 г. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 176–181.

Щербинина Г.П. Некоторые особенности строения надсоляной толщи на участках Верхнекамского месторождения солей по данным гравиметрии / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф., Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. С. 250–251.

Щербинина Г.П. О латеральной изменчивости свойств каменной соли Верхнекамского месторождения / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: мат-лы Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Екатеринбург: Ги УрО РАН, 1997. С. 93–98.

Щербинина Г.П. Первичная неоднородность физических свойств горного массива Верхнекамского месторождения калийных солей / Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: тез. докл. Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Пермь, 1995. С. 143–145.

Щербинина Г.П. Процессы, сформировавшие Дуринскую систему впадин / Проблемы безопасности и совершенствования горных работ: тез. докл. Междунар. конф., Москва-С.-Петербург. Пермь, 1999. С. 251–252.

Щербинина Г.П. Формирование плотностных свойств геологического разреза Соликамской впадины / Комплексное освоение недр Западного Урала: мат-лы науч. сессии Ги УрО РАН. Пермь, 1998. С. 73–76.

Щербинина Г.П., Скрябина Н.Е. Катагенез и физико-механические свойства каменной соли /

Проблемы безопасности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций: мат-лы Междунар. симпозиума SPM-95, Москва-Пермь. Екатеринбург: Ги УрО РАН, 1997. С. 86–92.

Яржемская Е.А. Вещественный состав галопелитов // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. С. 260–314.

Яржемская Е.А. О вещественном составе соляных глин // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66, № 5. С. 919–921.

Яржемский Я.Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск: Наука, 1967. 132 с.

Яржемский Я.Я. Минералогия и петрография калийных пород Советского Союза / Вопросы геологии агрономических руд. М.: АН СССР, 1956. С. 162–181.

Яржемский Я.Я. Сравнительная характеристика условий формирования главных калиеносных месторождений СССР / Соленосные формации и практическое значение их изучения: тез. докл. II Всесоюз. солевого сов-я. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. Т. 1. С. 17–18.

Яржемский Я.Я. Сравнительная характеристика условий формирования главных калиеносных месторождений СССР / Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 16–21.

Яржемский Я.Я., Протопопов А.Л. и др. Атлас структур и текстур галогенных пород СССР. Л.: Недра, 1974. 231 с.

Яржемский Я.Я., Третьяков Ю.А. Вторичные изменения соляных пород Верхнекамского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 2. С. 85–91.

Яржемский Я.Я., Третьяков Ю.А. Краткая петрографо-минералогическая характеристика пород Дуринского участка Верхнекамского калийного месторождения / Геологическая и минералогическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений: тр. ВНИИГ. Л., 1979. С. 91–106.

Яржемский Я.Я., Третьяков Ю.А. Фациальные осложнения в некоторых галогенных породах / Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 15–16.



Verkhnekamskoe Salt Deposit (VKSD) is situated within the limits of Perm Krai mostly on the left bank of the Kama River. It is located in the boundaries of Cherdynsky, Krasnovishersky, Solikamsky, Usolsky, and Dobryansky districts, as well as in the areas governed by Berezniki and Alexandrovsk cities. Salt stratum of the field, which is in the shape of the lens and about 8.2 thou km² in the area, is 206 km long in the meridian direction, and up to 56 km wide in latitude direction. Inside the contour of the salt stratum a multi-stratified deposit of potassium-magnesium salt ores is located; it is 140 km long and up to 41 km wide. The area of the main part of the potash salt deposit along the outer contour is 3.7 thou km².

The deposit is complex: the extraction of sylvinites (raw material for the potash fertilizers production), carnallite rock (manufacturing of artificial carnallite for magnesium industry), and salt brines (raw material for soda production, power production, etc.) is performed on its base. The geological reserves of the deposit are huge; they have been estimated in the amount of 96 billion t of carnallite, 113 billion t of sylvinites, 4.7 trillion t of salt rock.

According to the level of relief dissection the field area is divided into two orographic zones: low depositional plain, including Kama valley and areas of the valleys of lower courses of its tributaries, with an absolute water level from +108 m (waters' edge of Kama reservoir) to +120 m; and elevated denudation plain (east and south-east of the deposit), dissected by valleys of small rivers, streams, system of ravines. Absolute relief marks of this area range from +120 m to +250 m. Located in the central part of the deposit (interstream area of Ussolka-Bygel-Legchim) maximum altitude of the relief mark is +273 m.

1.2 STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY

Geological section of VKSD field is well explored by stratigraphic reference well (well 1-ОП, depth – 2973 m) and oil exploration wells (the deepest well is well 37-ОГН – 2912 m). These wells drilled Kudymkar suite of the Valdai series of the Vendian complex (Vkd), presented by siltstones, mudstones and sandstones. Drilled thickness of the complex is 342 m. Overlying deposits belong to the Devonian, the Carboniferous, the Permian, the Paleogene, the Neogene, and the Quaternary systems.

The main watercourse is Kama river running in the western part of the deposit. Backwater of Kama hydro-electric power station has an influence up to the latitude of Solikamsk city. Besides Kama the hydrographic network of the district is represented by Kolva, Vishera, Yazva, Yaiva, Kosva rivers and their tributaries. The main feed source of the rivers is melt-water (over 60% of annual stream flow), so the rivers are characterized by lasting of ice cover, high spring overflow, low summer and winter low-water level. The shallow lake Nyuhti (depth up to 2.5 m, length – 3.4 km, width – 2.2 km) is located in the northern part of VKSD.

Seasonal changes of the climate characteristics are distinctly expressed in VKSD area: winter is cold and long with severe frosts; summer is warm and rainy. Annually mean air temperature is +0.7°C. The coldest month is January with mean temperature -16.0°C, the warmest is July +17.5°C.

In amount of precipitation (600–700 mm/year), nature zone including the territory of VKSD, refers to the zone of excess moisture. The highest precipitation falls in the period from July to August, the lowest in January-March. Snow cover lasts from November to April. In spring, a transition of mean temperature over 0°C occurs in mid-April, causing extensive snow melting and rising water levels in streams. In autumn, transition happens in October, 20–25.

The largest part of the deposit area (slightly over 60%) is covered by forest with primary development of fir-trees. In the northern part of the field pine and birch forests are spread, and to the south from Berezniki latitude linden trees begin to appear. Forest free area is represented by meadows and to a lesser extent by arable lands. The soils are mainly podzolic and sod-podzolic, in marsh areas – swampy peat, in upland valleys – sod-meadow.

Halogeneous formation of Solikamsk depression includes deposits of Karnaukhovskiy, Bereznikovskiy suites and lower-Solikamsk under-suite of the Permian System.

Karnaukhovskaya suite (P₁kr) is represented by four alternating members of sulfate and carbonate rocks. The total thickness of the suite is about 100 m.

Bereznikovskaya suite consists of clay-anhydrite (ГАТ – P₁br₁) and salt (P₁br₂₋₄) strata.

Clay-anhydrite stratum consists of marls and mudstones, dolomites and to a lesser content of limestones,

anhydrite rock, salt rock, siltstones, sandstones. The average thickness of the stratum is 230 m.

Salt stratum with a total thickness up to 550 m is divided (from bottom to top) into underlying salt rock (П₁КК – P₁br₂), potash deposit (P₁br₃), and overburden salt rock (П₁КК – P₁br₄).

The underlying salt rock (П₁КК) is divided into three horizons (members). The lower horizon is constructed of alternating beds (layers) of salt rock and terrigenous-chemogenic rocks. The latter are represented by clay-(marl)-anhydrite-dolomite, clay-(marl)-gypsum-anhydrite, and dolomite-anhydrite rocks, as well as by siltstones and sandstones. The number of beds (layers) of chemogenic-terri-genous rocks varies from 1 to 5 and their thickness ranges from 0.5 to 43 m. Salt saturation is 61-82%. The total thickness of the lower horizon varies from 61.0 to 98.6 m.

The middle horizon is represented by thick and relatively homogeneous salt rock with intercalated beds of clay-anhydrite material with the thickness from 0.05 to 0.5 m. Within two small fields of the southern part of the deposit, in the horizon roof the red sylvinites bed KpIV is opened with five salt exploring wells and a series of oil ones. Structurally, both fields of the development of the bed KpIV spread toward Kama trough axis. At that the southern field is situated directly on its axis line, and the northern – is slightly shifted to the south-west.

In the section of well 424 the bed KpIV consists of two sylvinites layers and a layer of salt rock dividing them. The thickness of the upper sylvinites layer is 1.4 m, the lower – 0.95 m. The thickness of the whole bed is 3.45 m. The KCl content in the upper layer is 36.88%, lower – 17.22%.

The total thickness of the middle horizon П₁КК ranges from 50 to 440 m.

In the basis of the upper horizon П₁КК the bed of 'marking clay' (МГ) is deposited laying with an angular unconformity on the salt rock of the middle horizon. This bed is the most reliable marking horizon of the VKSD salt stratum. The thickness of the bed МГ varies from 0.8 to 1.4 m.

The thickness of the upper horizon П₁КК in average is 25 m.

The average chemical composition of the salt rock of П₁КК (% wt): NaCl – 94–94.5; CaSO₄ – 2.5–3.0; insoluble in water residue (IWR) – 2.0–2.5.

The total thickness of П₁КК ranges from 0 to 515 m (the mean value is 330 m).

Potassium deposit is represented by a series of pay beds separated by salt rock beds. The deposit is divided into sylvinites and carnallite members.

The sylvinites member is built up of the alternating beds of red (KpIII, KpII and KpI) and striped (A) sylvinites and divided by the beds of salt rock (KpII–KpIII, KpI–KpII, A–KpI).

The bed KpIII is divided by two beds of salt rock, 0.2–4.5 m thick, into three insulated sylvinites beds – KpIII^a, KpIII^b, KpIII^c.

The bed KpII is divided into seven layers (numbered from top to bottom), the odd layers are built of rich sylvinites, and the even – of poor sylvinites. The thickness of the bed varies from 0.8 to 11.9 m.

The bed KpI has a thickness from 0.1 to 4.2 m.

The bed A, 0.3–3.6 m thick, is built of striped sylvinites.

The beds of salt rock of the sylvinites member with a thickness of 1.4–2.0 m have rhythmic structure. Each salt rock member with the underlying interbed of clay-anhydrite material forms a so called 'cake'.

The thickness of the sylvinites member varies from 3.3 to 30 m (the mean value is 17.4 m).

The carnallite member is built of interleaving beds of potassium-magnesium salt ores (nine beds, which are indexed from bottom to top by the letters of the Russian alphabet from B to K) and beds of salt rock (eight beds from Б–B to И–K). The bed B is deposited directly on the bed A.

Pay beds of the lower part of the carnallite member (B, Г, Д, E) have a complex, multilayered structure and large thickness (5–6 m), but the top layers of the member (Ж, З, И, K) has simple structure and small thickness. In some parts of the area, carnallite rocks are replaced by striped sylvinites, which in their turn may be replaced by salt rock.

The bed B is divided into six layers. The numbering of the layers goes from bottom to top: even layers are rich carnallite layers, and the odd ones are mainly halite.

Salt rock located between the pay beds of the carnallite member is represented by gray varieties with well expressed irregular-banded texture. The thickness of salt rock stratum is more constant than the thickness of pay ones. Its mean value increases along the section from 1.6 to 6.1 m.

The total thickness of the carnallite member varies from 38 to 80 m (the mean value is about 55 m).

None of the pay beds reaches the size of the potash deposit. If an area of the potash deposit is denoted as 1, then the development areas of pay beds can be denoted in the following values: KpIII^a – 0.35; KpIII^b – 0.61; KpIII^c – 0.65; KpII – 0.87; KpI – 0.82; A – 0.84; Б – 0.74; B – 0.80; Г – 0.79; Д – 0.77; E – 0.85; Ж – 0.70; З – 0.56; И – 0.66; K – 0.53.

The lowest layer of the carnallite member, the bed B, is characterized by a strong variability of the composition; which is revealed in the fact that the fields sedimented with mixed salts and carnallite rocks, often look like small 'islands' with the biggest of them being very complicatedly shaped. They all are located within a common contour of the development of variegated sylvinites, the total share of which is 54%. The total area of carnallite rocks development is small and does not exceed 6% of the bed area.

The overlying bed B is characterized not only by the larger total area of the development of the pay rocks (towards the bed B) but by larger development of the carnallite rocks as well, which are practically combined by one common contour and cover more than one third of

Average thicknesses and chemical composition of pay beds of potash deposit

#	Bed	Thickness, m	KCl	MgCl ₂	NaCl	CaSO ₄	I.C.	Br
1	К	0,84	15,25	8,57	61,20	1,14	1,66	0,061
2	И	1,26	17,35	10,63	55,35	1,29	2,24	0,076
3	З	0,62	16,22	11,34	55,81	1,32	2,55	0,073
4	Ж	0,79	18,72	11,83	52,38	1,37	1,76	0,075
5	Е	7,58	15,88	11,02	55,06	1,59	3,12	0,081
6	Д	8,31	15,75	11,81	53,90	1,72	3,65	0,078
7	Г	6,28	17,69	12,53	50,68	1,65	3,57	0,085
8	В	5,79	22,48	12,48	45,95	1,50	3,29	0,085
9	Б	1,81	30,79	6,00	51,01	1,71	3,35	0,069
10	А	1,40	29,75	0,34	64,48	2,17	2,62	0,046
11	КрI	0,96	29,95	0,30	63,94	1,69	3,01	0,041
12	КрII	3,97	25,74	0,24	67,96	2,23	3,27	0,048
13	КрIII ^а	0,88	25,42	0,23	69,63	2,34	2,73	0,036
14	КрIII ^б	1,14	18,52	0,28	75,10	1,95	3,64	0,033
15	КрIII ^в	0,68	21,80	0,30	72,81	1,60	3,24	0,028

the bed area. The share of development sylvinite area of this bed is a half of the bed Б area.

Next three beds (Г, Д, Е) have similar characteristics: the development share of the carnallite type of section is 39–45%, mixed – 35–41%, and sylvinite – 18–19%.

The characteristic features of the pay beds of the potassium deposit are given in Table 1.

The overburden salt rock (ПКК) is spread on the main deposit area, but it is absent on the domes of some uplifts. ПКК is divided into two members almost equal in thickness: the lower (light salt) and the upper (dark salt). The border between the members is in the foot of the marking horizon 'halopelit pair' which is represented by the salt rock package with thickness from 19.5 to 33.5 cm with two clay-anhydrite interbeds (4.5-17.5 cm) in the soil and in the roof. The average chemical composition of salt rock of ПКК (%) is: NaCl – 80.96; CaSO₄ – 0.7-5.0; IWR – 0.7-4.5.

The thickness of ПКК varies insignificantly (the mean value is 20 m).

Halogeneous formation is domed with salt-marl stratum of lower-Solikamsk under-suite (CMT – P₁s₁), which is spread on the whole area of the deposit and represented by marls and clays (65%), salt rock (30%), gypsums and anhydrites (5%). In the section CMT there are nine rhythmic members, the lower parts of which are mainly sedimented by marl and clay, and the top – by salt rock, gypsum or gypsum-bearing rocks.

The lower part of the CMT containing salt rock beds is called an intermediate bench (III). The thickness of salt rock III is from the first decimeters up to 10 m. The roof of III is represented by the first top bed of salt rock, so it is not a stratigraphic level, because it is a salt table. The thickness of III reaches 88 m, in average – 20 m.

The total average thickness of CMT is close to 100 m.

Halogeneous formation is overlapped by the terrigenous-carbonate stratum of upper-Solikamsk under-suite of the Ufimian stage (TKT – P₁s₂). Its lower part is represented by limestones, dolomites and marls, and the top – mudstones, siltstones, sandstones and limestones. The thickness of TKT ranges from 90 to 170 m.

Sheshminskaya suite is represented by variegated stratum (III₁T – P₁). Stratum is built of sandstones and siltstones, sometimes with thin substrata of marl and limestone. In the limits of VKSD area the rocks of III₁T are not commonly developed and their thickness reaches 675 m.

On the deposit field the sediments of the Paleogene and the Neogene are fragmentarily developed. The section of VKSD is domed with loose sediments of the Quaternary system, developed on the whole deposit area in the form of an uninterrupted mantle (up to 80 m thick). The Quaternary period rocks are represented by aeolian, peat-bog, alluvial, lake-but-alluvial, periglacial and fluvio-glacial sedimentations.

1.3.1 Structural and Tectonic State of VKSD

Preduralsky (Pre-Ural) foredeep is a big synclinal structure transforming from the Russian plate to the folded Urals. The biggest part of the foredeep, including the Solikamskaya depression, is characterized by deeper bedding of Pre-Kungur sediments than on the platform and the folded Urals, as well as by salts development in the Kungur sediments.

The western boundary of the Pre-Ural foredeep is a conventional one with a view of increasing of thickness and facial variability of the lower-Permian sediments. The eastern boundary of the Pre-Ural foredeep is the occurrence of the lower-Permian molasses.

The Solikamskaya depression is a meridionally stretched structure about 240 km long and up to 70–75 km wide. In the north it is limited by Kolvinskaya saddle (KC) and in the south by Kosvinsko-Chussovskaya saddle (KЧС).

According to seismic survey the surface of the crystalline basement as a whole is moderately dipping in the eastern direction up to the marks of minus 5.0–5.5 km.

On the structural map of the roof of terrigenous member of the Artinskian Stage the structural changes are determined. They are caused by accumulation of flicshoid-molassa stratum, which thickness sharply increases up to 500 m and over, in the Eastern part of the Solikamskaya depression, as well as in the whole Pre-Ural foredeep. As a result the so-called 'artinskian terrigenous wedge' was formed, which generated the sloping syncline structure with a distinctly defined western and eastern sides – actually Solikamskaya depression.

1.3.2 Plicative Structures

On the structural map of the bottom of salt stratum the situation has much in common with the same determined with the roof of artinskian sediments. It is the same sloping brachysynclinal structure, passing through the whole field from the north to the south and complicated by the series of dome-shaped structures inherited from the lower bedding horizons.

The roof morphology of the salts is best of all studied in the limits of the potash deposit. In the west two linear regional structures of the north-south strike are clearly distinguished – Kamsko-Vishersky swell and Kama trough. Kamsko-Vishersky swell, which is 100 km long and about 5 km wide, runs along the cen-

tral and southern parts of the potash salt deposit. The vertical amplitude is 200–250 m. The series of local brachyantoclines is subtracted within the swell.

The axis of the Kama trough runs 3–7 km eastward the axis of the Kama-Vishera swell. In the limits of the trough there are the two local negative structures – Ussolskaya and Romanovskaya brachysynclines.

To the east of the Kama trough, the positive and negative linear structures of submeridional strike, local domes, brachyantoclines, as well as synclinal folds and brachysynclinal structures are developed.

On the salt deposit area two systems of sub-latitudinal conjugated and relatively narrow linear structures are distinguished. Those are swells and troughs, associated with the zones of Borovitsky and Durinsky regional faults. By free potash areas, confined to the zones of these faults, the potash deposit and the whole field are divided into three parts: northern, central and southern. Borovitskaya system of structures is represented by the South-Borovitsky swell and Borovitsky trough. Durinskaya system of structures has more complicated structure: here from north to south Kosikovskiy and Eryominsky swells, Ussovskiy and Gulinsky troughs, and North-Bygelskaya syncline are distinguished.

The northern part of the deposit is characterized by relatively smooth relief of the salt stratum roof.

According to the character of the intrasalt deformations the salt stratum of the deposit is divided by B.M. Golubev into four structural complexes, each of which covers the determined part of the section: I – П₄КС, II – sylvinite member, III – the lower part of carnallite member (beds Б–Е), IV – the upper part of carnallite member (beds Ж–К) and ПКК.

Intrasalt deformations of the complexes are mainly folded dislocations. The folds vary not only in size, but also in the depth of expansion. Four orders of folds are defined: the first – small intrabed and intra-layer folding, the second – folds covering separate beds and strata of salts, the third – folds, covering a number of beds within the salt stratum, the fourth – linear synclinal folds adjoining to the replacement zones of salt rock of sylvinite beds.

Folds within the salt stratum, regardless of their order and position in the limits of uplifts, have one common characteristic feature: their western limbs are steeper than the eastern ones; but axial planes are overturned in varying degrees only in one direction – to the west. On the map the folds are combined as echelon foldings. Long fold axes are generally parallel to each other and the axes of the salt uplifts.

Fundamentally, the general fold structure of the oversalt complex of rocks corresponds the roof structure of the salt-bearing stratum.

1.3.3 The Fractures

Manifestations of fractures in salts are mainly represented by differently oriented opened and filled joints.

According to the group of geologists of Joint Stock Company 'All-Russian Research Institute of Mineral-salt Production' (OAO «ВНИИГ»), the main elements of VKSD fault tectonics are three submeridional regional thrusts – Ussolsky, Solikamsky and Troitsky. These thrusts are considered by the authors of the hypothesis as subjacent systems of the fractures, which are developed in the subsalt, salt and oversalt rock complexes and have a length of several tens kilometers. Thrusts have eastern pitch which is 2–10° in the interval of salt stratum.

The detailed analysis of the geological structure of the salt stratum in the area of the supposed regional thrusts clearly confirms their absence within shaft fields of potash mines.

On the basis of the geological, geophysical, morphometric, and distant researches for the isolation of large faults and their check back the consolidated scheme of the faults in the limits of the central and southern parts of VKSD potassium deposit was compiled. According to the scales, degree of manifestation in the geological-geophysical fields and depth of occurrence the VKSD faults are divided into six groups (six conventional levels):

- the first group is represented by Krasnoufimsky fault separating the Pre-Ural foredeep from the East European Platform;
- the second group includes the faults of two thick sub-lateral structures (zones of Borovitsky and Durinsky troughs);
- the third – the faults of six local zones (Rubtsovskaya, Volodinskaya, Zyryanskaya, Balakhontsevs-kaya, Sibirskaya, Palasherskaya);

- the fourth – relatively reliable isolated faults;
- the fifth group includes the isolated supposed faults below the VKSD section;
- the sixth – improbable isolated faults.

The sum of characteristics of geological aspects of ГАТ in the area of Chashkinsky oil field, located in the zone of Durinsky fault (roof bench of ГАТ with an amplitude over 80 m, its orientation on the map, occurrence of two wells with the manifested zones of absorption of drilling fluid, and the overlapping with the zone of complete salts absence) is nearly the direct indication of the fault occurrence of a reverse fault type.

Manifestations of the large-scale fractures like faults in the salt stratum almost never occur. A rare example of the manifestation of the salts fault is a case of linear zones of displacements in the upper pay beds of the potash deposit in the south-east of the central part of VKSD. Quite possibly that a variety of intersecting cracks, mapped in the eastern part of the shaft field of Third Solikamsk Potash Mine Office (SPMO-3), is a reflection of the fault developed in the oversalt stratum.

The cases of faults fixing in the oversalt stratum are rare as well; there are only three of them. On the right bank of the Kama river to the north of Tyulkino village in the exposal of limestones and marls of TKT the system of fault-fissures with a vertical amplitude of displacement up to 11 m was discovered. Another case connected with a miserable event is an infolded faulting uncovered in the walls of plump hole in the place of unexpected flooding into Third Berezniki Potash Industrial Mine Office (BPIMO-3). Zyryanskaya area of faults is manifested with the formation of numerous plump holes and connecting them linear depressions of surface level in the area of Novaya Zyryanka (southern suburb of Berezniki).

1.4 HYDROGEOLOGY

Oversalt complex of VKSD rocks occupies the upper hydrogeological stage, the lower boundary of which is the roof of salt-bearing stratum, serving as a regional aquaclude. In the oversalt stratum of the deposit there are the following hydro-geological subdivisions:

- the water-bearing local low water-bearing Quaternary alluvial aquifer;
- the water permeable local water-bearing Paleogene-Neogene complex;
- the low water-bearing permeable (drained) Sheshminsky terrigenous complex;
- the weak water-bearing local water-bearing Sheshminsky terrigenous complex;
- the water-bearing Solikamskaya terrigenous-carbonate suite.

The main hydrogeological subdivisions, where practically all subsurface water resources of the oversalt rock complex are concentrated, are water-bearing Verhnesolikamskaya (upper-Solikamsk) suite (TKT) and weak water-bearing local water-bearing Sheshminsky terrigenous complex (ПЦТ).

The boundary between fresh and mineralized waters is at a depth of 100–150 m, dipping on water-partings, in water recharge areas to the greater depths and rising up to a depth of 50 m or less in the river valleys, in the areas of mineralized water discharge.

Regarding the Kama river valley (main regional drainage way) there are two hydrogeodynamic areas. Water-saturated part of the section from the ground water level up to the level of Kama river refers

to the zone of non-artesian and sub-artesian descending waters, characterized by free water exchange. Its aquifers are drained by the Kama river tributaries.

Below the drainage effect of the Kama river tributaries (up to the overlying layer of regional aquaclude) there is the hydrogeodynamic zone of sub-artesian descending-ascending waters. This part of the section is situated under the draining effect of the Kama river valley. Water-bearing subdivisions are deposited in difficult water exchange conditions.

At the very bottom, in the bowls of the roof of salt-bearing stratum the water exchange becomes very close to the difficult one. It is proved by spreading of saturated Cl-Na brines here.

Discharge of ground waters flows to the sub-regional draining basis – Kama river valley, as well as to the local sites of discharge – the Kama river tributaries. In the discharge sites the surface of mineralized waters has a dome bedding, but the thickness of freshwater area may be reduced to zero.

Directly in the roof of the salt-bearing stratum or close to it there are brine-abundant areas with the common characteristic features. Brines of these sites are

saturated (or almost saturated) with NaCl and their mineralization often reaches 320 g/l. Brines composition (%) is chlorine – 49–60; sodium – 28–38; sulfate ion – 1–8; calcium – 1–5; potassium – 0.05–1. Density – 1.003–1.197 g/cm³. The brines contain small amounts of bromine, iodine, and free hydrogen sulfide giving them healing properties. Subartesian waters are up to 120–150 m. Rock cavities of brine-abundant areas are of karst nature that is determined by direct observations during shaft excavation.

In recent salt stratum mines, the excretion of brines of varying intensity and duration is often observed. Brines excretion takes place not only from separate closed blebs/enclosures, usually in the form of emissions with gas, but from the clay layers in the form of droplets and lightly noticeable humidification of mine walls as well.

These waters are characterized by an almost complete absence of sulfate ion and an increased amount of calcium. Pore solutions are high-mineralized brines with increased concentrations of bromine, iodine, strontium, of rare alkalis and other micro components. Mineralization can reach 450 g/l.

2 STRUCTURE AND COMPOSITION FEATURES OF SALT STRATUM

2.1 STRUCTURE OF UPPER PART OF ПДКС

As a result of a detailed study of the upper part of ПДКС at 8 sections, embracing its section from the bottom of KpIII⁶ to 35–45 m below the bed MГ, there was distinguished 15 marker horizons, including: in interval of 'KpIII⁶-bed MГ' – Lyuba, Tort, Bussy, Zhirny, below bed MГ – Oculyar, Tsepnoy, Shlyapka, Tolsty, Dvoynik, Moshchny, Sredny, Khameleon, Ilya, Dobrynya, Popovich. Usually in the marker horizons there are the interlayers of clay-anhydrite material as well as halite ones. Clay-anhydrite interlayers included in the marker horizons often contain rounded concretions of anhydrite, which was one of the main features for allocation of such marker horizons as Forel, Lyuba, Bussy, Shpatovoe Trio, Tort, Tsepnoy. Along a section of the upper member of ПДКС the marker horizons occur in 0.35–4.7 m, in average – in 2.2 m. Below the bed MГ the marker horizons are met in 0.4–17.7 m, in average – in 4.1 m.

In addition, within the shaft fields of mines of Joint Stock Company 'Uralkaly' the upper member of ПДКС has been divided into 21 layers (numbered from top to bottom), which compositions are given in table 2.

Lithological columns of the studied sections of the upper member of ПДКС are divided into microcycles in a way that in their bases there is an interlayer of clay-anhydrite material. On some parts of the section, which did not have these interlayers, the boundaries of microcycles were performed on the bottom of interlayer of feathery dark gray halite (sometimes – feathery light gray one). It is found that the thickness of microcycles varies from the first millimeters to the first tens of centimeters, with an average of 6.9 cm.

As a 'classic' microcycle is accepted the one in which the interlayers are arranged in the following order (from bottom to top): clay-anhydrite material, dark gray feather halite, light gray feather halite, spar halite. About 80% of salt rock of the upper member of ПДКС is composed of two- and three microcycles. A share of full 'classic' microcycles is only 6%.

Investigation of lateral variability of composition and structure of ПДКС, conducted by matching of the same section intervals, showed that the interlayers of clay-anhydrite material with thickness over 2 mm are the most stable.

Table 2

Average thickness and composition of upper member layers of ПДКК at ВРМО-4, wt. %

Layer	Thick-ness, m	Composition, wt. %			1	2	3	4	5
		NaCl	H.O.	CaSO ₄					
1	2	3	4	5	11	1.43	97.23	0.63	1.80
1	1.00	95.48	1.93	1.95	12	0.38	97.69	0.59	1.18
2	0.70	96.55	1.33	1.54	13	0.56	96.85	0.77	2.02
3	1.06	95.85	1.36	2.28	14	0.76	97.86	0.39	1.37
4	1.29	96.49	1.19	1.78	15	1.09	97.94	0.44	1.30
5	0.94	96.68	0.75	1.99	16	1.20	98.03	0.26	1.44
6	0.88	96.82	0.71	2.00	17	0.85	97.07	0.69	1.91
7	0.55	97.40	0.59	1.63	18	0.78	96.75	0.79	2.08
8	0.20	95.85	1.37	2.38	19	0.81	96.64	1.23	1.76
9	1.04	97.01	0.79	1.78	20	1.91	94.77	1.93	3.03
10	0.62	97.52	0.62	1.50	21	0.58	89.29	6.97	3.38

2.2 VARIABILITY OF MINERAL COMPOSITION OF PAY BEDS

In variability of the mineral composition of pay beds of potash deposit there are five levels: regional, local, variability on a macrostructure level, rock and grain textures.

Regional variability. In the distribution of carnallite rocks there is quite a clear trend, reflected in the fact that the main areas of their development are associated with the negative structures located near the western border of the potash deposit. In the limits of the central and southern parts of the deposit such a structure is the Kama trough. The most extensive fields of variegated sylvinites are limited to the eastern half of the southern part of the deposit.

Local variability performs in the fact that within the vast fields of homogeneous consistence there are the areas formed with other rocks. The size of these areas is from one to several tens of square kilometers. The variability of this level is caused by the intensive karst manifestation on the local positive structures and its complete absence in negative structures where carnallite rocks of beds of carnallite member are remained. Besides, the location of the site parts forming the local variability (large replacement zones, small fields of variegated sylvinites) is characterized by a complete absence of connection with the general tec-

tonic structure of the deposit and manifestation of potash deposit throughout the section.

Variability of composition at macrotexture level is manifested in a change, a spatial position and relationships of bodies of different composition in the volume of one pay bed. This variability is observed in small areas of the mine fields, within an isolated excavation, or even its part. All regularities of variability of pay beds composition at a macrotexture level can be illustrated by the relationships of bodies of three rocks types (variegated sylvinites, salt rock of replacement, clayed material) with the surrounding rocks.

In general, the transition of variegated sylvinite into carnallite rock (and vice versa) is complicated and it is usually carried out through a series of isolated blocks, lenses, and other bodies of irregular shape of one rock inside another.

Among the small size replacements of pay beds by salt rock there are four types: 'clew', the 'ear'-structure, 'under-cake lens' and 'column'. Almost all contours of innumeration replacement forms are cross ones relatively to rocks stratification.

In the potash deposit there one can come across clusters of clay material (CCM), which are saliferous clay bodies, which shape, size and position are not typical for the salt deposit stratum. The CCM bodies and areas of their development have the following features:

the bodies have the cross contacts with the host rock (except for local swellings); they are usually confined to the places of local faulting of the normal occurrence of layers; they are often divided by a series of conformable and cross veins of fibrose variations of halite and sylvite; giant crystal types of the same minerals (milky white sylvite and spar halite) sometimes are present in them and in the host rocks; practically always the host pay beds are replaced by other rocks (carnallite by variegated sylvinite, sylvinite by salt rock); in the areas of the CCM bodies development some stratigraphic and angular unconformities are sometimes observed.

Variability at texture level of rocks. The characteristic feature of the salt rock deposit is their rhythmic-bedded structure. The repeating element of the rhythmicity is presented by the so-called annual rhythm, layer or set of salt rocks.

Generally, the rocks stratification is of high lateral continuity. However, in the places of transition of carnallite rock to variegated sylvinite and in case of the sylvinite replacement by salt rock the changes of the rock texture characteristics occur relatively sharp. Thus, in case of the transition of carnallite rock into variegated sylvinite, in the latter the bedded structure is usually reserved, but its clarity is less expressed. Inside the fields of variegated sylvinites, there are areas where the rocks have a massive texture.

At replacement of pay beds by salt rock the inheritance of bedded structure usually happens. An example of extreme case of complete inheritance of bedded structure is the sector of complete replacement by salt rock of all beds of potassium deposit (site of скв. 642), where both stratification and rocks colouring remained.

Variability of rocks composition at grain level manifests in the relationships of rock-forming minerals, which determines its structure along with a grain size. Primary sedimental structures are typical for salt rocks of the deposit. The secondary structures – reactionary and poikilitic, as well as the replacement structure – are much less common.

It should be noted that the borders between the considered structures can be drawn only conditionally, since they reflect the spatial relations between primary and secondary minerals at various stages of the continuous process of the metasomatic change of the original rock.

Initial stage corresponds to a group of reactionary structures, intermediate stage – to a group of poikilitic and relict structures, the final stage – to the structures of complete replacement with a forming of metamorphosis. Thus, even with normal (unreplaced) bed composition the rocks have, although rare, secondary structures. In the replacement zones these structures are common.

2.3 STRUCTURE AND BALANCE OF GEOLOGICAL FIELDS OF POTASH DEPOSIT

The common fact for all geochemical fields of sylvinite member is that two main directions are distinguished in their structure. The first one – the north-west – is the direction of maximum variability and it is oriented subnormally (subperpendicular) to isolines of geochemical fields. The second major direction is characterized with minimal variability and it is oriented perpendicularly to the first one, i.e., subparallel to isoconcentrates.

The relationship of geochemical fields with the beds boundaries indicates that the latter are not the boundaries of the primary salts sedimentation, i.e., they have superimposed nature.

The increase of the average contents of KCl in the pay beds of sylvinite member up along the section and a good correspondence of KCl fields ($r=+0.68\pm 0.03$) and insoluble constituent of rock (I.C.) ($r=+0.80\pm 0.01$) of the various beds demonstrates the stability of conditions of salt deposition, both in time and space.

The geochemical fields of carnallite member (especially of its lower beds) are characterized by a very complex structure. For most of geochemical fields a determination of the main directions of variability is highly difficult. The maximum content of I.C. is also detected along the south-eastern boundary of the deposit.

The isoconcentrates orientation of this component is mainly the north-eastern. The geochemical fields of

one component have low degree of conformity up to its complete absence. The exceptions are the fields of I.C. of some «neighboring» beds: Б and В ($r=+0.85$); В and Г ($r=+0.57$), Г and Д ($r=+0.54$).

The common point for both members of the potash deposit is the incompleteness of structure of geochemical fields, which results in the absence of elevated contents of I.C. in the southeast of the central part of the deposit and in cross position of beds boundaries regarding to the structures of geochemical fields.

The estimation of the natural links of components in the beds of sylvinite member demonstrated that the link exists only between KCl and CaSO₄. The inverse dependence between these components is caused by the salts genesis. In the evolution process of the brine of the salt basin, a link of KCl-CaSO₄ enhances, that can be noticed from the increasing of the correlation coefficient from the bed KpII ($r=-0.54$) to the bed A ($r=-0.61$).

Natural links of components in the beds of carnallite member in most cases are characterized by inverse dependences. The exception is the pair CaSO₄-I.C. The diagrams of KCl content variation depending on CaSO₄ content in carnallite rocks and variegated sylvinites are parallel to each other, and the linear dependences of these components for the beds KpI and A cross them.

2.4 SYSTEMS OF SUBLATITUDINAL DEPOSIT STRUCTURES

Structures system of Durinsky area

On Durinsky area, at the roof of the salts there are clearly identified two negative and two positive structures of sublatitudinal orientation.

The northern negative structure is the Ussovsky trough. Along the isoline minus 100 m, this structure is traced to a distance of 8.5 km and in the west it is opened to opened to the Kama depression. Eastern end of Ussovsky trough is not delineated. The lowest point of trough is minus 380.7 m. The highest closed isoline contouring this trough is minus 200 m. Width of trough along it is about 1 km, and depth is 180 m. The Ussovsky trough is asymmetric. The average dip angle of its southern side is 25°, the northern is 10°.

Kossikovsky swell, located between Ussovsky and Gulinsky troughs, is a narrow positive structure of 11 km long. The maximum height of the salts roof in its limits is minus 10 m (average is minus 52 m).

Southern negative structure – Gulinsky trough – is traced over more than 25 km. The minimum height of salt table is minus 474.8 m. The highest closed line of this trough has a mark minus 200 m, depth is 275 m. The trough width at this isoline ranges from 1.5 to 2.0 km.

A cross-section of the trough is asymmetric: the mean dip angle of the southern side at the salt table is 20°, and the mean dip angle of the northern side – is about 15°. In the central part of Gulinsky trough a narrow zone of complete salt absence is detected, where oversalt sediments deposit directly on the roof of ГАТ.

Ereminsky swell crowns the southern side of Gulinsky trough and its highest height of the salt table is minus 41.2 m. An average height of Ereminsky swell is minus 64 m.

Intermediate member (III), with an average thickness of 44 m, is widely developed in the limits of Durinsky area. It is absent on two sites, each of which has the form of a relatively narrow band. The western part of one of them is confined to the northern slope of the Kossikovsky swell. Another band of the III absence is located on the northern slope of Ereminsky swell. With a width of 0.5–1.7 km, it is traced in sublatitudinal direction at 17 km. It is important to emphasize that this member is developed even in the inner parts of the troughs.

The overburden salt rock (ПКК) is spread on almost the same area as the III. The exceptions are the southern sides of the troughs, where it sometimes falls out of the section while saving of the III. The ПКК thickness is rather sustained and in average is 19 m.

The potash deposit within Durinsky area, contrary to popular opinion, is widely spread. Its thickness ranges from zero to 108 m (well 40-08H), average – 58 m. Potash deposit is absent on three sites which have the

band configuration with the same strike as the main area structures. One of the bands coincides with the northern slope of Kossikovsky swell, the other one – with the central part of Gulinsky trough, the third one – with the axial part of Ereminsky swell.

The underlying salt rock (ПДКК) is developed almost throughout Durinsky area, except the internal parts of the troughs. In all other cases, a significant reduction of ПДКК thickness against normal one (330 m) takes place. Outside supergene karst development areas the salt stratum thickness of Durinsky area is reduced due to the fallout of the lower parts of ПДКК from the section. Sometimes it happens while saving the potash deposit. Thus with well 302, it was discovered that the distance between the relatively thick sylvinite bed and the ПДКК bottom (i.e., roof of ГАТ) is only 7.4 m (!).

Many wells encountered the areas of tectonic breccias, crushing zones and polished surfaces, which are the direct signs of fractures. The occurrence of fractures in the limits of Durinsky area is also confirmed by the clear signs of doubling of some section intervals.

The elements of the geological structure non-specific for the VKSD were found by a series of wells: existence of sylvinite bodies outside the interval of the potash deposit (ПДКК and CMT), the manifestations of hydrocarbons (oil seeps), hypogene mineralization (magnetite impregnation, veins and chalcopyrite impregnation, pyrite-calcite veins, etc.). Wells, by which these anomalies were discovered, form two lines. On the plan one of them is mainly confined to the axial part of Ussovsky trough, another one is mainly located between the axes of Gulinsky trough and Ereminsky swell.

Structures system of Borovitsky area

According to the salts roof and on the contour structure maps within Borovitsky area the Borovitsky trough and Yuzhno-Borovitsky swell are allocated. On the structural contour map of the salt table only Borovitsky trough is clearly distinguished, which can be traced at 16 km in sublatitudinal direction (-255 m is the lowest point). The depth of this structure is about 275 m. Yuzhno-Borovitsky swell is hardly identified because it is complicated by a series of submeridional structural 'noses' and short depressions.

On the structural map of the ПДКК roof both Borovitsky trough and Yuzhno-Borovitsky swell are clearly distinguished. The latter is traced for 23 km. Maximum height (relatively to the isoline minus 100 m) is about 115 m.

The intermediate member (III) is rather widespread, but not at the site, coinciding on the plan with the Yuzhno-Borovitsky swell. Maximum thickness of III equal to 170.2 m is found by the well 864, located

on the northern slope of Borovitsky trough. In most cases the structure of the III is common.

The overburden salt rock (ПКК) is spread on almost the same area as the III. Its common thickness is 18–20 m, maximum – 31 m. The potash deposit is absent on the site, which is located between the axes of the main structures of the area. Absence of the potash deposit on the crest of the Yuzhno-Borovitsky swell is caused by supergene karst.

Thickness reduction of ПДКК more often occurs due to missing of its lower members. In this case, the minimum distance between the bottom of the bed МГ and roof ГАТ is only 27.3 m.

Results of morphostrucural analysis

According to the ratio of the absolute heights of roof and bottom the horizons are very clearly divided into two groups. The first one is represented by the horizons (TKT, CMTns, ПКК, К3, С3), for which almost functional positive linear dependence

between the heights of bottom and roof ($r \geq 0.93$) is typical, but their thicknesses do not depend on the position of their roof and bottom. All this indicates that the considered lithological horizons are the bed-like bodies, draping the relief of the ПДКК roof.

The second group includes the ПИТ and the ПДКК, which are characterized by the absence of correlation dependences between the bottom and roof marks ($r \leq 0.27$) and the presence of very close dependences between the stratum thickness and the altitude position of one of its limiting surfaces ($|r| = 0.90-0.96$) is attached, but for the ПДКК there is a positive relationship between thickness and roof height ($|r| = 0.96-0.99$). These dependences are well explained by the fact that the considered bodies have the form of plano-convex lenses, but in the first case, the flat side of the lens (erosion roof of the ПИТ) is facing up, and in the second one (bottom of the ПДКК) – down.

2.5 STRUCTURES OF SMALL FORMS

To the structures of small forms of VKSD the open joints, salt veins, budinag separations, kink bands and microfolds of salts are referred.

Open joints as regarded to the rocks stratification and genesis can be divided into few groups.

Bedding joints have subordinate spreading, but more often they are found on the domes. Genetically, the joints of the group are exfoliations or strippings accompanying the formation of the folds of longitudinal compression.

Cross joints form two main systems – orthogonal and diagonal. The first one is mostly developed in the range of uplifts, the second – in the negative structures.

Joints of folds are divided into longitudinal, transverse and diagonal according to their orientation to the folds axes. Due to the fact that the folds are oriented mainly from the north to the south, the longitudinal joints usually have submeridional trending, the transverse ones – sublatitudinal, and the diagonal ones – the north-eastern and north-western.

Longitudinal joints are developed mainly on the salt uplifts and usually are confined to the hinge parts of anticlinal and synclinal folds. They are found in the interval of the beds from А to Г. The length of joints varies in between 0.5–20.0 m, opening – 2.0–20 cm.

Transverse joints typically have rough walls. The joints are steeply dipping (80–90°), their length is 1–16 m, height is – up to 2.0 m. The opening of these fractures ranges from 1 to 8 cm. The low-amplitude faults or heave faults are frequently observed along them.

Diagonal joints are relatively rare, they are sometimes found as a series of echelon joints, their length is from 0.5 to 10.0 m. Their opening does not exceed 1.0

cm. The joints fall in different directions at angles of 35–90°.

The joints of uncertain genesis are not connected with the folds formation. They are, as a rule, do not go beyond an isolated bed and very rarely drape beds suite. The prevailing strike of the joints is the north-west. According to the forming mechanism the joints are divided into extension fractures and shear fractures.

Usually the extension fractures have the north-western (290–320°) strike. Their dipping is north-eastern, rarely – south-western, at angles 40–90°. Fractures length is first meters, height – up to 1.7 m, the opening – from share centimeters up to 11 cm (average 1–1.5 cm).

The fractures are usually dry, rarely are they filled with auburn brine and tend to the beds of salt rock and areas of development of large-grained variegated sylvinite. Accumulations of the fractures of this system sometimes form rather wide extended zones.

Shear fractures are very rare; they are developed in the bottom part of carnallite member (from the bed В to the bed В). Common strike is the north-west (295–315°), dipping – the north-east and south-west at angles of 40–90°. Fractures length is 10–14 m, height is 2.4 m, opening is 0.1–1.5 cm. The shear fractures of north-eastern strike are extremely rare, however, they are characterized by the largest size and they cross beds series. Their strike is in the range of the north-east 30–60°, dipping – subvertical (82–90°). Length is 4–145 m, height is over 13 m, opening is not more than 1.5 cm, but mostly the fractures are closed. At fractures opening the aeration occurs, lasting up to several days.

Salt veins (filled joints) are widespread in the interlayers of saliferous clay and the bed МГ.

The predominant strike of the joints is diagonal. This is particularly typical for large negative structures of the deposit. Filled joints are not isolated, and their systems form the webs with a variety of patterns.

In the cross section of the folds of bed MГ the salt radial veins are mostly clearly distinguished. They have cuneal, rare rectangular and even more rarely trapezoidal form. The salt veins height is usually 0.1–0.5 m, but sometimes it reaches more than 1.0 m, crossing the bed MГ at full thickness. Average wedge opening in the wide part is 5–7 cm. The base of trapezoidal salt veins may reach 0.5 m. Wide bases of cross sections of veins face towards the convex boundary of the bed MГ.

Radial salt veins are usually composed of fibrous orange, rarely of gray and bluish-gray halite, sometimes of gypsum. Veins of this type are fan-shaped; usually they are located in several tiers (up to 5). The center of the fan is the core of the fold.

The main minerals of salt veins are (in order of their distribution): halite, carnallite, sylvite, gypsum, anhydrite and pyrite.

Monomineralic veins are rare and they are mostly represented with the fibrous varieties of halite, gypsum and anhydrite. The veins of such composition are most typical for bed MГ. In the pay bed the monomineralic veins are even more rare. They are composed of fibrous varieties of yellowish-gray halite, red sylvite, yellow and greenish-yellow carnallite. These minerals fill the thinnest joints of all systems.

The complete sequence of the minerals formation of salt veins is the following: anhydrite, gypsum → granular and fibrous halite (white, bluish-gray, light gray, gray) → granular and macrocrystalline pyrite (separate crystals and druses) → light orange fiber halite → orange and dark orange fibrous halite → dark gray spar halite, subtly diffused pyrite → fibrous red sylvite, pink → milky white coarse-fibered sylvite, macrocrystalline → carnallite of dark colors (brick-red, red, etc.) → carnallite of light colors (white, yellow, cherry red, light green).

Boudinage extensions are widely developed in the bed MГ and, especially, in the large negative structures. In Tveritinsky depression the bed MГ is faulted by differently oriented joints and extensions into isolated blocks ranging in size from 4 to 12 m. In rare cases, the blocks size is reduced to 1–2 m. The blocks form in a vertical section is a parallelogram, a rectangle or a trapezium.

Boudins usually have blunt end, rarely – rounded. In the cases when the ends are inclined at angle of 30–70° (shear boudinage), a detachment surface is relatively flat. When the ends are subvertical (extension boudinage) the walls are rough. The opening of boudinage joints reaches 0.5 m. The joints and extensions are usually filled with orange fibrous halite and there is often a lot of pyrite at the boudins ends. In the extensions there are fragments of the bed MГ of irregular form,

sometimes rotated around the horizontal axis.

Wide extensions between the blocks are usually filled with host salt rock.

Boudinage is observed not only at deformation of bed MГ, but of the other relatively thick interlayers of saliferous clays.

Kink bandies (small areas of salt rock replacement of ‘ear’ type). A detailed analysis of the rock texture of the numerous ‘ear’-structures allows suggesting the evolution of their development, in which there are four stages. The first stage (initial) is characterized by weak flexure bending of interlayers of bed A and weak lightening of halite and sylvite in the bending zone. The second stage (an initial replacement) is characterized by more clear flexural-form bedding of bed interlayers, partial replacement of sylvite by halite, the occurrence of blocks of milky-white sylvite and blue halite. The third stage (complete replacement) is marked by the complete absence of sylvite, more clearly developed flexure, sometimes transforming into overfold; clay-anhydrite interlayers can be hardly traced. The fourth stage (final) is characterized by the presence of salt rock of massive texture with lots of spar halite.

The ‘ear’-structures, concerning both the formal features, and the specific conditions of spreading can be attributed to kink bandies. The secondary transformation of composition and structure of striped sylvinitic in kink bandies occurred simultaneously with the development of rocks deformation and was caused by the impact of water solutions on rock, migrating along the expanding micro-joints.

Microfolds of salts. With a relatively simple general tectonic structure of VKSD its internal structure is rather complicated. For intrabed and intralayer folding a small size whimsical goffering is typical, which is mainly limited to the internal parts of the anticline folds and local swells. At that the inner parts of the anticlines are characterized by extensive development of grained halite and coarse-grained sylvite with granoblastic structure. For synclinal folds a predominance of gray feathery halite and red sylvite is registered. The sylvite structure here is fine-grained, the grains are extended along the stratification.

A number of conclusions are obtained, the most important of which are:

- at a distinctly fluidal texture the deformed rocks are characterized by granoblastic structure, which does not correspond the mechanism of salts creep according to the principle of Rieke;
- the most complex folding is typical for the beds with distinct stratified texture;
- the rocks forming the complexly dislocated areas of the potash deposit have clear signs of the secondary transition (recrystallization, lightening, and sometimes local replacement);
- most fluid minerals at rocks deformation are light red and pink sylvite, as well as grained halite.

2.6 RARE ROCKS AND MINERALS F SALT STRATUM

Rare rocks. The rocks have been found in the deposit that are not typical for the section of the VKSD salt stratum. According to the mineral composition they are divided into three types: sulfate-chloride, silicate-carbonate, sulphide-chloride and carbonate-sulfate.

Sulfate-chloride type of rocks forms the anhydrite cores inside the replacement zones of pay beds by salt rock. The main minerals of these rocks are halite and anhydrite. The ratio of the contents of these minerals in the rocks is very unstable – in some cases, halite predominates, in others – anhydrite. A characteristic feature of this rock type is the admixture of pyrite in the form of slim impregnation. According to the textural features among the sulfate-chloride rocks there are three varieties: homogenous, nodular-spotted and brecciated.

Silicate-carbonate type of rare rocks is presented by dark gray, slim-fissile, very strong, evenly pyritized rock with a characteristic conchoidal fracture. At rock grinding in a mortar some strong smell of hydrocarbons is felt. The rock is found in ‘cake’ clay of the bed B in the mine BPIMO-4, where it occurs in the form of thin (2–4 cm) lenses, which size and shape stayed unknown on the plan.

Sulfide-chloride type of rock is found in the walls of the chambers, passed along the bed AB in the mine SPMO-3. Externally the rocks are characterized by dark gray, almost black color with inclusions of ore mineral. In the process of time (at weathering), rock becomes yellowish, but more often greyish-brown or brown. In polished sections sometimes a rock has a colloform texture with alternating bands of ore mineral and enclosing mass with width of 1–3 mm. It is seen under the microscope that the rock base is a clear spar halite with rare not clearly defined cleavage joints. The halite grain size is large; sometimes it occupies the entire area of the microsection. Halite contains a large amount of sulfide, which is presented by pyrrhotite.

Carbonate-sulfate rock is found almost in the center of a large replacement zone on the mine BPIMO-4. Here, directly below the bed MГ, the blocks of light gray rock with veinlets and pockets of clay material are

opened by the main south-eastern workings. The rock is very strong, thin crystalline, massive. The contacts of these blocks with the bed MГ are conformable, and with the ПДКC are crosscutting. Composition of the rock, according to the recalculation data of the results of chemical analysis (wt.%): anhydrite – 87.72, magnesite – 6.52, halite – 3.85, silicates – 0.86, calcinations residue (without CO₂) – 0.91.

Rare minerals. In the published literature and library materials there is information about the discovery of boracite with complex composition (erikite-chambersit type), amesite and baddeleyite in the deposit salts. At the end of the last century pyrrhotite was found at the VKSD.

Pyrrhotite is a part of composition of the characterized above sulfide-chloride rock. The diagnostic features of the mineral are: opaque, metallic shine, bronze-yellow color with a brownish discoloration, hardness 4, dark gray (almost black) band, weakly magnetic (does not influence on the magnetic needle, but it is attracted by Sochnev magnet), magnetic susceptibility – $11.5 \cdot 10^{-5}$ SI units, over time the polished surface dulls with the appearance of iridescence; it is decomposed in hydrochloric acid with hydrogen sulfide liberation.

The determination of the exact composition of pyrrhotite with the data of chemical analysis was failed. But using the results of X-ray structure analysis, it is reasonable to say that the pyrrhotite has a formula close to Fe₉S₁₀ (precisely Fe_{e0.901}), and the temperature of its formation varies in the range 54–123°C.

Pyrrhotite forms clusters of small crystals and globules of irregular shape, drusy aggregates, case-like dendrites of incorrect, lamellar and globular forms with corona texture.

Brunnerite – iron-containing magnesite – was found by Yu.A. Plotnikov at the mine BPIMO-4 in the form of droplets (crystals) in the above discussed carbonate-sulfate rock. The mineral is not properly examined and has the following diagnostic properties: color – dark gray with brownish tincture, translucent, vitreous – luster.

2.7 ADMIXTURE ELEMENTS OF SALTS

Since opening of the VKSD it was known that its ores contain admixture elements and mainly halides (Br, I). Later with the increase of the sensitivity of chemical analysis, the list of admixture elements of deposit salts was expanded. A presence of Rb, Cz, Tl, Li and other alkali and alkaline-earth dispersed elements (which are more conventionally called halophilic) was determined in the salts and then heavy and precious metals were found. The contents data of some admixture elements in the salts is given in table 3.

Halophilic elements.

Only for five elements the exceeding of their contents in the salt stratum rocks above crust Clarke is observed, and for boron, bromine, iodine and rubidium this excess is significant.

The increased content of Boron (B) is found in the salt rock and especially in saliferous clays. This element is usually connected with I.C. of salts. Part of boron is in the form of the own mineral belonging to the class

Table 3

Mean content of some admixture elements in salt strata rocks of VKSD, g/t

№№	Element	Carnallite rock	SYLVINITE		Rock salt	Salt clay	Earth crust Clark
			variegated	red and striped			
1	B	< 1	< 1	< 10	20 ¹	155	12
2	P	n.d. ²	n.d.	60	< 30	n.d.	930
3	Br	1200	420	500	350	500	2.1
4	I	n.d.	15	n.d.	n.d.	n.d.	0.4
5	Ba	n.d.	n.d.	6	20	n.d.	650
6	Li	< 1	< 1	< 2	< 1	53	32
7	Sc	< 1	< 1	n.d.	n.d.	10	10
8	Ga	< 1	n.d.	3	3	15	19
9	Ge	< 1	< 10	< 10	< 10	1.5	1.4
10	Se	< 0.5	n.d.	< 0.5	< 0.5	< 5	0.05
11	Rb	200	30	43	< 1	100	150
12	Sr	4	6	60	100	360	340
13	Zr	< 5	n.d.	6	< 10	40	170
14	Nb	< 1	< 1	n.d.	< 1	6	20
15	In	< 0.01	n.d.	< 0.01	n.d.	0.06	0.25
16	Te	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 1	0.001
17	Cs	0.11	0.11	0.14	0.15	< 5	3.7
18	Ta	< 1	< 1	n.d.	< 1	< 5	2.5
19	Tl	0.6	< 1	0.3	n.d.	< 1	1
20	TR	< 10	n.d.	< 10	< 10	100	178

1 – in bold type – contents exceeding Clark of Earth crust; 2 – no data.

of silicates, and another part is represented as isomorphic admixtures in other I.C. minerals.

Bromine (Br) is the main component of the admixture elements. Its concentration coefficient in salt rocks varies from 167 (salt rock) to 570 (carnallite rock). Bromine is included into chloride minerals isomorphically replacing the chlorine ions.

Iodine (I). Geochemistry of iodine in the deposit salts practically hasn't been studied. The content of this element almost in all rocks remains unknown. The iodine content in the variegated sylvinites varies from 3 to 27 g/t, which give the concentration coefficient of about 6–54. Like bromine, iodine replaces chlorine ion in the salts minerals.

Rubidium (Rb). Its geochemistry has been studied quite fully. It does not form its own minerals: it isomorphically replaces potassium and therefore it is concentrated in potassium-containing minerals. Its highest contents are typical for carnallite.

Heavy metals (HM).

According to the content of these elements the ore types are significantly different. Thus, in the carnallites the content of Ba is two orders higher, and Zn is one order higher than in sylvinites ores. These ores have a higher content of Fe and Mn. The variegated sylvinites contain higher amount of these impurity elements than striped and red sylvinites. There is a tendency of increasing of a content of the admixture elements up the section of bed KpII, which is com-

plicated by local jumps, according to the known variability of its composition: the even layers, submitted by bare sylvinites with high content of I.C. are characterized by a higher content of Fe, Mn, V, Ti, and Cu compared to the neighboring odd layers.

According to the basic forms of occurrence the HM are divided into three groups. The first group of elements (Fe, Ni, Mn, V, Ti) is characterized by the fact that their principal amount is in I.C. of ores. More clearly it is evident for Fe (up to 97.9%) and Ti (up to 97.1%). The feature of the second group of metals, including Zn and Cu, is the fact that their substantial part is concentrated in the soluble part of the ores (67.3–75.1% – for carnallite and sylvinites of the mine BPIMO-1, 38.8–45.4% – for sylvinites of the mine SPMO-3). The third group is represented only by barium, the predominant form of its occurrence depends on the ores type: in carnallite – it is a water-soluble form (99.65%), in sylvinites – insoluble (97.3–99.6%) one.

According to the module of the correlation coefficient of contents the elements are quite clearly divided into groups. One of them is presented by Cd, Pb and As, the contents of which are not dependent on the amount of I.C. ($|r|=0,24\pm 0,03$). Another group of elements (Zn, Cu) is characterized by rather close positive links with I.C. ($r_{i.c.}=+0,64\pm 0,01$). However, these values of $r_{i.c.}$ are not statistically real, that allows to speak only about a tendency of increasing

of Zn and Cu in salt rock with the increasing of I.C. content in it. The third group is presented by Hg and Fe, which content is clearly correlated with the content of I.C., and for the last one this relation is almost functional ($r_{i.c.}=+0,97$).

The form of the HM occurrence in salt rock is clearly classified only for two elements – iron (natrojarozit, chlorite, Fe-dolomite, pyrite, hematite) and zinc (sphalerite).

Thus, the heavy metals in the salt rock of the Verkhnekamskoe deposit mainly occur (69–94%) in the form of water-soluble compounds (chlorides, sulfates and possibly carbonates). The exception is iron, 92% of which is a part of the I.C. minerals. The HM, contained in I.C., have the following basic forms of occurrence: Fe – Fe-dolomite, natrojarozite, chlorite, hematite, pyrite; Zn – sphalerite; Cu and Pb – sulphides (most likely, chalcopyrite and galena); Hg and As – are the isomorphic admixtures in Fe-dolomite and natrojarozite, but the possibility of the mercury presence in the form of cinnabar, or amalgams can not be excluded. Cadmium, probably, is dispersed as an admixture in all minerals of salt rock.

2.8 ORGANIC MATTER

The organic matter (OM) of Verkhnekamskoe deposit salt stratum has several forms of occurrence. The most prevalent of them is the vegetative detritus, consisting of spores, pollen, and small fragments of plants. The wood residues are less prevalent, but often found form of OM in the salts deposits. Rarely OM occurs in the form of oil seeps which are visually determined in the walls of mine workings and by the characteristic smell of hydrocarbons (kerosene) during rocks grinding. Finally, another form of OM occurrence, which became known only in the last decade is hydrocarbons in microinclusions of salt minerals. The study of rocks, forming the replacement zones, and recrystallized types of salt rock, showed that spar halite on these sites almost always contains a large number of inclusions with oil microdroplets.

OM of vegetative detritus was studied with a sample taken from bed KpI-KpII of the mine SPMO-2 and which is saliferous clay of soft consistency without visible inclusions with I.C. content 86.52%. Content of OM soluble in chloroform is 0.22%. OM of saliferous clay is a bituminous OM of the humus type. A large number of functional groups provide evidence of little diagenetic changes of organic matter.

OM of wood residues is studied on a sample of coal-like material with thick network of joints filled with secondary water transparent halite. This coal-like material is confined to interlayer of saliferous

Precious metals (Au, Ag, Pt, Pd, Rh, In) were found in all saliferous rocks of the deposit. An average content of gold, for example, is (g/t) in carnallite rocks 0.038–0.122, in variegated and striped sylvinites – 0.057–0.083, in red sylvinites – 0.036–0.082, in salt rock – 0.045–0.069, in a strongly clayed salt rock – 0.05–0.160.

Major part of Au probably occurs in the form of halogenides, mainly connected with sylvite coloring material. A smaller part of Au is presented by chlorides. OM (organic matter) is a concentrator of Pt-metals: therefore, these metals are in the form of the complex organic compounds. Silver is in the sulfosalts, possibly in native form and in chlorides.

Determination of gold content by fire assay in single tests of carnallite varieties of the bed B showed that for red carnallite it was (g/t) – 0.08, for yellow one – 0.16 and for colorless – 0.12.

All rocks of Verkhnekamskoe salt deposit contain precious metals. The main forms of their presence are: for gold – halogenides, chlorides, complex organic compounds, native; for Pt-metals – complex organic compounds and, for less degree, chlorides; for silver – sulfosalts, chlorides and possibly native.

erous clay with thickness of 3 cm at 10–15 m below the bed MГ (mine BPIMO-4) and it occurs in the form of a flattened cylinder according to the bedding. Size of the cross section of the body along the long axis is 14 cm, the short – 10 cm. Visible length of the body is 1.5 m. A macro-component composition of the material according to the data of chemical analysis is: NaCl – 85.47%, CaSO₄ – 1.08%, I.C. – 9.5%, moisture – 3.5%.

The body shape and appearance of 'coal-like' material, large content of 'carbonaceous' rest in it and low content of Corg (75.1%) indicate that we are dealing with weakly lithified wood, which did not pass the lignite stage of coalification, impregnated with halite.

OM of oil seeps is studied with five groups of salt rock samples taken within the mine field BPIMO-4. Content of bitumen in the vast majority of cases does not exceed 1–2%. Extracted bitumens contained in salt rock of the oil seeps, are a mixture of organic compounds different in their migratory properties, some of which are syngenetic to host rocks. Another part of the OM oil seeps is presented by oil which is weakly oxidised and free from light fractions. This oil migrated from primary (under salt) places of concentration.

OM of micro-inclusions is studied with average samples of the halite varieties. The total bitumen content in the halite varieties is 0.002–0.0066%, which corresponds to the so called 'bitumens of or-

ganic background'. The results of chloroform draw research, extracted from the halite varieties, allow classifying it as a sapropel organic matter of low degree of conversion.

The research results of syngenetic dispersed organic matter (DOM) and plant remains in the de-

posit salts indicate that in the history of its forming there were no conditions for the formation of the hydrocarbons of petroleum series. The local oil seeps in the ПДКС were formed as a result of the hydrocarbons migration from the underlying salt stratum of sedimentary deposits.

2.9 GAS CONTENT

According to their occurrence the gases are divided into nonassociated and associated ones. Nonassociated gases, which accumulation volume can reach 2.000 m³, are released at the opening of natural joints and mechanical destruction of rocks, and they are divided into intrabed and near-contact.

Intrabed gases are divided into porous and source zone gases. Gas saturation of salt rocks is mainly determined by pore gases presenting in pores and joints. Source zone gases with pressure up to 4 MPa fill the voids and large joints in the interior parts of the beds. This gas type is mostly developed in carnallite rocks.

Accumulation volume of near-contact gases is close to the source zone ones, but related to relatively thick interlayers of saliferous clays, bedding on the roof of the pay zone.

Among associated gases there are micro-included (located in crystal microinclusions) and intergranular (sorbed and located in microcracks at the crystal borders). Associated gases are released only during the fine crushing of crystal or its dissolution.

Gas content and gas composition of salt rocks vary according to their composition (table 4).

During opening of the VKSD by the mining, whether they are the surface or underground minings,

there exist the gas-dynamic phenomena, the most important of which are the coal pipes and the instantaneous outbursts of salt and gas (IOSG).

Coal pipes are the release of nonassociated gases during opening by the minings and drill holes of more or less large gas accumulations. The intensity and duration of gases release have a wide range. The duration of gas escaping from the massif is up to six months.

IOSG is a sudden destruction and removal of the rock mass with simultaneous release of a large gas volume and the formation of the typical cavity. IOSG are the most dangerous gas-dynamic phenomena taking place at mining of all VKSD work bed. Total number of IOSG, fixed at the potash mines of Verkhnekamskoe basin exceeds 250.

The locations of outbursts are usually characterized by different geological complications. During mining of the bed KrII at the BPIMO-2 and the BPIMO-3 the IOSG are often related to replacement zones of sylvinites by salt rock and saliferous clay. During mining of bed AB, the IOSG tend to the development contours of carnallite rocks of bed B. This is typical for the mine fields of BPIMO-2 and BPIMO-3. The maximum amount of outbursts is located near the development contours of carnallite rocks, but a bit displaced towards the latest.

3 ONTOGENESIS OF VKSD

3.1 TERMINOLOGY AND SALT DEPOSITS CHARACTERISTICS

Originally, the term ontogenesis was defined as an individual development of the organism, a set of sequential morphological, physiological and biochemical changes experienced by the organism from the moment of its germinating to the end of life. In the middle of the XX century this term was applied to characterize the genesis of inanimate nature objects. Thus, in 1947, D.P. Grigoriev was the first who spoke about the ontogeny of minerals. In 1968 D.V., Rundquist introduced the concept of the deposit ontogeny, which included the study of deposit formation peculiarities connected with its individual development and appeared at the time scale equal or less than the duration of its own formation history.

The ideas about the endogenous nature of the fossil salts expressed in the 2nd half of the twentieth century were not supported by geologists studying salts. Clear stratification of salt-bearing strata, the general order of salts location in the section fitting the way of salting from saturated water solutions, as well as the presence of idigenous fauna and flora in halogen rocks, testifies the fact that salt formations are the products of sedimentation basins.

Halogen (evaporite) sediments have two characteristics distinctly distinguishing them from the other types of rocks. The first peculiarity is a huge sediment accumulation rate, which recedes only to the accumula-

Table 4
Amount and composition of gases of VKSD salt rocks according to literature data.
(numerator – interval, denominator – mean value)

Rock	Gas content, m ³ /m ³	Gas composition, vol %					
		H ₂	CH ₄	O ₂	CO ₂	N ₂	H ₂ S
Associated gases							
Carnallite rock	<u>0.06</u> h.c.	<u>25.5-32.6</u> 29.0	<u>7.0-9.9</u> 8.4	n.d.*	<u>10.6-22.0</u> 16.3	<u>38.0-54.1</u> 46.0	n.d.
Variegated sylvinite	<u>0.11-0.13</u> 0.12	<u>1.1-14.1</u> 6.3	<u>0.6-5.4</u> 2.8	n.d.	<u>3.2-15.2</u> 11.2	<u>26.0-87.0</u> 73.0	n.d.
Striped sylvinite	<u>0.08-0.20</u> 0.14	<u>0.2-12.8</u> 5.8	<u>0.7-10.4</u> 3.8	<u>23-29</u> 26	<u>0.5-8.5</u> 4.5	<u>30.0-89.2</u> 68.9	<u>0.1-2.4</u> 0.7
Red sylvinite	<u>0.02-0.46</u> 0.15	<u>0.0-22.9</u> 8.6	<u>1.8-7.6</u> 4.2	<u>22-25.3</u> 23.8	<u>0.1-8.0</u> 5.0	<u>52.0-85.6</u> 73.4	<u>1.1-8.6</u> 4.8
Salt rock	<u>0.14-0.20</u> 0.17	<u>2.9-6.7</u> 4.8	<u>7.0-13.0</u> 10.0	<u>24-28</u> 26	<u>0.7-2.4</u> 1.6	<u>52.0-66.4</u> 59.2	<u>0.2-1.5</u> 0.8
Nonassociated gases							
Carnallite rock	<u>0.13-2.50</u> 1.36	<u>7.8-54.0</u> 25.0	<u>11.5-45.0</u> 30.9	20.5 20.5	<u>0.3-1.7</u> 0.7	<u>37.7-57.5</u> 49.0	n.d.
Variegated sylvinite	<u>0.002-1.48</u> 0.43	<u>0.0-39.4</u> 11.3	<u>0.4-39.2</u> 27.0	n.d.	<u>0.1-10.0</u> 2.7	<u>42.0-51.2</u> 47.9	<u>(3-20)•10⁻⁴</u> 0.001
Striped sylvinite	<u>0.01-1.5</u> 0.76	<u>0.0-7.4</u> 3.8	<u>43.1-50.8</u> 48.4	n.d.	<u>0.3-4.0</u> 1.3	<u>24.4-51.1</u> 43.1	<u>4•10⁻⁵</u> n.d.
Red sylvinite	<u>0.05-0.9</u> 0.4	<u>0.0-9.6</u> 1.9	<u>5.3-46.6</u> 26.3	n.d.	<u>0.0-7.1</u> 1.6	<u>40.0-81.2</u> 58.1	<u>4•10⁻⁶</u> n.d.

* – no data.

tion rate of volcanic sediments, the second – is the destruction rate of salt formations, caused by high salt solubility in water – the most widespread natural solvent in the earth crust. That's why the volume of salt rocks preserved in the sedimentary earth mantle is about 1%. R. Garrels and F. McKenzie consider that the destruction period of the half of evaporate mass is about 200 million years, and the total masses of the previously deposited formations in 15 times exceed the ones existing today.

Despite a number of peculiarities arid lithogenesis, including halogenesis, has all stages of formation, transformation and destruction of rocks, typical for other types of lithogenesis. The exception is the absence of metagenesis stage, as there are no metamorphic analogues of saliferous (evaporite) rocks in the earth crust. Consequently, the ontogenesis of VKSD can be considered as a set of the genetic sequence processes of 'sedimentogenesis diagenesis catagenesis hypergenesis'.

3.2 TERMS OF SALT ACCUMULATION

Verkhnekamskoe salt basin was formed as a result of disintegration of the huge Kungur intercontinental water reservoir of a sea type, limited to the eastern part of the Russian Platform and Pre-Ural fore-deep. The outlines of the basin can be determined only approximately, since the boundary areas of the salt deposit were destroyed by the hypergenesis processes, the dimensions of which are not yet defined. In the west, within the platform, there was an extensive bay-like salinizing epeiric sea with the monodirectional northern feeding of ocean water. It was connected with the salt basin by one or more

narrow straits. From the east the salt basin was limited by the Ural dry land with the relief of plain.

The majority of researchers consider that the formation of Verkhnekamskoe salt basin was caused by tectonic warping of its bottom, which had been completely compensated by salt accumulation. However, this condition is very tough for the natural environment, because the sedimentation rates and the rates of warping are determined by different reasons. This is not confirmed by the results of internal structure analysis of Solikamskaya depression: the surface of the basement and sedimentary complex

overlying up to the top of the carbonate member of the Artinskian Stage (P1ar1), have the total quasi-monoclinial plunge to the east. Higher in the succession the eastern part of the depression is represented by 'Artinskian terrigenous wedge'. Together with the thin deposits of the Divinskaya suite (P1dv) it forms a negative structure, called by V.M. Provorov a lithofacies chute, representing a bed of halogen formation, including the salt stratum of VKSD. According to V.M. Provorov, this chute is regarded as the 'Pre-Ural Foredeep', though this territory never flexed in the trough way. Hence it appears that the centroclinal bowl of Verkhnekamskoe salt basin had been formed long before the salt accumulation.

The opinion on shallowness of salt basins of all ages was probably formed under the influence of the modern salt accumulation study. It should be noted, however, that it is not entirely justified to make a complete analogy between the conditions of ancient and modern salt accumulation, since at present time there is no basins, where would potassium salts be deposited. The exception is Tsarkhan lake of the Tsaïdam Depression.

Absolutization of volume leveling of solid and liquid phases at the beginning of potash salts deposition, has led to an incorrect conclusion that all salt basins inevitably has the stage of dry lake, when all the brine is in pores of saline deposits. In which case a porosity of the whole salt stratum, must be close to 50% as it directly follows from the law. This is impossible for stratum of several hundred meters, because in the process of salts accumulation the lower parts of sediment had already been significantly compacted.

In this paper, based on the physical and chemical laws of brine evolution and special features of the structure of VKSD salt stratum, it is defined that at the beginning of potassium salts deposition the depth of salt basin was not less than 160 m.

Thanks to brines stratification the basin salinization starts not from the surface but from the bot-

3.3 EPIGENETIC FACTORS OF SALTS

Internal factors of the saline deposits reconversion are stipulated by the fact that any bottom deposit is initially a non-equilibrium physical-chemical system. Excluding the DOM transformation, the physical-chemical equilibrium in the saline deposits is achieved during the realization of four main processes: the first is a transition of minerals from skeletal to holohedral forms; the second – an interaction of clastic minerals with between-crystal/interstitial brine, the third – a transition of unstable minerals to stable (this mechanism is not specific for the saline deposits of chloride branch), the fourth – syneresis of colloidal component of saline deposit with the gen-

tom areas. But that does not mean that the deposition of the most soluble salts in the deepest parts of the basin would start earlier than in shallow ones. The fact is that the composition of crystallized salts depends on the composition of the near-surface brines layer, where the evaporation of water (or brine cooling) takes place that is where there are centers of crystallization. In other words, for the salt deposition of particular composition there must be an adjustment of a surface of salt brine saturation in this salt with a surface of water evaporation or involvement of the saturation surface into the zone of its winter cooling.

Researching of the structure of productivity field of bed A according to I.C. showed that the terrigenous material mainly was brought by the wind.

In deposit salts, the trunks and differently shaped pieces of charred wood of the Dadaxilon are frequently found. However, more often these fragments are in the shape of a flattened ellipsoid, long axis of which is 10–20 cm. Rounded shape of the wreck ends indicates that they have passed the surf zone. Consequently, tree trunks and their fragments were introduced into the salt basin not by the hypothetical rivers, flowing from the Ural land, but by sea waters in the periods of low status of the riffle, separating this basin from the open sea. Absence of rivers flowing into the salt basin is also confirmed by the fact that either in the salt rocks or in the members of clay-anhydrite material there are no traces of leaves and thin branches.

Deep water sediments of the salt basin, stratification of contained therein brines with density (and hence the concentration of salts), the lower position of brines level relatively to the water level of the supplying basins and the absence of significant inflows of continental waters have resulted in a very matured hydro-chemical terms throughout its water area. The change of facies occurred simultaneously and everywhere the salts of the same composition crystallized.

esis of quartz, some types of banded silicates and potassium oligoclase.

External factors. In relation to the salt deposits they are three: mechanical, thermal and chemical.

The energy source of the mechanical factor effect is gravitational energy and tectonic movements. Due to the power effect of the enclosing rocks on the salt formation some mechanical strains arises in the latter.

The increase of all-round strain does not bring the change of the composition of chloride salts. Mechanical effect, causing the occurrence of shearing (tangential) strain in salts leads to the change of shape and internal structure of the salt strata. Here it is necessary

to distinguish between dispersal and local mechanical effects. Halo-kinesis takes place at dispersal mechanical effect that arises due to uneven strain of the rocks overlapping salt stratum. Local effect of external mechanical forces leads to the formation of rupture and injective dislocations in salts. Fractures are mainly formed as a result of differential movements of subsalt bed.

Chemical factor is stipulated by the interaction of salts with water solutions, which contact salt stratum on the periphery or impenetrate it. This is the most powerful factor of salts epigenesis as they have a very high solubility in water. The interaction result of aggressive solutions with salts is not only changing of

3.4 THE PROBLEM OF THE GENESIS OF REPLACEMENT ZONES AND VARIEGATED SYLVINITES

Historically, the general question about the place, role and scales of epigenetic processes in the formation of modern status of salt deposits of the field comes to the problem of the genesis of variegated sylvinites and salt rock of the replacement zones. Evolution of views on the genesis of these structures is characterized by a struggle between two trends. According to one of them, concerned rocks were formed at the phase of the open basin, according to another – at the stage of the buried deposit.

The researchers suggested several hypotheses on the origin of variegated sylvinites and of replacement zones by salt rock: the hypothesis of dy-

namometamorphism (Морачевский Ю.В., 1939); primary-sedimentological (Чирвинский П.Н., 1943), fluid-geodynamical (Ходьков А.Е., 1956) and early-diagenetic (Иванов А.А., 1963) ones; as well as the hypothesis of salt percolating migration of waters (Вишняков А.К., 1974), thermo-динамометаморфизм (Джиноридзе Н.М., 1988) and polygenic formation (Филиппов С.А., 1988). The detailed analysis of these hypotheses showed that none of them can claim to be a comprehensive explanation of the properties, distribution and relationships of variegated sylvinites and salt rock of replacement zones with enclosing rocks.

Salt rocks minerals, especially chlorides, are rather resistant to temperature change. An increase in temperature reinforces the effect of mechanical and chemical factors. In the first case it happens due to the reduction of the salt viscosity, in the second – at the expense of rising of dissolving capability of underground waters and the rate of chemical reactions.

3.5 THE DESTRUCTION OF SALT TRATUM (KARST)

Supergene karst. Everywhere salt rocks of VKSD have undergone the post depositional alterations under the influence of infiltration waters – from selective leaching to complete salts dissolution.

On the deposit there are two types of supergene karst: areas of solid and local karstification. Spatially karst areas of the local development are situated on the anticlinal folds of positive structures. Zones of development of solid karst are located close to the western and eastern borders of the northern part of the potash deposit. On this site there is common high occurrence of saliferous rocks, except for areas where salt table declines.

Active salts leaching, mainly in the anticlinal folds of positive structures, resulted in the dissolution of not only the upper horizons of the overburden salt rock, but of a significant part of potassium-magnesium salts as well. Thickness of dissolved salts stratum on some of the domes exceeds 100 m.

Sylvinite caps are formed due to the incomplete (incongruent) dissolution of carnallite of the beds of carnallite member. They are formed, as a rule, in the anticline parts and on the sides of salt domes.

Hole drilling of sylvinite caps, developed in the limits of the large positive structures of VKSD demonstrated that supergene sylvinites sometimes occur at depth of 30–70 m below salt table. Moreover, in the section of these caps the beds of secondary sylvinites sometimes alternate with the beds of invariable carnallite rocks. All of this suggests that in some cases the developing karst was not a continuity, parallel to a salt table, but it was complicated by the 'tongues' deeply penetrating inside the salt deposits through some fluid channels.

The scales of karst processes in the supergene zone in the past can be recovered with the thickness of karstogenic rocks. On VKSD the thickness of gypsum-clayed caps is 10–15 m in average, in the northern part of the deposit it is 75 m and over.

In the majority of cases the gypsum-clayed cap is composed of dark gray brecciated clays with substrata, lenses and inclusions of transparent and brownish-red grains of gypsum. The characteristic feature of these structures is the occurrence of

films, inclusions, small lenses and interlayers of red, reddish-orange and orange-yellow stuff, which represents the residue after dissolution of potassium – magnesium salts (so called 'hematite intercalated beds').

Deep-seated karst. The set of characteristics of the geological aspect of the systems of sublatitudinal structures of the deposit can be explained by the discharge of subsalt waters through its salt stratum. The sequence of the processes and mechanisms of their formation can be represented as follows.

The most intensive displacements of crystal basement blocks of Pre-Ural foredeep took place in the final stage of the Hercynian tectonic cycle on the boundary of the Permian and Triassic stages. At the same time Borovitsky and Durinsky faults revived. Owing to the difference of physical and mechanical properties of salt and subsalt strata, fractures formation was of different nature. Germination of disjunctive dislocations in the salt stratum was preceded by formation of plicative dislocations. It was manifested in the development of anticlinal folds.

When a certain limit of deformation happened, fractures had arisen in the salt strata as

well. Rupture of the salt stratum which is a powerful impermeable bed, determined an intensive discharge of subsalt ground waters.

The composition of discharging ground waters was not constant but has evolved through the time. On the first stage of discharge less salt saturated expelled waters of ГАТ (interstitial waters of clay and waters of gypsum dehydration) predominated. Ground waters of deeper horizons were less aggressive toward the salts. The true values of salinity and composition of waters of the lower parts of the sedimentary shell during their migration period through the salt stratum probably will stay unknown. Preliminary estimation indicated that for the formation of, for example, Gulinsky trough a discharge of salt waters $3.6 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$ was required. Long and powerful discharge of subsalt waters is a cause of the complete absence of salts in the central part of this trough.

Thus, the genesis of negative sublatitudinal structures of VKSD can be defined as a tectonic-karst. Later imposed processes (supergene karst, halo-kinesis) had distinctly subordinate value.

3.6 CAUSES AND MECHANISMS OF SALT STRATUM DEFORMATION

There are several points of view concerning the nature of forces that caused the tectonics manifestation of the Verkhnekamskoe salt deposit. А.А. Иванов (Иванов А.А., 1975) considers that deposit salt tectonics is conditioned by the impact of regional tectonic forces as a manifestation of folding movements happened in the Urals. V.I. Корнин (Корнин В.И., 1966) has another point of view; he believes that a flow of lithified salts in Solikamsk depression is determined by the gravitational energy of overburden rocks. А.Е. Khodkov (Ходьков А.Е., 1962) trusted that the nature of forces is the same (i.e., gravity), but all intra-salt plicative structures were formed in the diagenetic stage when saline deposit (not yet consolidated) was a thinly fluid medium. According to В.М. Golubev (Голубев В.М., 1973), the main reason for the salt tectonics development on the predominate Verkhnekamskoe area is the gravitational salt flow along the slope of under-salt bed (on the east wing of the Solikamsk depression to its axial part). And, finally, according to N.M. Dzhinoridze (Джиноридзе Н.М., 1992), plicative deformations in the salt stratum are concentrated in the areas of regional thrusts.

The study of rocks rheology showed that their flow is the diffusive creep after Coble. The mechanism of this creep is known in geology as the dissolution under the pressure or recrystallization according to the Rickey's Principle.

There is a relationship between the morphology of small folds and the structure of the rocks constructed them expressed in the following way:

- at the evidently pronounced fluidal composition the deformed rocks are characterized by granoblastic texture that does not fit the salt creep mechanism according to the Rickey's Principle;
- the most multiple folding is characteristic for the beds with positively persistent bedded structure;
- rocks composing multiple-dislocated areas of potash deposit have distinct features of the secondary alterations (recrystallization, bleaching, sometimes local replacement);
- the most fluid minerals at rocks deformation are light red and pink sylvite, and granular halite.

The clear correlation between the intensity of salt deformation and their secondary alterations (bleaching, recrystallization, partial replacement) can be logically explained by the influence of additional volumes of water solutions.

Solutions penetrating into the salt stratum are characterized by high pressure. This pressure reduces the strain existing in the mineral matrix of rocks that creates quite new conditions of their recrystallization. Firstly, pressure-difference on the various boundaries

of mineral grains (i. e., the difference of chemical potentials) reduces. Secondly, the thickness of the intergranular water film enlarges sharply, which increases the rate of mass-transfer during recrystallization. In these conditions recrystallization under the Curie Principle happens, which is based on the tendency of a crystal (or a grain) to get a form corresponding to minimum surface energy. During recrystallization of monomineralic rock the most energetically favorable crystal form is an isometric one, close to the incorrect dodecahedron. This is the only explanation of the observed intensive development of granoblastic rock structures in the areas of their maximum deformation. For the materials with granoblastic structures, the typical deformation mechanism is sliding along the grain boundaries. Moreover, the presence of equiaxed grains, which is a characteristic of granoblastic structures in the areas of large deformations – is a feature of superplastic flow toward the mechanism of grain boundary shifting. In our case superplastic flow of salts is supported by the occurrence of the areas with the deformation close to 1000%.

There is no need to prove that the intensity of mass-transfer during recrystallization will be increased if the water environment will be in motion, i.e., will be filtered through deformable massif. Secondary processes in the areas of intensive salt rocks deformation suggest that filtering occurred. The motion of solutions happened not only through the originally existed fluid channels in the rock, but through the pore space,

3.7 NATURE OF INSTANTANEOUS OUTBURSTS OF SALT AND GAS

None of the existing hypothesis of the origin of sources zones of instantaneous outbursts of salt and gas (IOSG) is universally recognized, as they are either poorly developed or explain one of the above mentioned features of the outburst-dangerous zones.

Analysis of peculiarities of geology aspects of source zones of IOSG manifestation brings to the conclusion that IOSG source zones are associated with migration paths of fluids of different nature (water-salt solutions, oil, magma, etc.).

As shown above, fluid migration paths in the salts were represented by the tectonic fissures, hydraulic fractures, cleavage vesicles, intergranular fracturing, pore space of salt clays and weather pits of potassium minerals. With a penetration of fluids into the salt stratum they flew through the migration paths represented by the united hydraulically connected system of macro- and micro-cavities. When the fluid flow stopped the united system fell into parts, forming a series of quasi-isolated smaller systems of voids filled with residual fluid.

Depending on particular conditions, these systems have either disappeared or retained for an indefinite long time. The main condition of the conservation

which is formed during the superplastic flow of salts, i.e. through grain boundary poriness. It is known that in the majority of cases the superplastic flow demands free volume of the grain boundary poriness, providing optimal conditions for the grain displacement against each another. Thus, the existence of split-level poriness gives the opportunity to filtering solution for interaction with the whole volume of the deforming rock. The rock interlayers constructed with another structure, were deformed according to the Coble mechanism of diffusion creep.

Solutions penetrating into the salt stratum were irregularly distributed in the massif. Somewhere they moistened the whole volume, in other places, the process was fragmental. It is natural that some areas of the massif in the place of solutions extrusion for some reasons did not change their moisture content; therefore, the salt rocks viscosity had not been changed. However in general, the area of solutions extrusion was characterized by lowering of average effective rock viscosity and, therefore, salt deformation here was more intensive than in the neighbor 'dry' areas.

Areas of extrusion of under-salt waters into the salt massif were distributed independently from the overall tectonic structure of the deposit. So an intensive dislocation of salts in the form of isolated pot bottoms of beds, small and large anticlines characterized by extensive development of goffering occurred not only at elevations but in the limits of large negative structures as well.

of the systems is the value of fluid pressure gradient on their peripheries. If the pressure gradient exceeded the initial filtration gradient then a fluid would diffuse in the surrounding massif. In a reverse ratio of these values a fluid having high residual pressure prevents a recovery of structural links between the grains.

As a result, rocks weakness, acquired at tectonic breaking of massif or leaching of , can persist for a very long time. If a residual fluid was presented by gas or contained gas, then these isolated systems, together with their host rocks, were nothing else but the source zones of instantaneous outbursts.

During carnallites sylvinitization the migration of aggressive solutions went from the variegated sylvinitite towards development of carnallite rocks. Owing to the high penetrating of clay-anhydrite intercalated beds, aggressive solutions primarily penetrated in saline clays and, therefore, sylvinitization of carnallite rocks started from the top. Carnallite decomposition was accompanied by the solid phase deficit, whereby, the newly formed rock (variegated sylvinitite) when close to the contact with carnallite rock had a hyper poriness. In the areas of complete carnallite decomposition the structural links be-

tween mineral grains were recovered under the impact of pressure and continued solutions migration. So the rock became monolithic, practically without coarse pores. Together with the sylvinitization front the zones with different porosity displaced in the same direction as the migrating solutions. The largest

numbers of source zones of IOSG were formed in the development areas of more porous rocks, i.e., near the contact of the variegated sylvinitite with carnallite rock. This explains the displacement of the maximum of frequency of instantaneous outbursts of salt and gas towards carnallite rocks.

3.8 ROLE OF GROUND WATERS IN DEPOSIT EPIGENESIS

Water sources

Process of lithification (solidification) of all sediments including saline deposits, leads to decreasing of their porosity and, as a consequence, to a dislodgement of pore solutions contained there. The volume of pore solutions, squeezed from the saline deposits block with a section of 1 m² that generated the ПДКC stratum, is equal to the total volume of sediment pores with the exception of the volume of residual pores of the formed rock. In the period of the diagenesis out of the stratum of saline deposits, underlying the potash deposit about 34 m³/m² of pore solutions was squeezed.

In the late diagenesis and katagenesis the basic squeezing of pore waters from non-saline deposits (mainly clay-anhydrite intercalated beds) took place. Their solidification is much slower than of the salts. The total thickness of saliferous clays of the ПДКC of the deposit is about 70 m. Their modern porosity, as have been already noted, is equal to 8.3%. Because of the absence of any data let us assume that their porosity after the consolidation of salts was about 30%. Consequently, the volume of water squeezed from the saliferous clays of ПДКC is estimated in 22 m³ per every square meter of the salt deposit area.

Powerful source of aggressive waters is gypsum dehydration process with the formation of anhydrite. In the course of experiments on evaporation of sea water at all stages of salt-sedimentation up to eutonic, calcium sulfate falls out only in the form of gypsum. Moreover, the study of the mineral composition of modern sediments showed that the 'deposition of sulfates from modern salt lakes in the mineralization range of 15–27%, corresponding to the ancient genesis of calcium sulfate, occurs only and exclusively in the form of gypsum; anhydrite in any perceptible amount is missed'.

At dipping of sediments in depths of 200–400 m gypsum transfers into anhydrite, in the formation of 1 m³ of anhydrite water volume of 0.783 m³ distills. In the section ГAT of Verkhnekamskoe deposit there is approximately 120 m of anhydrite. Therefore, during its forming at about 95 m³ of almost fresh water on every square meter of salt deposits was squeezed.

We have already noted that the total thickness of clay rock in the ГAT section is about 110

m. Accepting the same estimations of porosity, as for saliferous clays, we searched out that after salts diagenesis approximately 35 m³ of interstitial waters on each square meter of salt deposit was squeezed out from the clays of ГAT.

During katagenesis of salt rocks on each square meter of salt deposit about 140 m³ of water was squeezed from clays and sulfate rocks of ГAT. At that the major part of this water was almost fresh.

Mechanisms of water penetration into salt stratum

Despite the fact that many features of the geology aspects of VKSD directly indicate on the penetration of different fluids into the salt formation (expelled water, hydrotherms, oil, etc.), the mechanisms of this penetration are still unclear. In fact there are no obvious signs of faults in the deposit salts, which could be the ways of penetration of water of different genesis into the salt deposit.

Let's have a look at one of the possible mechanisms for delivering of subsalt expelled water into the salt deposit of the field. Three circumstances are the conditions to realize this mechanism.

The first – sublateral tectonic strains existed in the salt deposit in the east-west direction; as evidenced by the western overturning of folds of all types.

The second – crystalline basement of Solikamsk depression and deposits, occurring directly under the salt stratum, are divided by a series of sub-vertical ruptured faults where at the post-Permian period the blocks displaced relatively each other.

The third – subsalt deposits are saturated with waters, the pressure of which, especially at the expelled stage of the basin formation could approach to the lithostatic one.

During the periods of tectonic activity in the bottoms of salt stratum above the blocks junctions of subsalt bed, due to the lower salts hardness (blocks moving occurred relatively quickly, but not instantly), drape folds with numerous joints were forming, they often generated structure of ponytail type. In general we can claim that on the site of the ruptured fault entrance into the salt stratum a fan of differently oriented cracks filled with subsalt waters formed. Further on joints in salts were developed under the mutual action of fluids pressure and sub-horizontal tectonic movements.

To determine the possible direction of the development of initiating joints, the geomechanical analysis of the conditions of their formation for different geological models with different tectonic settings was performed. This analysis showed that, in principle, there is a mechanism of fluid channels forming inside the salt stratum, which does not require the forming of some through fracture of thrusting type.

Paths and directions of water migration

The problem of migration paths of solutions inside the salt stratum of the deposit is of principal importance since it is they ultimately determine the specific situation with epigenetic transformations of salts composition and structure. Let's consider the migration paths of brines in the compacting salt strata of saline deposits, which in respect of conductivity was a heterogeneous environment.

This heterogeneity was manifested on two levels. The first one is conditioned by a difference of saline deposits penetration and beds of weakly compacted carbonate-anhydrite-clay deposits. The second level was manifested in the alternation of relatively pure salt layers and clay alluviums. The difference of penetration of two levels is caused by one and the same reason by the dimensions of interconnected pores.

In weakly compacted saline deposits the pores are large (2–3 mm) and have a good link in between. The penetration of these deposits is enormous and often exceeds 2000 m/day (i.e., 1700 darcy). The interbeds and beds of non-salt sediments on the diagenesis stage are heavily watered sediment as well, however, due to the small sizes of clay particles, the pores of this sediment are small, which determined its low penetration relatively to saline deposits. But in general, in compacting salt strata there were no anyhow expressed fluid-channels and forced-out brines, so migration took place in the form of a continuous filtering through the system of interconnected pores.

Clays due to the solidification lag, still retain significant porosity. The fact that when the salts reach almost zero penetration, clays solidification almost stops. Contained in thin interbeds and beds of saliferous clays pore water cannot move to the marginal parts of saliferous stratum, i.e. to the places of their possible discharge because of the low pressure gradient. In such a way, because of the difference in speed of solidification of different types of sediments in the consolidated stratum of salts, a system of sub-parallel closely situated fluid-channels is formed, which are the thin bodies of saliferous clays. Therefore, to speak about almost zero penetration of salt rocks is possible only in cases when the penetration was measured on samples without saliferous clay interbeds, or across the stratification of rock.

Despite the fact that at the solidification a penetration of clay interbeds was reduced, however, in comparison with the penetration of compacted salts, it re-

mains high. Saliferous clays penetration remains high in absolute terms, if compare it with the penetration of common clays. This is facilitated a strong concentration of salts in the pore solutions of saliferous clays, because of the high content of electrolytes the film thickness of osmotic water around the clay particles is significantly less than in case when the fluid is represented by fresh water. The difference of the clay penetration in brine and fresh waters can reach 100 times.

The fluid-channels of another type are the inter-grain boundaries and micro-joints, which are always present in any rock. The minimum width of micro-joints at which fluid filtration is still possible is 0.15 m. The presence of micro-joints in the salts of Verkhnekamskoe deposit is of no doubt, especially with respect to carnallite rocks. Transfer of a matter through very fine joints and inter-grain boundaries happens due to diffusion. However, these distances are short and account not more than 3·10⁻⁴ cm. Geological processes are characterized by large physical time, which is sufficient to achieve the physical and chemical equilibrium at the expense of diffusion within micro-cycles of salts.

Availability of fluid-channels of different scales (intercalated beds of saliferous clays, micro-fracturing and grain boundaries) determines the principle ability of interaction of aggressive solutions with any amount of salt rocks even at the katagenesis stage.

There are larger fluid channels as well, formed as a result of influence of external forces at salt rocks. The examples of that type of fluid-channels are joints, which are widely spread in intercalated beds of saliferous clays. In the majority of cases, these joints are performed by secondary salt minerals. Along with the filled joints in the rocks, including salt rocks, more rarely occur the open ones.

The above mentioned data indicate that at the katagenesis stage there were numerous fluid channels in the salt stratum, the formation of which takes place due to different processes.

The published results of experimental and theoretical studies of the epigenesis of various sediments provide objective consideration of the direction and nature of the movement of expelled waters in relation to salt strata. Sedimentary solidification of deposition under the influence of gravitational forces is a major factor in water migration at the diagenesis stage. The direction and scales of the movement depends on the internal features of consolidated stratum.

Discharge of water solutions at solidification of well penetrated horizontally bedded sediments, which the saline deposits are, happens mainly in the form of rising laminar filtering. Another situation, when stratum with homogeneous content rests on a sloping base. Accounting of the 'rule of tangents' demonstrated that in the section of sediments stratum the expelled waters migrate from the most immersed part of the basin to its marginal parts.

Predominance of lateral migration of fluids over vertical one during the diagenesis stage of salt rocks of Verkhnekamskoe deposit has crucial importance for saving of carnallite member, because the amount of forced-out waters is enough to transform the most part of carnallite rocks into sylvinite. In the axial part of the Kama depression at the stage of diagenesis the metasomatic change of the rocks content was minimal, so there remained the large fields of carnallite rocks of bottom beds of carnallite member and fragments of bed KpIV.

Migration of aggressive solutions in the salt stratum at the stage of catagenesis took place over the block joints of the subsalt rock complex. Processes of water solutions migration of this stage and migration metasomatism associated with it had pulsating nature because the formation of fluid channels is heavily dependent on the intensity of foundation blocks movements relatively each other.

Metasomatism of salts

At the penetration of solution, saturated only with NaCl, into sylvinite bed a sylvite dissolves and halite crystallizes simultaneously. Sylvite dissolution happens until the solution would be saturated with NaCl and KCl. When this solution interacts with carnallite rock an incongruent dissolution of carnallite occurs. Carnallite dissolution will occur as long as the solution does not become equilibrium to the solid phase (halite+sylvite+carnallite).

Quantitative estimation of a degree of solutions aggression which migrate within the potash deposit may be given in the form of substituted mineral volume per unit of the aggressive solution volume. The most aggressive solutions are those that do not have the components containing the potassium minerals. Solutions belonging to them are waters of infiltration, waters of gypsum dehydration and pore waters of FAT.

Mechanical redistribution of clay material

We consider the main mechanism of the formation of concentration of clayed material is mechanical transfer of clayed particles with water solutions, migrated in salts at various stages of the epigenesis. The movement of water solutions at the catagenesis stage, when rock lithification had been already completed, mainly occurred through various joints and exfoliation caves, formed owing to either rock crumpling or hydraulic fracturing.

Relatively short duration of subsalt waters discharge through the salt stratum, small water sections of fluid channels and significant pressure gradients predefined the advanced speed of fluids flow. Since cleavages mostly confined to halopelit interlayers, where the rocks are less strong, solutions picked up the clay particles and transport them as suspensions. Sufficient speed of the solutions movement, accord-

ing to Stocks formula calculations, is about $3,5 \cdot 10^{-6}$ m/s. On the areas with highly enlarged cross sections of fluid channels a speed decreased below the critical value, which led to the loss of suspended particles from the emulsion and their concentration.

General characteristics of fluids role in epigenesis of salts

The exposed patterns of the geological aspects of the salt stratum testify the large-scale manifestation of the epigenetic processes, many of which happened with the participation of various ground waters.

All various processes in the salt stratum with participation of water solutions are separated into two types: active and passive. The active role of water solutions is demonstrated in their ability to chemical and mechanical impact on the salt rocks (sediments). In this case, the solution is in motion. The passive role is shown when a solution, being chemically balanced to the salts, is the medium where diffusion motion of dissolved substances takes place. In this case, the water solution is either at rest, or is slowly filtered through the salt rock (sediment).

The composition of salt rocks changes with several mechanisms: dissolution, dissolution-transportation-deposition (i.e., re-deposition), metasomatism, mechanical transportation of insoluble substance with the following deposition, the purification of mineral grains from admixtures at their crystallization, precipitation of substances from the solution in the formed caves.

There is a wide range in the formation (or transformation) of the structures of salt substrate as well: formation of meta-crystals and injective bodies (dykes, lenses, bed-like bodies, etc.), folded deformations (from goffering up to large isolated folds and their series).

The role of water solutions in salts recrystallization has been known for a long time, but, unfortunately, it is still undervalued. Mainly it concerns the salt rocks recrystallization under the influence of migrating brines which are chemically balanced with them. In particular, at recrystallization of variegated sylvinites of bed A the variegated sylvinite is formed.

Migration of post-sedimentological and subsalt waters within the salts stratum (or saline deposits) went along both fluid channels jointing stratification as well as along lateral, mainly through intercalated beds of clayed-anhydrite material. Moving within the salt stratum ground waters, i.e. brines saturated by NaCl, contributed the recrystallization of primary halite, so halite neocrystallizations in most cases have conformability in microcycle and visually are perceived as sedimentary types.

It is known that the recrystallization of minerals is usually accompanied by the growth of crystals and displacement of admixtures to the periphery. Initial recrystallization of feathery dark gray halite led

to the formation of feathery light gray halite. Its dull-white 'fir-trees', apparently, must be regarded as relics of the same 'fir-trees' of feathery dark gray halite.

Further recrystallization led to the formation of the sparry halite. Thus, the recrystallization of primary feathery dark gray halite was followed by grain coarsening and increasing of crystal purity. The fine particles of clay and other non-salt minerals, initially contaminating the crystals of feathery dark gray halite were pushed out from neocrystallizations to periphery. As a result the thinnest intercalated beds of clayed-anhydrite material ('shirts') were formed on the contacts of the structural varieties of halite.

As far as feathery dark gray halite contains much more admixture elements than other types of halite, the most distinct 'shirts' are concentrated on the boundary of intercalated beds of dark and light gray feathery halite. Together with recrystallization of halite there was the formation and growth of anhydrite bounds.

4 GEOLOGICAL ASPECTS OF DEPOSIT DEVELOPMENT

The main aim of the detailed exploration is to determine the number of factors defining mining-and-geological conditions of the deposit development or its field. Mining-and-geological conditions of the deposit development mean the combination of features of its geology aspects and characteristics building up its rocks and ores, which determine technical feasibility and economic viability of its development and influence the efficiency of mining operations.

At evaluation of the deposits or their fields usually not only mining-and-geological factors are considered, but many others. Speaking about VKSD, a commercial evaluation of its fields for underground mining method may be given with consideration of 46 factors, which are combined into six groups: mining- and- geological conditions, reserves and quality of ores, infrastructure, environmental restraints, engineering-geological and medical – climatic conditions.

To determine the importance of each of the 46 individual factors by the analytical (calculated) methods is impossible, as the quantitative relations between them are unknown, many of the factors are interrelated and some of them have only quality characteristics. In this situation the most efficient is to use expert techniques. In our case, to determine a significance of individual factors, AHP-method is used, which is based on the paired comparisons method. During results processing of the expert survey of nine highly qualified specialists the loading factors coefficients, influencing on the efficiency of VKSD development area were defined (table 5).

In such a way, the stratification of salt rock and, most likely, potash rocks of Verkhnekamskoe deposit is heterogeneous, that is, it has a dual nature – primary and secondary. The primary stratification reflects the conditions of sedimentation in salt basin and appears in alternating of intercalated beds of feathery dark-gray halite and clayed-anhydrite material. The secondary stratification is caused by slow recrystallization of already deposited feathery dark gray halite at the stages of diagenesis and catagenesis during the migration of water solutions mainly along intercalated beds of the clayed-anhydrite material.

It should be noted that none of the considered processes of interaction of water solutions with the salts in the 'pure form' is ever found – it is always a complex of simultaneously acting mechanisms. It is possible to regard the relative predominance of one or other processes. The same applies to the geological results of this interaction.

The main influence on valuation of the VKSD area have the geological factors (mining-and-geological conditions, reserves and quality of ores) with a total factor loading of 67%.

1. The thickness and structure of WBT are characterized by integral hydrological conditions of development of potash ores. This parameter determines not only the fundamental possibility of underground working of salt deposits, but has an influence on the degree of ore mineral extraction from subsurface, as well as on the safety of the mine operation in general.

2. Thickness of workable beds influences on the actual mining technology and on the dilution of broken ore. The bigger is the minable beds thickness, the more valuable is a site.

3. Roof stability of workable beds is expressed through the time of satisfactory condition of underground mines status; and it also influences on the quality of broken ore and the costs of roof fixing. The higher is the stability of workable beds roof, the more valuable is the site.

4. Gas content of massif and gas dynamic phenomena. Gas content of massif is assessed by gas volume of rocks. The greater is the gas volume of rocks, the larger are the mine ventilation expenses. The IOSG are rather dangerous, because they bring significant material losses to potash mines and constitutes life-threatening situations for mineworkers. The lower is IOSG probability; the more valuable is the site.

5. Thickness of technological interbeds ('ceilings' between two working floors) determines the stability of the underground mines. In general, the bigger is

Table 5

Factor significance (“loading”) determining development efficiency of VKSD area

Factor groups (total “loading”)	Specific factors	Factor “loading”, %
Mining-and-geological conditions (37%)	1. Thickness and structure of water-blocking thickness (WBT)	16
	2. Thickness of workable beds	4
	3. Roof stability of workable beds	3
	4. Massif gas presence and gas dynamic phenomena	3
	5. Thickness of technologic partings	2
	6. Presence of replacement zones by salt rock	2
	7. Depth of workable beds	2
	8. Strength properties of rocks and ores	2
	9. Plication intense	2
	10. Presence of fractures	1
Ore reserves and quality (30%)	11. Number of stocks	11
	12. Degree of stocks exploration	4
	13. The KCl content	4
	14. Technological properties of ores	4
	15. The I.C. content in the workable beds	3
	16. Variability of the KCl in working beds	2
	17. Existence of stockpiles of other salts	2

Infrastructure (16%) Environmental restrictions (8%) Engineering-geological conditions (7%) Medical-climatic conditions (2%)

the thickness of technological interbeds, the more valuable is the site.

6. Occurrence of replacement zones reduces the amount of balance reserves and content of commercial element in produced ore, increases the variability of its composition, and requires bigger volume of primary mining. The less is the number of replacement zones, the more valuable is the site.

7. The occurrence depth of the workable beds determines costs for cutting mine shafts and surface rock hoisting, as well as the degree of ore extraction from the subsurface. The less is the depth, the more valuable is the site.

8. Structural behavior of rocks and ores is multi-directional. On one hand, the high values of rocks and ores strength allow increasing the coefficient of ore mineral extraction from the subsurface, on the other – increasing the energy costs for primary work and ore mineral breaking.

9. Intensity of orogenesis of workable beds reflects the degree of variability of absolute heights of their roof. On one hand the high intensity of orogenesis positively affects on the roof stability of mines, on the other – losses and dilution of ore mineral increase sharply.

10. Fracture presence reflects the development of the open cross joints in massif. For the VKSD this factor significantly complicates the conditions of development of ore minerals, up to the impossibility of their extraction. The less is the number of open cross joints, the more valuable is the site.

11. Amount of ore reserves may be determined by the VKSD field reserves or by remained reserves of mine fields of operating mining plants. The larger are

reserves, the more valuable is the site.

12. The degree of reserves exploration reflects the investment risks of the deposit development. The higher is the exploration degree, the more valuable is the site.

13. Content of KCl reflects the concentration of commercial mineral in sylvinite ores. The higher is the KCl content, the more valuable is the site.

14. Technological properties of ores are determined by their concentrating, which depends on many factors: structural features of ore, content and composition of I.C., $MgCl_2$ quantity of $MgCl_2$, and so on. The better is ore concentrating; the more valuable is the site.

15. Content of I.C. in the workable beds influences on the extraction degree of the commercial mineral from sylvinites during their concentrating period and, in general, increases both the expenses for ore processing and for the locating (storage) of clayed and salt-based drill cuttings. The most important point is that the content of I.C. in sylvinite ores determines the type of their concentrating. The lower is the content of I.C., the more valuable is the site.

16. Variability of KCl content in the workable beds is determined with the coefficient of variation (V) of content of the main commercial element of sylvinite ores. The smaller is the coefficient of variation of KCl content, the more valuable is the site.

17. The existence of the reserves of other salts (carnallite ores, salt rock, etc.) gives an opportunity for the ore-dressing complex to expand the list of output products without additional expenses for driving of the main mines in the future. This is a positive feature of the site.

The major part of the examined factors, the total ‘loading’ of which is 60%, can be directly estimated either according to the results of wells drilling (thickness and section of water-blocking thickness (WBT), thickness of workable beds and technological interbeds, as well as stratification depth of workable beds); according to laboratory studying of core samples (gas content of massif, strength properties of rocks and ores, content of KCl and I.C. in workable beds, technological properties of ores), or it can be estimated (calculated) in the established (regimented) order (abnormal structure of WBT, gas dynamic phenomena anticipating, number and degree of sylvinite reserves exploration, reserves of other salts).

The detailed analysis of the state of knowledge and research techniques of these factors demonstrated that the main tasks of the geological provision of the VKSD development are the following.

1. In the area of theoretical studies:

- history and mechanisms of the formation of explosive structure of the deposit, as well as a detailed study of the influence of major fractures (splits) on the processes of sedimentation of underworked massif;

- research of the modern dynamics of subsoil waters of over-salt rock complex and paleohydrodynamics salt stratum;
 - identification of the formation mechanisms of IOSG source zones;
 - examination of processes of salt stratum degradation outside the contour of the potash deposit.
- 2. In the production sphere of predictive models, which have practical importance:*
- development of the techniques for extraction and tracking of large isolated open fractures or their areas in WBT;
 - techniques improvement of forecasting the current mining-and-geological conditions of pay beds mining (source zones of IOSG, orogenesis intensity, stability of mines roof) and the ore quality in the subsurface (correction method of drilling data about I.C. content);
 - commercial evaluation of rock salt deposits outside of potash deposit;
 - development of new geological unified basis for VKSD ‘Directions for protection of mines against flooding of and undermining objects’.